

XXIII JORNADAS DE LA SOCIEDAD
ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA
Caravaca de la Cruz 3-6 de Octubre de 2007
LIBRO DE RESÚMENES



**X X I I I J O R N A D A S D E L A
S O C I E D A D E S P A Ñ O L A D E
P A L E O N T O L O G Í A**

C a r a v a c a d e l a C r u z 3-6 d e O c t u b r e d e 2 0 0 7

L I B R O D E R E S Ú M E N E S

**Editores:
Juan C. Braga
Antonio Checa
Miguel Company**

**Instituto Geológico y Minero de España
y
Universidad de Granada
2007**

**XXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología
(Caravaca de la Cruz, 3-6 de Octubre de 2007). Libro de
Resúmenes**

Editores: Juan C. Braga, Antonio Checa y Miguel Company

**Edita: Instituto Geológico y Minero de España y Universidad de
Granada**

Imprime: Copicentro Granada S.L., Granada

I.S.B.N.: 84-96856-20-8

Depósito legal: GR-2081/2007

Ejemplo de cita: Andrade Olalla, A. y Calonge García, A. Aprendizaje combinado como propuesta en la Convergencia Europea para la enseñanza de la Paleontología. In: *XXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología (Caravaca de la Cruz, 3-6 de Octubre de 2007). Libro de resúmenes* (Eds.: J.C. Braga, A. Checa y M. Company). Instituto Geológico y Minero de España y Universidad de Granada, 13-14.

XXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología (Caravaca de la Cruz, 3-6 de Octubre de 2007)

ORGANIZAN:

- **Sociedad Española de Paleontología**
- **Universidad de Granada**

PATROCINA:

- **Excelentísimo Ayuntamiento de Caravaca de la Cruz**

COLABORAN:

- **Consejería de Educación y Cultura de la Región de Murcia**
- **Instituto Geológico y Minero de España**
- **Programa Internacional de Geociencias. IGCP-Unesco**
- **Asociación Cultural Paleontológica Murciana**
- **Centro de Profesores y Recursos de Cehegín**
- **IES San Juan de la Cruz de Caravaca**
- **CajaGranada**

Conferencias invitadas

Major environmental change events during the Mesozoic and the recycling of carbon through Earth history

Hesselbo, S.P.

Department of Earth Sciences, University of Oxford, Parks Road, Oxford OX1 3PR

The record of Mesozoic geological history is characterized by several major environmental change events. These are commonly characterized by biotic mass extinction and ocean anoxia, and they coincide with voluminous flood basalt volcanism. Much of the world's current hydrocarbon reserves are sourced from sediment laid down during these events, and an understanding of the mechanisms linking biotic change, carbon-cycle processes, and palaeoclimate, provides a crucial context for present-day forcing of environmental change by fossil-fuel burning. The most significant environmental change events in the Mesozoic were at the Permian–Triassic and Triassic–Jurassic boundaries, in the Early Toarcian, in the Early Aptian, and at the Cenomanian–Turonian boundary. In almost all cases the events are associated with both negative and positive carbon-isotope anomalies, signifying major perturbations to the carbon cycle.

The Early Toarcian (Early Jurassic) Oceanic Anoxic Event (OAE) has a particularly good record in NW Europe. Here, Early Toarcian strata are commonly laminated and/or rich in marine organic matter. Extinction affected the benthic and nektonic fauna, suggesting that water column and sea-floor anoxia was a principal cause of the local extinction patterns. However, there are rather few data for this event from other regions, and recently several workers have challenged the notion that the Early Toarcian was globally significant, and have instead postulated that the environmental deterioration was diachronous over timescales of several million years. If this were true, global processes resulting from flood basalt volcanism could not easily provide an explanatory framework.

Of the Early Toarcian sections in NW Europe, that at Peniche, in the Lusitanian Basin of Portugal, is particularly informative. This relatively expanded section serves as a candidate GSSP for the base of the Toarcian stage. The sediments were deposited on a distal carbonate ramp, but closely adjacent to the footwall of a major basement uplift, the Berlengas–Farilhões Platform, which lay ~10–15 km to the west. The basement platform supplied coarse siliciclastic sediment and organic detritus of local terrestrial origin. Thus the strata at Peniche contain a mixture of materials from marine and non-marine sources. Carbon-isotope analysis (Hesselbo *et al.*, 2007) of the carbonate at a very high resolution, and of woody organic matter, show that these two materials show almost identical patterns of isotopic evolution, even though one is sourced from calcareous plankton in the surface waters of the basin, and the other is from carbon taken directly from the Early Jurassic atmosphere. Localized atmospheric carbon-isotope anomalies are conceivable, if one postulates an intense persistent local source of isotopically very light carbon, but close parallelism between surface marine and terrestrial isotope curves through the whole section would be extremely unlikely in these circumstances. The reality of the atmospheric signal cannot be doubted and that implies that the isotope anomalies, and associated phenomena, are of global significance.

The large carbon-isotope anomalies have particular value for stratigraphic correlation. As a result, data on environmental change in the Portuguese section can be compared precisely with data from anoxic organic-rich shale of the Jet Rock, exposed on the coast of Yorkshire, UK, where other isotopic proxies indicate high surface-water temperatures (oxygen isotopes) and extreme rates of continental weathering (osmium

isotopes). Such observations indicate that increased deep-water gravity flow sedimentation during the OAE in sections such as Peniche, were caused by sediment supply increase rather than localized sea-level fall. It is also possible to establish correlations into sections that are rather poorly constrained by biostratigraphic data, such as paralic facies. For example, the negative carbon-isotope excursion of the *levisoni* Zone can also be recognized in particulate woody organic matter in marginal-marine sections of Bornholm, eastern Denmark. The sediments also contain well-preserved fossil leaves that provide evidence of high atmospheric carbon-dioxide content co-incident with the excursion. In principle, it should be possible to distinguish the isotopic signature in non-marine facies in other parts of the world, although this has not yet been achieved for the Toarcian.

A clear temporal link to flood basalt volcanism is established for the Toarcian OAE (i.e. with the Karoo-Ferrar large igneous province), and for other similar events. It has been suggested that greenhouse gas from volcanoes induced a warming of the atmosphere and ocean waters, which led to dissociation of oceanic gas hydrates, and release of isotopically light methane into the atmosphere. Further extreme environmental change is inferred in a positive feedback loop that was eventually brought to an end by increased organic carbon burial. However, other authors have argued that the size of the gas hydrate reservoir would have been insufficient to drive environmental change on the scale observed whilst at the same time matching the amplitude of the carbon-isotope excursion. An alternative recently suggested mechanism that links magmatic baking of organic-rich sediments in the intrusive complexes underlying flood basalt provinces possibly provides a more parsimonious explanation for these events. Such a mechanism is closely analogous in scale, and perhaps also in tempo, to our present-day liberation of carbon from fossil fuels.

References

- Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Duarte, L.V. & Oliveira, L.C.V. 2007. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth and Planetary Science Letters*, **253**, 455-470, doi: 10.1016/j.epsl.2006.11.009.

Plancton calcáreo, biomarcadores y la naturaleza de la extinción masiva finicretácica

Lamolda, M. A.

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva, 18002 Granada; mlamolda@ugr.es

La extinción del final del Período Cretácico es uno de los eventos que suscita mayor interés tanto en la comunidad académica como a nivel popular. Sin duda es el evento sobre el que hay un mayor número de trabajos durante los últimos 25 años y no por ello su interés ha disminuido.

Sus registros estratigráfico y paleontológico han desvelado muchas evidencias sobre la importancia de la extinción a nivel global, aunque no con iguales consecuencias biogeográficas ni taxonómicas. El tema que más controversia ha generado ha sido el de su modo de desarrollo, es decir: ¿fue una extinción catastrófica ó por el contrario lo fue gradual? Otro tema controvertido es si esa extinción masiva estuvo ligada a una sola causa, p. ej.: el impacto con la Tierra de un cuerpo extraterrestre, o bien fue el efecto de diversas causas concurrentes no necesariamente cohetáneas.

Los organismos planctónicos con endoesqueleto calcáreo: foraminíferos y nanoflora eran unos grupos diversificados según nos muestra su registro en el Maastrichtiense superior, evidencia de un ecosistema estable y complejo. Tras la extinción quedaron reducidos a unos pocos componentes oportunistas, con registros de abundancia absoluta del orden de la cuarta a la quinta parte de la etapa preextinción. El registro de ambos grupos muestra una recuperación relativamente lenta, aunque algo más temprana en el caso de los foraminíferos planctónicos.

La sección del Barranco del Gredero, próxima a Caravaca de la Cruz, es una de las localidades clásicas en el estudio de la extinción finicretácica (Smit, 1982), con una de las mejores representaciones de depósitos marinos del talud superior. No se ha apreciado discontinuidades en el registro, que presenta unas facies margocalcáreas en las que las “arcillas del límite”, Daniense inferior, suponen una singularidad en la sucesión sedimentaria caracterizada por: a) una pérdida importante en el contenido de carbonatos y en la tasa de sedimentación, b) una fina capa roja en su base con evidencias de eyecta distales de un impacto meteorítico, c) importante reducción tanto en la abundancia como en la conservación de los foraminíferos planctónicos, d) aumento hasta más de dos órdenes de magnitud de los valores de algunos biomarcadores como coroneno y otros productos piro sintéticos, y en menor medida la de otros componentes de plantas superiores terrestres, y e) reducción del orden del 2 ‰ en $\delta^{13}\text{C}$, tanto en carbonatos como en materia orgánica.

El estudio de las asociaciones de los foraminíferos planctónicos ha dado lugar tanto a interpretaciones catastrofistas como gradualistas (Smit, 1982; Canudo *et al.*, 1991, entre otros). En el trabajo de Kaiho & Lamolda (1999) se estudió el tránsito entre el Maastrichtiense y el Daniense abordando el problema de la extinción masiva con un análisis tafonómico (foraminíferos) y de isótopos estables. Los resultados sobre las 12 especies comunes de foraminíferos planctónicos cretácicos de mayor y mediano tamaños ($> 250 \mu\text{m}$) y los heterohelícidos ($125 \mu\text{m} > \varnothing > 63 \mu\text{m}$) no muestran variaciones en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en tránsito Maastrichtiense–Daniense, frente a la reducción del 2 ‰ en la fracción fina carbonatada y la subsecuente reducción en los foraminíferos bentónicos (*Lenticulina* spp.). Por ello indujeron que los especímenes de esos taxones cretácicos registrados en la base del Daniense no eran supervivientes sino retrabajados. Sólo la

especie *Guembelitra cretacea* sobrevivió a la extinción de acuerdo con su análisis isotópico.

El análisis tafonómico centrado en la abundancia de las 12 especies cretácicas estudiadas, por gramo de carbonato, y su conservación muestra una fuerte disminución tanto en su abundancia como en el porcentaje de ejemplares bien conservados. Estos resultados refuerzan el retrabajamiento aducido para las especies cretácicas en el Daniense y apoyan la hipótesis catastrofista para la extinción finicretácica.

Una pequeña fracción de las muestras, en bruto, en las que se estudiaron los foraminíferos, se usó para el análisis de las asociaciones de nanofósiles (Lamolda *et al.*, 2005). Su conservación no induce a pensar en cambios significativos entre las asociaciones registradas y las comunidades de procedencia. Hay retrabajamiento en el Daniense basal, pero no puede generalizarse de forma que influyera marcadamente en el resto de las muestras estudiadas.

La mayor parte de las especies cretácicas sufre una fuerte reducción, con mínimos valores en la base del Daniense (Fig. 1), coherente con el registro de evidencias de impacto

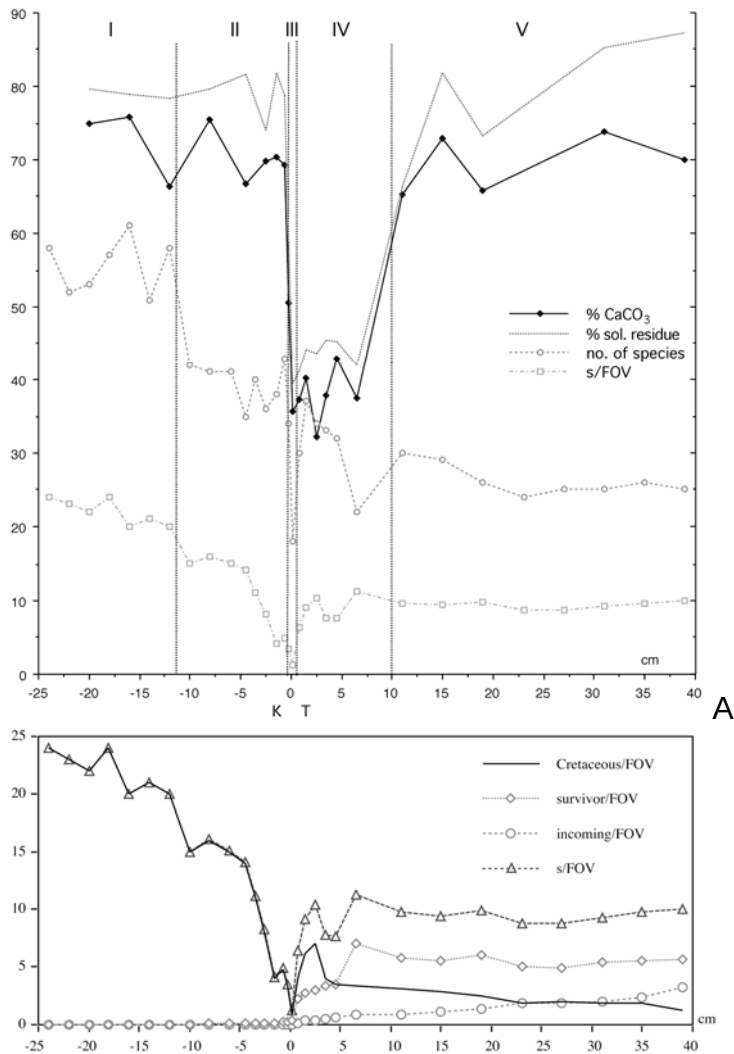


Figura 1. A) Cambios en el número de especies, abundancia absoluta de nanofósiles (s/FOV), porcentajes de CaCO₃ y residuo soluble en HCl en las muestras estudiadas. B) Cambios en la abundancia absoluta de los taxones cretácicos (en extinción), supervivientes, nuevos taxones y total de nanofósiles en la sección de Caravaca (según Lamolda *et al.*, 2005, figs. 2 y 4, respectivamente).

meteorítico y la extinción masiva de los foraminíferos planctónicos. Dicha reducción se incrementa hacia los 12 cm (aproximadamente 4 ka) bajo el límite con el Daniense, y hay un nuevo declive parabólico en los últimos 5 cm maastrichtienses (2 ka). Este registro es conforme con un patrón de extinción acelerada a partir de un ecosistema algo inestable al final del Maastrichtiense, como supone el registro de taxones de aguas frías: *Prediscosphaera stoveri* y *Nephrolitus frequens*, en esta región con asociaciones subtropicales típicas del Tethys, junto con el aumento hasta en 40 veces de la abundancia absoluta del dinoquiste calcáreo oportunista *Thoracosphaera* spp.

Tras la extinción, las especies oportunistas dominaron el fitoplancton calcáreo (Fig. 1B), registrándose eclosiones sucesivas de esos supervivientes. En la parte superior de la sección estudiada, el registro se reparte entre taxones supervivientes y nuevas especies danienses (Fig. 1B), lo que es representativo de un ecosistema pionero de nanoplancton calcáreo hacia los 25 ka tras la extinción masiva. La abundancia absoluta registrada es todavía del orden de la cuarta parte (excluidos los taxones cretácicos en extinción y/o retrabajados) de la encontrada a 20 cm por debajo de la base del Daniense.

Para ilustrar los aspectos del cambio en la productividad primaria, así como en la temperatura del sistema atmósfera-océano y aireación del fondo del mar, Kaiho *et al.*, (1999) hicieron un amplio análisis geoquímico sobre una fracción de las mismas muestras que sirvieron para el estudio de los foraminíferos. Parte de la reducción del 2 ‰ en $\delta^{13}\text{C}$, en la fracción fina de los carbonatos sobre la capa roja basal daniense, se interpreta en la literatura como representativa de un colapso en la cadena trófica pelágica, seguida por una reducción del flujo de materia orgánica hacia el fondo del mar (Zachos *et al.*, 1989). Esta hipótesis viene reforzada por la reducción de fósforo encontrada en las mismas muestras en Caravaca. La etapa crítica en cuanto a productividad primaria parece finalizar hacia la base de la Zona de *Parvularugoglobigerina eugubina* (P1a), aproximadamente 13 ka tras el evento de extinción masiva, según indica el aumento del gradiente entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de la fracción fina de carbonatos y los foraminíferos bentónicos, conhetáneo con aumentos de fósforo y calcio en el sedimento. Coincide con la estabilización de la abundancia absoluta de nanofósiles, aunque sólo sea la cuarta parte de la del Maastrichtiense terminal.

Por otra parte, los aumentos de $\delta^{34}\text{S}$, en sulfuros y sulfatos, del Índice de Hidrógeno (HI), y la disminución del índice de foraminíferos de oxígeno disuelto implican una reducción rápida en la aireación del fondo del mar coincidente con la anomalía negativa de $\delta^{13}\text{C}$. Esta situación se conoce también en localidades del Pacífico (Kajiwara & Kaiho, 1992), por lo que se concluye que durante el Daniense temprano hubo un desarrollo de condiciones anóxicas o disóxicas en los fondos oceánicos.

La hipótesis del choque meteorítico ligado al evento finicretácico predecía un rápido calentamiento de la superficie terrestre tras el mismo. En Caravaca la densidad de muestreo ha permitido caracterizar esa desviación fehacientemente con una disminución hasta del 1,2 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ en los 2 cm basales de las “arcillas del límite” (aproximadamente durante los 3 ka tras la extinción y el evento $\delta^{13}\text{C}$). Esa anomalía, excluidos sesgos diagenéticos, implicaría aumentos medios de la temperatura de $\sim 5^\circ\text{C}$.

El calentamiento del sistema atmósfera-océano conllevó un aumento de las precipitaciones y su intensidad como lo muestra el incremento de la relación caolinita/ilita hasta tres veces en la base de las “arcillas del límite” respecto a los sedimentos cretácicos subyacentes. Tales altas concentraciones de caolinita en sedimentos marinos están referidas en la literatura como propias de climas tropicales cálidos y lluviosos y por tanto es un buen índice para inducir cambios climáticos.

El impacto meteorítico afectó profundamente a la biosfera. El registro de fusinita y otros compuestos propios de la quema a altas temperaturas de materia vegetal, en la base del Daniense tanto en sedimentos marinos profundos como continentales, indujo a proponer la existencia de incendios muy importantes en la superficie terrestre tras el choque mencionado. Para ilustrar esos acontecimientos medioambientales, Arinobu *et al.* (1999, 2005) estudiaron los componentes orgánicos en otro sublote de las muestras utilizadas para los foraminíferos. El análisis puso de manifiesto la presencia de coroneno y otros productos pirosintéticos (Arinobu *et al.*, 1999), así como de ácidos *n*-grasos propios de organismos fotosintetizadores, tanto del fitoplancton marino como de plantas superiores terrestres en la base de las “arcillas del límite” (Arinobu *et al.*, 2005).

La disminución de $\delta^{13}\text{C}$ próxima al 2 ‰ registrada en la base del Daniense es bastante mayor que el gradiente del 0,4 ‰ calculado por Ivany & Salawitch (1993) como valor medio actual entre las aguas superficiales y las profundas, por lo que postularon otra fuente adicional de ^{12}C . Tal sería el aporte de CO_2 generado tras los incendios. Arinobu *et al.* (1999) proporcionaron el primer perfil detallado del registro de productos pirosintéticos, encontrando valores hasta 150 veces de los correspondientes a las muestras maastrichtienses en los 0,5 cm basales de las “arcillas del límite”. Dicha anomalía, con una duración similar a la del Ir, está asociada a reducciones en $\delta^{13}\text{C}$ hasta del 1,8 ‰ en el alcano *n*- C_{29} . La aplicación del modelo de Ivany & Salawitch indica que pudo quemarse entre el 18 % y el 25 % de las plantas superiores terrestres en un tiempo muy corto, por lo que los incendios debieron ser de gran magnitud. La anomalía de $\delta^{13}\text{C}$ en el alcano *n*- C_{29} estaría ligada a restos de plantas superiores terrestres que vivieron en una atmósfera enriquecida en ^{12}C .

Los ácidos *n*-grasos de larga cadena ($\geq \text{C}_{20}$), propios de plantas superiores terrestres, muestran un incremento en su concentración de aproximadamente 35 veces en los 0,5 cm basales del Daniense respecto a los de las muestras maastrichtienses subyacentes (Arinobu *et al.*, 2005). Por encima la concentración disminuye hasta valores preextinción hacia 3 cm sobre la capa roja (~ 4 ka). De forma similar los *n*-alcanos de larga cadena (C_{25} - C_{31}) incrementan su concentración en más de un orden de magnitud, aunque la anomalía es algo más extensa pues abarca unos 5 cm (~ 6 ka) antes de volver a concentraciones preextinción. El brusco incremento en el suministro de materia orgánica terrestre en el medio marino podría estar relacionado con un mayor aporte fluvial ligado a intensas lluvias originadas por el calentamiento global cohetáneo citado más arriba. Dicho aporte podría haber aumentado también por el deterioro de la masa vegetal causado por la acidez del agua de lluvia y por períodos de oscuridad y enfriamiento. El aporte importante de materia orgánica durante el Daniense basal estaría conforme con la formación de aguas intermedias pobres en oxígeno o desprovistas de él (Kaiho *et al.*, 1999).

Entre los biomarcadores encontrados hay ácidos *n*-grasos de corta cadena (C_{16} y C_{18}) provenientes de fotosintetizadores marinos, aunque no de forma exclusiva, que presentan una distribución de su abundancia bien diferente: máximos valores durante el final del Cretácico que disminuyen hacia la base del Daniense, mínimos valores en las “arcillas del límite” y una ligera recuperación por encima (Arinobu *et al.*, 2005). Estos autores interpretaron esos valores más bajos como correspondientes a un mínimo de la fotosíntesis y/o bien a su consumo por bacterias u hongos, ya que no son tan resistentes a su acción como los ácidos *n*-grasos de larga cadena ($\geq \text{C}_{20}$).

El modelo de extinción propuesto por Alvarez *et al.* (1980) predijo diversos efectos sobre la Tierra, tras el choque de un cuerpo extraterrestre, que han ido confirmándose desde entonces como son las múltiples evidencias fisicoquímicas del impacto registradas a nivel mundial (Smit, 2005). Los resultados antes expuestos sobre las “arcillas del límite”

de la sección de Caravaca son conformes con la hipótesis de un impacto extraterrestre de gran magnitud, especialmente aquellos relacionados con alguna de sus consecuencias: a) productos pirosintéticos procedentes de incendios, b) anomalía negativa de $\delta^{13}\text{C}$ en el alcano $n\text{-C}_{29}$ y en carbonatos ligada al CO_2 , rico en ^{12}C , producto de los incendios, c) ácidos n -grasos y alcanos de larga cadena procedentes de plantas superiores terrestres quemadas parcialmente o no, d) desarrollo de aguas pobres o carentes de oxígeno por el mayor aporte de materia orgánica, y e) calentamiento de las aguas superficiales oceánicas (anomalía negativa de $\delta^{18}\text{O}$), corroborado por el aumento en la relación caolinita/ilita en la base de las “arcillas del límite”.

El registro paleontológico daniense no es contrario a la hipótesis meteorítica, la extinción está generalizada en muchos grupos, algunos muy bien representados como los foraminíferos planctónicos y la nanoflora calcárea. La controversia se establece fundamentalmente en las interpretaciones del registro finicretácico de grupos clásicos de vertebrados, invertebrados y protistas, y en menor medida su posible supervivencia durante el Daniense.

En la hipótesis del impacto meteorítico el registro subyacente al evento es ajeno al mismo, por tanto inalterado en principio. Muchos trabajos sobre foraminíferos planctónicos interpretan el registro del final del Cretácico sin alteraciones significativas antes de la extinción. No obstante, en localidades de latitudes medias y altas la literatura ofrece ejemplos de distribuciones estratigráficas de algunas especies que no alcanzan el final del Cretácico. Lamolda (1990) presentó un resumen de la investigación realizada en los Pirineos occidentales desde los años ochenta, resaltando la interrupción del registro de varias especies comunes o su fuerte reducción en los últimos 3 metros en Zumaya (Guipúzcoa), así como la disminución del tamaño de los globotruncánidos y su sustitución como elementos mayoritarios por los heterohelícidos. Esta situación indicaría que la extinción de los foraminíferos planctónicos se inició en latitudes medias y altas unos 40 ka antes que en latitudes bajas. La interpretación del registro de los nanofósiles del Maastrichtiense terminal también es controvertida, aún cuando sean más frecuentes las referencias a breves pulsos de enfriamiento de las aguas superficiales ligadas al registro de especies propias de aguas templadas o frías en localidades del Tethys. Incluso en las localidades de Bidart, cerca de Biarritz, y en Zumaya hay una clara tendencia general a la reducción de la abundancia absoluta de nanofósiles del orden del 60% al 50% en los últimos metros del Maastrichtiense respecto a la sucesión infrayacente. Esta situación concurre con las variaciones observadas en los foraminíferos planctónicos.

En Caravaca se encuentra una coincidencia entre el período de declive de la nanoflora calcárea con el rápido incremento de las especies “supervivientes”, en especial el dinoquiste calcáreo *Thoracosphaera* spp. Los incrementos de este taxón se conocen en otros lugares del Pirineo occidental, Egipto y Haití; en este último hay un incremento desde el 3% hasta el 8% de la asociación en los últimos metros del Maastrichtiense terminal (Aguado *et al.*, 2005). La disminución de la abundancia absoluta de la nanoflora calcárea es parecida a la de la acumulación de ácidos grasos de cadena corta ($r^2=0,585$). Esto se debe a que parte de los SFA provienen de la nanoflora calcárea. Esa concordancia, en el Maastrichtiense terminal de Caravaca, refuerza la hipótesis de que la abundancia absoluta de nanofósiles registrados no esté sesgada apreciablemente por procesos diagenéticos y responda a un hecho real.

Los datos de Caravaca, junto con los de Haití, Egipto y norte de España, de menor precisión, señalan cambios importantes en la nanoflora calcárea de paleolatitudes tropicales previos a las anomalías geoquímicas y de isótopos estables en la base del Daniense, que indicarían que el proceso de extinción iniciado en latitudes medias y altas

progresó y se consumió en un lapso de tiempo del orden de 10 ka marcando el límite entre el Cretácico y el Paleógeno.

La extinción finicretácica aparece ligada a dos escenarios distintos: 1) el choque meteorítico y algunos de sus efectos caracterizados en el Daniense basal, 2) la extinción iniciada en el Maastrichtiense terminal, bien registrada en el ecosistema planctónico con endoesqueleto calcáreo, con un desarrollo diferencial tanto biogeográfico como ecológico y cuya causalidad está aún por clarificar.

Referencias

- Aguado, R., Lamolda, M.A. & Maurrasse, F.J-M.R. 2005. Nanofósiles del límite Cretácico/Terciario en Beloc (Haití): bioestratigrafía, composición de las asociaciones e implicaciones paleoclimáticas. *Journal of Iberian Geology*, **31**, 9–24.
- Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F. & Michel, H. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, **208**, 1095–1108.
- Arinobu, T., Ishiwatari, R., Kaiho, K. & Lamolda, M.A. 1999. Spike of pyrosynthetic polycyclic aromatic hydrocarbons associated with an abrupt decrease in $\delta^{13}\text{C}$ of a terrestrial biomarker at the Cretaceous-Tertiary boundary at Caravaca, Spain. *Geology*, **27**, 723–726.
- Arinobu, T., Ishiwatari, R., Kaiho, K., Lamolda, M.A. & Seno, H. 2005. Abrupt and massive influx of terrestrial biomarkers into the marine environment at the Cretaceous-Tertiary boundary, Caravaca, Spain. In: *Paleobiotic Changes in Earth History and their Causes* (Eds. M.A. Lamolda, F.J-M.R. Maurrasse, & C.R.C. Paul). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **224**, 108–116.
- Canudo, J.I., Keller, G. & Molina, E. 1991. Cretaceous/Tertiary boundary extinction pattern and faunal turnover at Agost and Caravaca, SE Spain. *Marine Micropaleontology*, **17**, 319–341.
- Ivany, L.C. & Salawitch, R.J. 1993. Carbon isotopic evidence for biomass burning at the K-T boundary. *Geology*, **21**, 487–490.
- Kaiho, K. & Lamolda, M.A. 1999. Catastrophic extinction of planktonic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary evidenced by stable isotopes and foraminiferal abundance at Caravaca, Spain. *Geology*, **27**, 355–358.
- Kaiho, K., Kajiwarra, Y., Tazaki, K., Ueshima, M., Takeda, N., Kawahata, H., Arinobu, T., Ishiwatari, R., Hirai, A. & Lamolda, M.A. 1999. Oceanic primary productivity and dissolved oxygen levels at the Cretaceous/Tertiary boundary: Their decrease and subsequent warming and recovery. *Paleoceanography*, **14**, 511–524.
- Kajiwarra, Y. & Kaiho, K. 1992. Oceanic anoxia at the Cretaceous/Tertiary boundary supported by the sulfur isotopic record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**, 151–162.
- Lamolda, M.A. 1990. The Cretaceous-Tertiary boundary crisis at Zumaya (northern Spain): In: *Extinction events in Earth History* (Eds. Kauffman, E. G. & Walliser, O. H.), 393–399. Springer-Verlag, Berlin.
- Lamolda, M.A., Melinte, M.C. & Kaiho, K. 2005. Nannofloral extinction and survivorship across the K/T boundary at Caravaca, southeastern Spain. In: *Paleobiotic Changes in Earth History and their Causes* (Eds. M.A. Lamolda, F.J-M.R. Maurrasse, & C.R.C. Paul). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **224**, 27–52.
- Smit, J. 1982. Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. In: *Geological Implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth* (Eds. L.T. Silver & P.H. Schultz). *Geological Society of America, Special Paper*, **190**, 329–352.
- Smit, J. 2005. The section of the Barranco del Gredero (Caravaca, SE Spain): a crucial section for the Cretaceous/Tertiary boundary impact extinction hypothesis. In: *Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes* (Eds. M.A. Lamolda, F.J-M.R. Maurrasse, & C.R.C. Paul). *Journal of Iberian Geology*, **31**, 179–191.
- Zachos, J.C., Arthur, M.A. & Dean, W.E. 1989. Geochemical evidence for suppression of pelagic marine productivity at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, **337**, 61–64.

Comunicaciones

Aprendizaje combinado como propuesta en la Convergencia Europea para la enseñanza de la Paleontología

Andrade Olalla, A. y Calonge García, A.

Departamento de Geología, Edificio de Ciencias. Campus Universitario. Carretera Nacional II, km. 33,600. 28871 Alcalá de Henares (Madrid, España); antonia.andrade@uah.es; a.calonge@uah.es

El Espacio Europeo de Educación Superior requiere nuevos entornos de enseñanza aprendizaje, que cubran las nuevas necesidades de este gran espacio común. Este trabajo tiene como principal objetivo contribuir con una propuesta docente que cumpla con la adaptación europea en la materia de Paleontología y que ayude a resolver un importante porcentaje de la problemática actual dentro de la enseñanza presencial en los estudios de Magisterio.

Tomando como punto de partida el sistema nacional de créditos, se analiza su adaptación al sistema ECTS, para lo cual hemos seleccionado una materia a la que se le ha aplicado una metodología de enseñanza aprendizaje combinado (b-Learning), aplicando un sistema basado en tecnologías Web como apoyo a la formación presencial y las horas de estudio del alumno, representado en el crédito europeo. En esta propuesta, el profesor deberá combinar sus habilidades de formador por un lado, ser buen conocedor de las aplicaciones síncronas y asíncronas de Internet como instrumento a tener en cuenta, por otro y, tener las habilidades propias de un tutor, ya que pasa de una modalidad totalmente presencial a otra parcialmente a distancia, tratando de tomar lo mejor de cada una de ellas.

Se trata además, de abordar el hecho de que, el alumno deberá no solo adquirir conocimientos como objetivos de aprendizaje, sino conseguir una serie de actitudes y habilidades que le preparen para su futuro profesional. Esto significa que las materias ya no se definen en función de los conocimientos a transmitir y de las horas que tiene que dedicar el profesor a impartirlos, sino en función de las competencias y habilidades que hay que desarrollar en los estudiantes, que deben prepararse para las nuevas formas de aprendizaje.

Las directrices propuestas desde la Declaración de Bolonia (1999), recogidas en el Espacio Europeo de Educación Superior, marcan claramente ciertos matices como puntos clave a considerar, como es el tránsito hacia el sistema de ECTS, el enfoque de las materias y disciplinas académicas orientadas al futuro/práctica laboral de los alumnos; la construcción del conocimiento más responsable y por parte del alumno, reduciendo en tiempo el periodo académico de las titulaciones de Grado, el aprendizaje centrado en el alumno y la movilidad de estudiantes y de profesores, así como el intercambio de conocimiento e investigaciones entre centros universitarios.

El modelo que proponemos se basa en estos puntos, como estrategia pedagógica a utilizar en un complejo proceso de cambio y fluctuaciones, mediante la aplicación del *Blended Learning* o *b-Learning* como método basado en el aprendizaje constructivista, que además puede resultar una opción válida para la adaptación de materias al sistema ECTS.

"Blended learning" específicamente se usa para referirse a la combinación de educación presencial y en línea, y podemos definirlo como la integración de elementos comunes a la enseñanza presencial, con elementos de la educación a distancia por Internet.

La mayoría de las asignaturas impartidas en los Planes de Estudio actuales en la Escuela Universitaria de Magisterio conllevan el hecho de que el alumno asista a clases magistrales de tipo presencial, en algunos casos con clases prácticas de Gabinete en las que

el alumno puede aprender haciendo y no únicamente a través de la asimilación conceptual y teórica de los fundamentos propios de las distintas disciplinas.

La asignatura que proponemos como caso de estudio en la adaptación de los créditos nacionales al sistema ECTS es “Historia de la Vida” y forma parte de las asignaturas optativas de segundo año de Magisterio, Especialidad Educación Primaria, cuarto semestre. En créditos actuales corresponde a 4,5, de los cuales, 2 créditos son teóricos y 2,5 prácticos. Esta asignatura puede tener varios enfoques, por lo que es muy flexible debido a su carácter práctico y se puede favorecer el trabajo colaborativo en grupos o bien adquirir los contenidos de la asignatura de manera individualizada. Es por lo que se plantea, en el marco de la adaptación la Convergencia Europea, un modelo de enseñanza aprendizaje basado en b-Learning, donde se aumenta la dedicación autónoma del estudiante a la materia en cuestión sin perder de vista la presencia del profesor (García, Sánchez & Moreno, 2006). Para todo ello es necesario, elaborar una guía docente donde se estructure la información relativa a una materia. La distribución de horas y metodología docente correspondiente a la materia desarrollada para una asignatura de 4,5 créditos (aproximadamente 3,5 ECTS) es la siguiente:

HISTORIA DE LA VIDA: 4,5 créditos (2 T + 2,5 P) 7 semanas, 6 horas/semana. 2º de Magisterio, Especialidad Educación Primaria	Horas/cursu
Asistencia a clases teóricas 2 horas/semana x 7 semanas = 14 horas	14
Asistencia a clases prácticas de Gabinete 7 sesiones x 4 horas = 28 horas	28
Estudio/Preparación de clases teóricas 2 horas x 7 semanas = 14 horas	14
Estudio/Preparación de ejercicios de Gabinete 1 hora x 7 sesiones = 7 horas	7
Asistencia a tutorías y otras actividades guiadas 6 horas curso	6
Asistencia a Seminarios 6 horas curso	6
Preparación de trabajos de Seminarios 1 trabajo 10 horas curso	10
Salida de Campo 1 salida 8 horas. Preparación trabajo = 4 horas	12
Estudio preparación de exámenes de teoría y prácticas 10 horas curso	10
Realización de exámenes 3 horas 1 examen teórico-práctico	3
TOTAL HORAS VOLUMEN DE TRABAJO	110

Tabla 1. Propuesta de distribución de horas para los diferentes métodos docentes empleados en esta asignatura, incluidas horas de trabajo presencial y personal del alumno.

Agradecimientos

Este trabajo está financiado por el Proyecto UAH/EV88: Proyectos de la Universidad de Alcalá.

Referencias

García, A., Sánchez, J. & Moreno, P. 2006. Experiencia B-Learning: un tránsito adecuado hacia el sistema de créditos europeos en asignaturas de informática. Congreso Tecnologías Aplicadas a la Enseñanza de la Electrónica (TAEE 2006). Consulta 16 Noviembre 2006 de <http://www.euitt.upm.es/taee06/papers/S9/p91.pdf>

Eventoestratigrafía con foraminíferos planctónicos e isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) del tránsito Daniense-Selandiense de Caravaca (Murcia)

Arenillas, I.¹, Molina, E.¹ y Schmitz, B.²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, E-50009 Zaragoza; ias@unizar.es

² Department of Geology, University of Lund, SE-22362 Lund, Suecia.

El estratotipo del límite o GSSP (*Global boundary Stratotype Sections and Points*) de la base del Selandiense o límite Daniense/Selandiense (D/S) ha sido recientemente definido en el corte de Zumaia/Zumaya, tras ser elegido por unanimidad en el *International Workshop of the Paleocene Working Group* celebrado en Zumaya (Guipúzcoa) en Junio de 2007. El límite D/S se situó en la base de un nivel margoso rojizo que marca el límite litoestratigráfico entre la Formación Calizas del Daniense y la Formación Itzurun del corte de Zumaya. El evento principal de correlación elegido fue la segunda de las dos radiaciones evolutivas del género *Fasciculithus* de nanoplancton calcáreo identificadas en el tránsito D-S (cerca del límite NP4/NP5 y el comienzo de un cambio en los isótopos estables del carbono). Este horizonte litoestratigráfico de Zumaya había sido considerado previamente como el mejor candidato para situar el límite D/S (Schmitz *et al.*, 1998). Además de este horizonte, Arenillas *et al.* (en prensa) habían propuesto recientemente otros horizontes-candidato en Zumaya (HDS1 a HDS 5). El horizonte HDS4 se corresponde con el límite D/S y se caracteriza por un descenso de la relación isotópica $\delta^{13}\text{C}$ (base de CIE-DS2) y un descenso de la abundancia del género *Morozovella* de foraminíferos planctónicos. Los horizontes HSD1, que coincide con el límite P2/P3 de foraminíferos planctónicos o dato de primer registro (DPR) de *Morozovella angulata*, y HSD2, que coincide con la primera radiación de *Fasciculithus*, un descenso de la relación isotópica $\delta^{13}\text{C}$ (base de CIE-DS1) y un acmé del género *Morozovella* (MAH), también fueron propuestos como horizontes-candidato. En este trabajo se ha estudiado la evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos y el registro isotópico del $\delta^{13}\text{C}$ del tránsito Daniense-Selandiense (D-S) de Caravaca, con el objetivo de analizar los eventos más relevantes, correlacionar dichos eventos con los identificados en el corte estratotípico de Zumaya y situar el límite D/S en Caravaca.

El corte del tránsito D-S de Caravaca se muestreó en el Barranco del Gredero, 4 km al Sur de Caravaca (Murcia, SE España). Arenillas & Molina (1997) analizaron el registro cuantitativo de los foraminíferos planctónicos del Paleoceno de Caravaca, en el que se incluía un estudio preliminar del tránsito D-S. El presente trabajo incluye un análisis cuantitativo de los foraminíferos planctónicos a partir de un muestreo de mayor resolución. Se recogieron 44 muestras en un tramo de 17 m del tránsito D-S, las cuales fueron tratadas según la clásica técnica del levigado. Para el estudio cuantitativo, se triaron más de 300 ejemplares de foraminíferos planctónicos en cada muestra, de la fracción $>100\mu\text{m}$. Los análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) fueron realizados sobre roca, utilizando un espectrometro de masas VG Prism Series II y un sistema de preparación automático de carbonatos Isocarb. Los valores fueron expresados como diferencias por mil con respecto al estándar PDB.

El registro cuantitativo de foraminíferos planctónicos del tránsito D-S de Caravaca permite identificar cuatro horizontes relevantes:

1) Horizonte situado en el metro 5 y caracterizado por el DPR de *Morozovella* y *M. angulata*.

2) Horizonte situado en aproximadamente en el metro 10,25 y caracterizado por un brusco incremento de *Morozovella* (MAH), y el DPR de *Morozovella* cf. *occlusa* (= *Morozovella crosswicksensis* de Arenillas *et al.*, 1997, o *Igorina albeari* de Olsson *et al.*, 1999). Coincide aproximadamente con un cambio positivo en los isótopos del carbono ($\delta^{13}\text{C}$), desde 1,05 a 1,47‰.

3) Horizonte situado en el metro 12, y caracterizado por un cambio negativo en los isótopos del carbono ($\delta^{13}\text{C}$), desde 1,53 a 0,71‰, y del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$), desde -1,56 a -1,87‰, y máximos en la abundancia de *Morozovella*.

4) Horizonte situado en el metro 14,5 y caracterizado por un brusco descenso de *Morozovella*, un acmé de *Acarinina*, y un ascenso de *Parasubbotina*. Coincide con un cambio positivo en los isótopos del carbono ($\delta^{13}\text{C}$), desde 0,63 a 1,44‰, y del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$), desde -2,01 a -1,49‰.

Estos cuatro horizontes se pueden correlacionar con los horizontes HDS1, HDS2, HSD3 y HDS4 identificados por Arenillas *et al.* (en prensa) en Zumaya. El primer horizonte se corresponde con un evento evolutivo (primera aparición de *Morozovella* y de *M. angulata*) que presenta poco interés cronoestratigráfico, aunque el límite D/S fue tradicionalmente situado en esta posición (Berggren *et al.*, 1995). El segundo y el cuarto horizonte parecen equivaler a relevantes cambios paleoambientales globales. Estos eventos podrían equivaler a eventos hipertermales semejantes a los del límite Paleoceno/Eoceno, aunque la interpretación paleoambiental todavía no está suficientemente estudiada. El cuarto horizonte equivale al HDS4 de Zumaya, donde el límite D/S fue cronoestratigráficamente situado, y por tanto el límite D/S está situado en el metro 14,5 del corte de Caravaca, justo encima de unos niveles margocalizos. Existe una aparente contradicción entre el registro isotópico de Caravaca y Zumaya, ya que los dos cambios positivos de $\delta^{13}\text{C}$ en Caravaca (horizontes 2 y 4) se correlacionan con cambios negativos en Zumaya, es decir, con las bases de CIE-DS1 y CIE-DS2 respectivamente (Arenillas *et al.*, en prensa). Es muy probable que la señal isotópica en Caravaca esté afectada por diagénesis, por lo que el estudio micropaleontológico con diferentes grupos taxonómicos va a ser fundamental para la correlación de Caravaca con el corte estratotípico de Zumaya.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro de los proyectos CGL2004-00738 del Ministerio de Ciencia y Tecnología (España) y del Grupo Consolidado EO5 del Gobierno de Aragón (España).

Referencias

- Arenillas, I., Molina, E., Ortiz, S. & Schmitz, B. 2007. Foraminiferal and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic event-stratigraphy across the Danian-Selandian transition at Zumaya (northern Spain): chronostratigraphic implications. *Terra Nova*, en prensa.
- Arenillas, I. & Molina, E. 1997. Análisis cuantitativo de los foraminíferos planctónicos del Paleoceno de Caravaca (Cordilleras Béticas): Cronoestratigrafía, bioestratigrafía y evolución de las asociaciones. *Revista Española de Paleontología*, **12**(2), 207-232.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. and Aubry, M.P. 1995. A revised Paleogene Geochronology and Chronostratigraphy. En: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P. and Hardenbol, J. (eds.), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, **54**, 129-212.
- Olsson R.K., Hemleben C., Berggren W.A. & Huber B.T. 1999. Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, **85**, 1-252.
- Schmitz, B., Molina, E. & Von Salis, K. 1998. The Zumaya section in Spain: A possible global stratotype section for the Selandian and Thanetian Stages. *Newsletters on Stratigraphy*, **36**, 35-42.

Aproximación al estudio paleoambiental de la Península Ibérica en el Eoceno Medio y Superior a través del análisis paleoecológico de las faunas de mamíferos

Badiola, A.¹ y Cuesta, M.A.²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza; Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao; abadiola@unizar.es

² Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de los Caídos s/n, 37008 Salamanca; macuesta@agro.uva.es

Europa fue un archipiélago desde finales del Eoceno Inferior hasta principios del Oligoceno, con una fauna de mamíferos endémica, claramente diferente a la fauna contemporánea de Norteamérica y Asia. Muchos de estos mamíferos se extinguieron en el Oligoceno Inferior, sincrónicamente a la aparición de los inmigrantes asiáticos, en un evento conocido como “Grand Coupure” (e. g. Hooker *et al.*, 2004). A lo largo del Eoceno hubo otras dos renovaciones faunísticas importantes en Centroeuroa, una en el Eoceno Medio y otra alrededor del límite Eoceno Medio-Superior. Éstas estuvieron estrechamente relacionadas con los cambios en las comunidades vegetales y con la exclusión competitiva de los inmigrantes que llegaron a la isla centroeuropea a través de los puentes intercontinentales que aparecen entre las distintas áreas del archipiélago europeo en esta época (e. g. Franzen, 2003). El estudio paleoecológico de las asociaciones fósiles de mamíferos del Eoceno Medio y Superior y del Oligoceno Inferior de varias regiones de Francia, Inglaterra y Alemania, sugiere un cambio de bosques de carácter intertropical hacia otros de matiz más templado con áreas abiertas durante el Eoceno Superior, cuya causa fue un enfriamiento y un aumento de aridez del clima. Además se han constatado diferencias paleoecológicas entre las diferentes regiones estudiadas (e. g. Legendre, 1987).

En la Península Ibérica, la escasez del registro fósil Eoceno ha impedido estudiar, hasta ahora, la biodiversidad y evolución de los mamíferos en relación con los cambios paleoambientales a lo largo de este periodo. En este trabajo se presentan los resultados paleoecológicos obtenidos del estudio de cenogramas y espectros de diversidad ecológica de las asociaciones fósiles de mamíferos ibéricos de mejor representación faunística. Los resultados se comparan con los obtenidos en el resto de Europa occidental. Los fósiles estudiados provienen del final del Eoceno Medio de Mazaterón (Cuenca del Duero; e. g. Cuesta, 2003), del Eoceno Superior inicial de Sossís y Roc de Santa (sub-cuenca de Poble de Segur; e. g. Casanovas, 1975, López-Martínez *et al.*, 1998), y de la parte media del Eoceno Superior de Zambrana (Cuenca de Miranda-Treviño; Badiola, 2004). La asociación fósil de mamíferos (especialmente roedores, primates y perisodáctilos) de Mazaterón y Zambrana está compuesta por taxones que se desconocen en la región Pirenaica y Mediterránea y en el resto de Europa, y pertenecen a las faunas de la Bioprovincia Ibérica Occidental (Badiola *et al.*, in press). En cambio, las faunas de mamíferos del Eoceno Superior de Sossís y Roc de Santa de los Pirineos sur-centrales, eran similares a las que existían en el sur de Centroeuroa, en lo que hoy son el sur de Francia y Suiza, donde los taxones endémicos de la Bioprovincia Ibérica Occidental estaban ausentes.

Los cenogramas obtenidos en Mazaterón y en Zambrana difieren de los de las localidades contemporáneas del resto de Europa occidental, que presentan una distribución de mamíferos homogénea y continua, comparable a la de los cenogramas correspondientes a bosques húmedos tropicales actuales. Por el contrario, los cenogramas de Mazaterón y Zambrana son comparables a los de medios tropicales de clima estacional, como las

sabanas actuales de África, y se asemejan más a los obtenidos en las localidades del Eoceno Superior tardío y Oligoceno inicial del sur de Francia e Inglaterra. Los espectros de diversidad ecológica de Mazaterón y Zambrana también se acercan más a los de las localidades del final del Eoceno de Francia e Inglaterra, que se caracterizan por un porcentaje elevado de mamíferos de talla grande, de hábitos terrestres y herbívoros, que sugieren una cierta aridez del medio o la presencia de áreas abiertas en las inmediaciones. Por el contrario, los espectros de diversidad ecológica de Sossís y Roc de Santa, no se diferencian mucho de los de las localidades contemporáneas del sur de Francia.

Los resultados paleoecológicos de Mazaterón sugieren ausencia o escasez de bosques paratropicales que aún están presentes en el Eoceno Medio tardío y Eoceno Superior inicial en el sur de Centroeuropa. Junto con los resultados obtenidos en Zambrana, se apunta la hipótesis de la existencia de un medio más árido o más abierto en el dominio occidental ibérico. El cambio de bosques complejos, típicos de climas intertropicales, a bosques más templados con áreas abiertas que se observa en el Eoceno Superior, sobre todo, de los actuales sur de Francia e Inglaterra, podría haberse iniciado al final del Eoceno Medio en la Bioprovincia Ibérica Occidental, influenciando la composición faunística. La escasez de roedores en Mazaterón y Zambrana, con más taxones de teridómidos que pseudosciúridos, glíridos o isquiromyidos, sugieren también la existencia de áreas menos densamente forestadas. Además, los roedores y perisodáctilos fósiles de ambos yacimientos presentan unos rasgos dentarios (desarrollo precoz de cemento en los premolares y molares, y reducción de la serie premolar, con molares grandes e hipsodontos) que están ligados a una alimentación más abrasiva o dura, típica de medios áridos o abiertos.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido subvencionada por la Universidad del País Vasco (9/UPV00121.310-15303/2003), la Diputación Foral de Álava y el Ministerio de Ciencia y Tecnología (BOS2000-1369) y de Educación y Ciencia (CGL2004-00780). A.B. agradecer la concesión de una Beca Predoctoral y un contrato Juan de la Cierva al MEC y una Beca Posdoctoral al Gobierno Vasco.

Referencias

- Badiola, A. 2004. *Estudio paleontológico del yacimiento superior de Zambrana (Álava, Región Vasco-Cantábrica). Tafonomía, Paleobiología de Mamíferos e implicaciones Biocronológicas*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, Leioa, 1-417 (inédita).
- Badiola, A., Checa, L.L., Cuesta, M.A., Quer, R., Hooker, J.J. & Astibia, H. (in press). The role of new Iberian finds in understanding European Eocene mammalian palaeobiogeography. *Geologica Acta*.
- Casanovas, M.L. 1975. Estratigrafía y Paleontología del yacimiento Ludiense de Roc de Santa (Área del Noguera-Pallaresa). *Paleontología i Evolució*, **10**, 1-158.
- Cuesta, M.A. 2003. Mamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero. In: *Los Vertebrados fósiles en la Historia de la vida. Excavación, Estudio y Patrimonio* (Eds. E. Jiménez Fuentes & J. Civis Llovera). Universidad de Salamanca, Salamanca, 197-236.
- Franzen, J.L. 2003. Mammalian faunal turnover in the Eocene of central Europe. *Geological Society of America, Special Paper*, **369**, 455-461.
- Hooker, J.J., Collinson, M.E. & Sille, N.P. 2004. Eocene-Oligocene mammalian faunal turnover in the Hampshire Basin, UK: calibration to the global time scale and the major cooling event. *Journal of the Geological Society, London*, **161**, 161-172.
- Legendre, S. 1987. Les communautés de mammifères d'Europe occidentale de l'Eocène supérieur et Oligocène: structures et milieux. *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen*, **10**, 301-312.
- López-Martínez, N., Civis, J., Casanovas-Cladellas, M.L., Daams, R. (Eds.). 1998. *Geología y Paleontología de la Poblada de Segur (Lleida)*. Universitat de Lleida, Institut d'Estudis Ilerdençs, 267 pp.

El Patrimonio Paleontológico en la Comunidad Valenciana en el marco de la Evaluación Ambiental Estratégica (EAE), aplicado a la ordenación del territorio municipal

Baeza-Carratalá, J.F.^{1,2}, Lancis, C.¹ y Jerez, J.²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Campus San Vicente del Raspeig s/n, 03690 Alicante; jf.baeza@ua.es; carlos.lancis@ua.es

² AMBARTEC Gestión y Proyectos S.L., C/La Moleta, 32, 1º B, 03550 Sant Joan d'Alacant (Alicante); jbaeza@impacto-ambiental.com; jjerez@impacto-ambiental.com.

Con la entrada en vigor de la Ley 9/2006 de 28 de abril, sobre evaluación de los efectos de determinados planes y programas en el medio ambiente y su aplicación en el ámbito de la Comunidad Valenciana, los equipos multidisciplinares en materia de Planeamiento y Urbanismo disponen de una nueva herramienta de ordenación territorial y evaluación ambiental. Nos referimos a la “Evaluación Ambiental Estratégica”, en adelante EAE. Este marco legal supone iniciar nuevas estrategias integrales de preservación y actuación -en las que, por primera vez, tiene cabida la vertiente socioeconómica de la evaluación ambiental a través de un Plan de Participación Pública- en aquellas zonas sensibles, entre las que evidentemente incluimos recursos y riesgos naturales, geodiversidad/patrimonio geológico y paleontológico.

El principio de EAE actúa como instrumento de prevención, frente a la corrección, permitiendo integrar los aspectos ambientales y patrimoniales en la toma de decisiones desde el primer momento de abordar un Planeamiento concreto hasta sus etapas finales.

Ya la ley 11/1994 incluía la protección de los recursos paleontológicos (Ruiz-Sánchez, 2005). Por otra parte, según la Ley 4/1998 de Patrimonio Cultural Valenciano y su reciente modificación (Ley 5/2007), integran el patrimonio paleontológico valenciano los bienes muebles y yacimientos que contengan fósiles de interés relevante y los yacimientos paleontológicos, considerados como espacios de protección paleontológica, deberán incluirse en los Catálogos de Bienes y Espacios Protegidos con la calificación de Bienes de Relevancia Local, inscribiéndose en el Inventario General del Patrimonio Cultural Valenciano. Pueden también declararse Bien de Interés Cultural o Zona Paleontológica. Asimismo, los Ayuntamientos pueden delimitar las áreas existentes en su término municipal, con posibilidad de contener restos paleontológicos, realizándose por técnicos competentes en paleontología y elevándose a la Conselleria competente para su aprobación. De ser aprobadas, son consideradas como Áreas de protección Paleontológica incluidas en el Catálogo de Bienes y Espacios Protegidos del municipio.

Por tanto, ante el proyecto de reciente aprobación, de Planificación y Ordenación del Territorio -en adelante PG- del municipio de San Miguel de Salinas (Alicante), imperaba la necesidad de elaborar un Informe de Sostenibilidad Ambiental (ISA) -en su momento Estudio de Capacidad de Acogida del Territorio (CAT)- que incluyera el patrimonio geológico/paleontológico merecedor de ser preservado. Concebido en términos urbanísticos, este estudio trata de discernir entre áreas del territorio con mayor y menor Aptitud Paleontológica para albergar diferentes usos del suelo y minimizar al máximo los posibles impactos que de un determinado Planeamiento se puedan derivar.

De esta forma, se ha abordado un estudio preliminar de los enclaves que potencialmente merecen ser preservados por su contenido geológico/paleontológico en San Miguel de Salinas, en función de su interés científico, didáctico, museístico, paisajístico y según una serie de criterios no sólo achacables a su contenido sino también a su cariz

socioeconómico: accesibilidad, población, susceptibilidad, etc., así como a su estado de conservación, grado de protección, amenazas, interés, usos del suelo propuestos, etc.

Se elabora una metodología *ad hoc*, en la que la discriminación de zonas con calidad paleontológica distinta se realiza con la objetividad que proporciona un exhaustivo análisis del territorio y con una comparación de escenarios, fruto del profundo conocimiento del marco geológico y paleontológico regional que permite el análisis de casos similares, además de la valoración cuantitativa y cualitativa de los criterios anteriormente expuestos.

Tras un primer análisis documental y las subsiguientes prospecciones de campo, se llevó a cabo la elección de los enclaves más significativos, con la elaboración de unas fichas identificativas, trascendiendo un total de 14 enclaves potencialmente a preservar, debido a su interés geológico y/o paleontológico. Cada uno de los espacios de interés es susceptible de ser protegido atendiendo al *grado de protección* particular propuesto, acompañado de una propuesta de usos del suelo con su normativa urbanística asociada, trasladada al PG.

Se ha de tener en cuenta que el análisis del patrimonio paleontológico a esta escala de detalle (nivel PG) se realiza de forma preliminar y será en una etapa posterior, el momento de abordar una ordenación pormenorizada de cada suelo clasificado y calificado, perfilando detalladamente el área a preservar o excluir, en cuanto a extensión o valores. No obstante, las medidas preventivas y usos tolerables, prohibidos y recomendados sugeridos adquieren carácter normativo en el PG, incluyéndose en las fichas de planeamiento de cada uno de los sectores de Suelo Urbano, Urbanizable, Industrial... al que puedan afectar.

Por último, se ha de tener en cuenta que la utilización de estos enclaves no puede desconectarse del tejido socioeconómico de la región. Es necesario integrarlos dentro de la infraestructura turística, recreativa, educativa, y científica según la demanda de actividades existente. En el caso de San Miguel de Salinas, el flujo turístico de municipios colindantes como Torrevieja puede ser un foco potencial en el que se base la utilización de estos puntos como “*paleo-recurso*”, tanto en sentido recreativo como educativo; por tanto, reiteramos la gran importancia de la Participación Pública en el proceso de la EAE.

En consecuencia se opta por un método predictivo que permita seleccionar la alternativa más impactante frente a las zonas paleontológicamente sensibles, evitando los impactos más groseros y perfilando los criterios para un diseño de Planeamiento posterior acorde con la realidad del municipio en concreto.

Agradecimientos

El presente trabajo se realiza en el marco de los proyectos GV06/093 (Generalitat Valenciana) y CGL2006-08848/BTE (Ministerio de Educación y Ciencia).

Referencias

- Ley 11/1994, de 27 de diciembre de la Generalitat Valenciana, de espacios naturales protegidos de la Comunidad Valenciana. DOGV: 2423 de 09/01/1995.
- Ley 4/1998, de 11 de junio de la Generalitat Valenciana. Patrimonio Histórico-Artístico. Normas Reguladoras del Patrimonio Cultural Valenciano. DOGV: 3267 de 18/06/1998
- Ley 9/2006, de 28 abril, sobre evaluación de los efectos de determinados planes y programas en el medio ambiente. BOE: 102 de 29/04/2006
- Ley 5/2007, 9 de febrero, de la Generalitat Valenciana, de modificación de la Ley 4/1998, de 11 de junio, del Patrimonio cultural Valenciano. DOCV: 5449 de 13/02/2007
- Ruiz-Sánchez, F.J. 2005. La legislación de medio ambiente y la protección del patrimonio paleontológico en la Comunidad Valenciana (España). *Rev. Esp. Paleontología*, **10**, 119-124.

Brachiopod assemblages along the Lower-Middle Jurassic transition in the Eastern Subbetic (Alicante, Spain)

Baeza-Carratalá, J.F.¹, Vörös, A.², Dulai, A.², Tent-Manclús, J.E.¹ and Peiró, S.³

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Campus San Vicente del Raspeig s/n, 03690 Alicante; jf.baeza@ua.es; JE.Tent@ua.es

² Hungarian Natural History Museum, Department of Geology and Palaeontology; Ludovika tér 2, 1083 Budapest, VIII (Hungary); voros@nhmus.hu; dulai@nhmus.hu

³ C/ Torres Quevedo, 13, 03201 Elche, Alicante; simeonpeiro@hotmail.com

The Reclot Sierra (Alicante, Spain) can be characterized by the presence of extended outcrops of Jurassic rocks, assigned to the Subbetic domain. The sequence starts with Triassic Keuper rocks, overlain by massive dolomites and then by massive limestones, together representing the Lower Liassic platform. The break up of this platform by listric faults during the Pliensbachian marks the change in sedimentation to more open marine Upper Liassic limestones and shales. Between the Liassic rocks and the Dogger limestones with chert, appears a reddish limestone unit named by Tent-Manclús (2006) as “limestones with discontinuities of the Liassic-Dogger transition”, “L-D unit”. In this study, the brachiopod assemblages of this unit are characterized according to the first mention of Middle Jurassic brachiopods in the easternmost Subbetic.

The Early-Middle Jurassic transition in the region outcrops sometimes as a unique Fe-rich condensed section, 2 to 3 cm thick, otherwise, as in the Reclot Sierra sequence it corresponds to the L-D unit. This unit is composed of red limestones with abundant Fe-rich crusts, indicating a period of frequent interruptions in sedimentation. The red coloration intensifies from the base upwards. The base of the unit is of a pinkish colour which then deepens in tone to the extent that the upper part takes on an intense red colour which typifies the facies as *Alicante red* (the commercial name of the limestones). In the upper part, the red limestones show cross stratification and the strata are usually capped by Fe-oolites. The unit is bounded by two major unconformities, the bottom one marking a change in sedimentation from well-bedded micritic limestones to the pinkish limestones. The top one corresponds to the uppermost Fe-crust which also contains a set of neptunian dykes. This rock unit is known in other parts of the cordillera as the *lower ammonitico rosso*.

Many different outcrops have been sampled in the L-D unit but only one, *La Solana-1*, has yielded abundant brachiopod fauna. In this outcrop, two different levels produced enough of a fossil record to differentiate two fossil assemblages:

A. “*Karadagithyris* assemblage”, it is named after *Karadagithyris gerda* (Oppel) which is the most abundant species. In the serial sections this species shows a *brachidium-supported* internal structure resting on the dorsal valve floor, characteristic of the *Karadagithyris* genera. Other species in the assemblage are *Apringia? atla polymorpha* with an intraspecific variability showing 1, 2 and 3 ribs in the dorsal fold and falciform crura present, *Linguithyris nepos* (Canavari), *Viallithyris? fylgia* (Oppel), *Striirhynchia subechinata* (Oppel), *Striirhynchia berchta* (Oppel) and *Striirhynchia? sp. 1*. The most abundant of these is *K. gerda*, followed by *A.? atla polymorpha*, the rest only appearing sporadically.

B. “*Papodina* assemblage”: the most representative and abundant species of this assemblage is *Papodina recuperoi* (Di Stefano), followed by *Papodina laticoxa* (Oppel) and *Striirhynchia? sp. 1*, and rarely *Striirhynchia berchta* (Oppel), *Zugmayeria pygopoides* (Di Stefano), *Septocrurella microcephala* (Parona), *Viallithyris redii* (Di Stefano) and

Papodina sp. ind. A poorly preserved *Lissoceras* ammonite (Sandoval, comm. pers., 2007) had been recovered together with this brachiopod fauna pointing to Bajocian age.

Biostratigraphic implications. The age of the L-D unit was proposed as Middle-Late Toarcian to latest Early Bajocian (Humphriesianum biozone) by Tent-Manclús (2006). The brachiopod assemblages found in *La Solana-1* section are equivalent to others in the Mediterranean region reported as Middle and Late Bajocian (e.g.: Oppel, 1863; Di Stefano, 1884; Vörös, 1993, 2001). Vörös (2001) mentioned in the Transdanubian Central Range a diverse and abundant brachiopod *bloom* from the Humphriesianum biozone onwards that include the major part of the taxa recorded in *La Solana-1* assemblages. All the above evidence, combined with the Humphriesianum biozone age of the lowermost part of the limestone with chert overlying the L-D unit (Tent-Manclús, 2006) points to the dating of the assemblages as Early Bajocian (Humphriesianum biozone or slightly earlier).

Palaeobiogeographic and palaeoecological implications. The assemblages obtained indicate that the Early-Middle Jurassic transition is a qualitative renewal interval in the Subbetic brachiopod fauna, and after a period of diversity and abundance of markedly Mediterranean character assemblages during the Pliensbachian (e.g.: Jiménez de Cisneros, 1935; Baeza-Carratalá *et al.*, 2004), the assemblages in the Toarcian show influence of the Spanish Bioprovince characterized by García-Joral & Goy (1984, 2000). The entire Aalenian and the Early Bajocian are characterized by an absence of brachiopods and as such follow the assemblages studied here, with a definite recurrence of the Mediterranean palaeobiogeographic character.

The studied section corresponds to a marine epicontinental high and its surroundings. Sedimentation took place in complex and variable environments, at a low rate and under highly unstable conditions, due to the Bajocian extensional tectonics in the Subbetic.

Acknowledgements

This work has been supported by the Synthesys Project (HU-TAF-3306) and the projects GV06/093 (Generalitat Valenciana) and CGL2006-08848/BTE (Ministerio de Educación y Ciencia).

References

- Baeza-Carratalá, J.F., Dulai, A. & Vörös A. 2004. Revisión sistemática de la fauna de braquiópodos del Rincón de Egea. In: *Libro Homenaje a Jiménez de Cisneros*. IGME, 217-222.
- Di Stefano, G. 1884. Sui brachiopodi della zona con *Posidomya alpina*. *Gior. Scienc. Nat. ed Econ.*, **16**, 30 pp.
- García-Joral, F. & Goy, A. 1984. Características de la fauna de braquiópodos del Toarciense Superior en el Sector Central de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, **40**, 55-60.
- García Joral, F. & Goy A. 2000. Stratigraphic distribution of Toarcian brachiopods from the Iberian Range and its relation to depositional secuencias. *Georesearch Forum*, **6**, 381-386.
- Jiménez de Cisneros, D. 1935. La fauna liásica de los cerros de Ayala y de la Cruz de la Algueña (Alicante). *Mem. Soc. Ibérica Cienc. Nat.*, **7**, 31 pp.
- Oppel, A. 1863. Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidomyen-Gesteinen in den Alpen. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **15**, 188-277.
- Tent-Manclús, J.E. 2006. Estructura y estratigrafía de las Sierras de Crevillente, Abanilla y Algayat: su relación con la Falla de Crevillente. *Tes. Doc. Univ. Alicante*, 970 pp.
- Vörös, A. 1993. Jurassic Brachiopods of the Bakony Mts. (Hungary): global and local effects on changing diversity. In: (Eds. J. Pálffy & A. Vörös). *Hung. Geol. Soc.*, 179-187.
- Vörös, A. 2001. Bajocian and Bathonian brachiopods in Hungary: a review. *Hantkeniana*, **3**, 177-182.

Análisis tafonómico de cefalópodos del Cenomaniense superior y el Turoniense inferior en el Surco Ibérico, España

Barroso-Barcenilla, F. y Pérez-Valera, J.A.

Departamento y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM. C/ José Antonio Novais 2, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid; fbarroso@geo.ucm.es; jalbertoperez@geo.ucm.es

Las interpretaciones de los procesos tafonómicos sufridos por los cefalópodos son habituales desde la segunda mitad del siglo XX en otros países y, a partir de obras como las de Fernández-López (1982, 2000), también en España. Aquí destacan los trabajos realizados sobre ejemplares del Jurásico, como detallaron Pérez-Valera & Barroso-Barcenilla (2006) y Barroso-Barcenilla (2006). Sin embargo, resultan muy escasos los estudios sobre cefalópodos del Triásico y el Cretácico y, entre éstos, son prácticamente inexistentes los efectuados con ejemplares del Cenomaniense superior y el Turoniense inferior. Con el propósito de paliar esta carencia, en el presente trabajo, se examina el estado de conservación de los cefalópodos recogidos en el citado intervalo del Surco Ibérico y se realiza un análisis tafonómico de los mismos.

Tras estudiar estos invertebrados se aprecia que la mayoría no muestra indicios de reelaboración y que su historia tafonómica parece relativamente sencilla. Asimismo se observa que la sucesión bioestratigráfica identificada coincide con las obtenidas en el mismo intervalo de otras regiones, por lo que la posición estratigráfica relativa original de estos cefalópodos no parece haber sido alterada.

El material paleontológico se compone, casi exclusivamente, de moldes internos margosos ó margocalizos cuyas litologías coinciden con las de los niveles de los que proceden. Todos los cefalópodos, salvo uno, carecen de restos de sus conchas y la mayoría presentan las cámaras de habitación y los fragmoconos, a excepción de sus habitualmente vacíos ó recristalizados núcleos, rellenos del mismo sedimento litificado que la matriz. En las vueltas internas, y en algunas externas, suelen aparecer espacios vacíos u ocupados por cristales de calcita y han perdido los rasgos originales de las conchas. Los especímenes deformados son escasos y, en ellos, el aplastamiento suele ser moderado, homogéneo y perpendicular al plano de estratificación, aunque existen algunas excepciones.

Entre los cefalópodos estudiados se encuentran ejemplares inmaduros y adultos, y los tamaños de los mismos oscilan entre los 5 y los 25 cm de diámetro. Un porcentaje relativamente elevado presenta colonizadores (32,07%), entre los que se encuentran invertebrados cementantes (bivalvos, briozoos y serpulidos), y erosivos (patélidos). La mayoría de los cefalópodos muestra ambos flancos colonizados (52,59%), lo que ha sido citado en Pachydiscidae Spath, 1922 y Puzosiinae Spath, 1922, por Kase *et al.* (1994). La densidad de colonizadores resulta superior en los especímenes de mayor tamaño, circunstancia que coincide con las observaciones realizadas por Kase *et al.* (1994), entre otros, siendo máxima en los representantes de *Choffaticeras* (*Leoniceras*) Douvillé, 1912. Analizando la distribución geográfica de los moldes recogidos se aprecia un aumento en la proporción de ejemplares inmaduros y una disminución en la de especímenes colonizados, al comparar los procedentes del norte con los obtenidos en el centro del Surco Ibérico (Fig. 1). Por ello, parece que las poblaciones tafónicas del norte de la región se aproximan a las del tipo 1 de Fernández-López (2000), y las del centro a las del tipo 3 del mismo autor.

Asimismo, se debe destacar que las composiciones de los fósiles recogidos coinciden con las de sus respectivas matrices litológicas, y que no se han observado discontinuidades

estructurales entre ellos y sus niveles de procedencia. En los individuos con estructuras geopetales, éstas resultan paralelas a las superficies de estratificación. No se han identificado facetas de abrasión ó superficies de fractura ó desarticulación. Salvo en un pequeño número de ejemplares, tampoco se han apreciado señales de bioerosión ó encostramiento, por lo que rara vez se cumplen algunos de los criterios de reelaboración tafonómica señalados por Fernández-López (2000). En el mismo sentido se ha de añadir que la litología propia de la mayoría de estos fósiles, relativamente blanda, no habría podido resistir procesos erosivos intensos ó prolongados, lo que aleja el riesgo de fenómenos de reelaboración que alterasen sus posiciones estratigráficas originales.

Por todo ello, se puede concluir que la mayoría de los cefalópodos del Cenomaniense superior y el Turoniense inferior del Surco Ibérico se depositaron en medios con tasas de sedimentación relativamente altas que se encontraban, en el norte de la región, próximos al espacio que ocupaban en vida y, en el sur, alejados del mismo, y que no llegaron a experimentar fenómenos de reelaboración tafonómica.

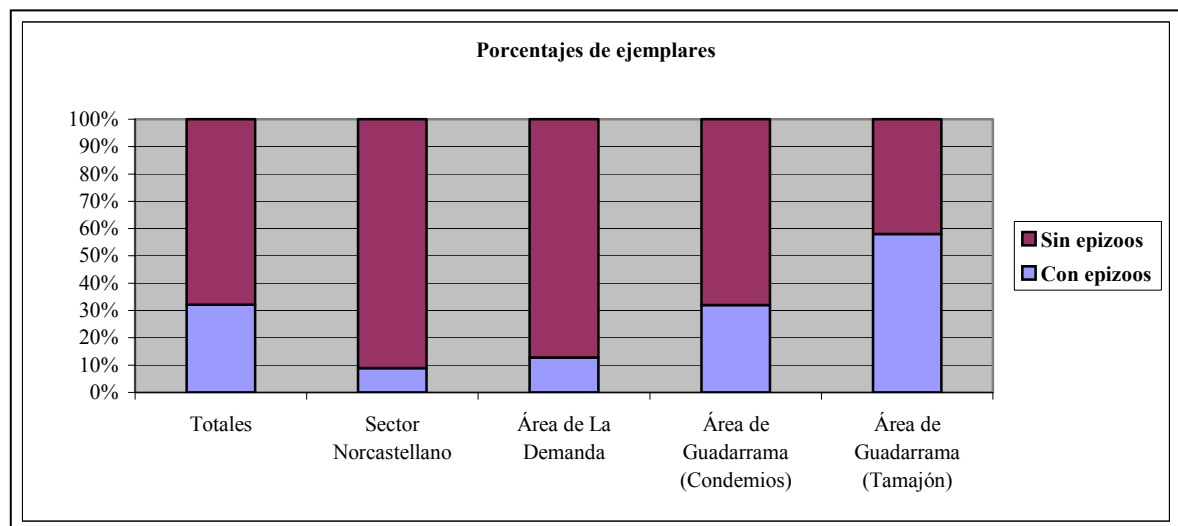


Figura 1. Cefalópodos del Cenomaniense superior y el Turoniense inferior del Surco Ibérico que se encuentran colonizados, estudiados dependiendo de su procedencia.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto CGL 2005-01765/BTE y una beca FPU del MEC. Los autores agradecen al Prof. Dr. Antonio Goy, de la UCM sus interesantes aportaciones y sugerencias.

Referencias

- Barroso-Barcenilla, F. 2006. *Cefalópodos del Cenomaniense superior y del Turoniense inferior en el Surco Ibérico, España*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 613 pp (inédita).
- Fernández-López, S.R. 1982. La evolución tafonómica (un planteamiento neodarwinista). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, **79**, 243-254.
- Fernández-López, S.R. 2000. *Temas de Tafonomía*. Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, 167 pp.
- Kase, T., Shigeta, Y. & Futakami, M. 1994. Limpet home depressions in Cretaceous ammonites. *Lethaia*, **27**, 41-58.
- Pérez-Valera, J.A. & Barroso-Barcenilla, F. 2006. Análisis tafonómico de cefalópodos del Triásico Medio colonizados por organismos cementantes en la sección de Calasparra (sector oriental de la Cordillera Bética, Murcia, España). In: *Libro de las XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología* (Ed. E. Fernández-Martínez). Universidad de León, 245-248.

Rotálidos (*Foraminifera*) del Cretácico superior del Dominio Pirenaico

Boix Martínez, C. y Villalonga Monte, R.

Unitat de Paleontologia, Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra; carme.boix@campus.uab.es; raquel.villalonga@campus.uab.es

Los foraminíferos rotálidos comprenden una gran variedad de géneros y especies que, a menudo, y debido al gran desconocimiento que se tiene de este grupo, se engloban bajo el amplio nombre de “rotálidos”. Los problemas en la identificación de estos organismos se deben principalmente a la complejidad estructural que pueden desarrollar y a las diferencias que pueden existir entre las formas de una misma especie, si estas proceden de una generación de reproducción sexual o asexual. Cabe añadir a esto la dificultad que supone su reconocimiento en lámina delgada.

En los sedimentos del Cretácico Superior de la Cuenca Pirenaica los rotálidos son abundantes. El estudio detallado de estos ha permitido la identificación de, al menos, ocho taxones diferentes.

Los foraminíferos rotálidos empezaron su diversificación posteriormente al evento de eutrofización global del Cenomaniense- Turoniense, y durante el Coniaciense- Santoniense desarrollaron estrategias K, dando lugar a un incremento del tamaño de las conchas y produciendo arquitecturas cada vez más complejas.

El origen de los rotálidos de la Cuenca Pirenaica se sitúa en el género *Rotorbinella*, *Rotalia mesogeensis* (Tronchetti), del Cenomaniense. Este género se considera superviviente de la crisis Cenomaniense- Turoniense. A partir del Coniaciense superior se produce una explosión de formas, habiéndose identificado en el intervalo Coniaciense superior- Campaniense inferior *Iberorotalia reicheli* (Hottinger), *Orbitokathina vonderschmitti* Hottinger, *Orbitokathina campaniana* Boix et al., *Rotorbinella campaniola* Boix et al., *Pyrenerotalia longifolia* Boix et al. , pertenecientes a la subfamilia Rotaliinae y *Pararotalia tuberculifera* (Reuss) perteneciente a la subfamilia Pararotalinae.

La forma descrita como *Pseudorotalia schaubi* Hottinger, atribuido por su autor al grupo de los rotálidos, presenta un sistema de canales envolventes, múltiples aberturas y un umbilicus complejo, lo que le separa del género reciente *Pseudorotalia* y de cualquier otro género rotálido, atribuyéndose al nuevo género *Calcarinella*. El único grupo de macroforaminíferos con foramen múltiple es el grupo de los siderolítidos; sin embargo las afinidades de *Calcarinella* con este grupo no son claras, y deberán resolverse en un futuro.

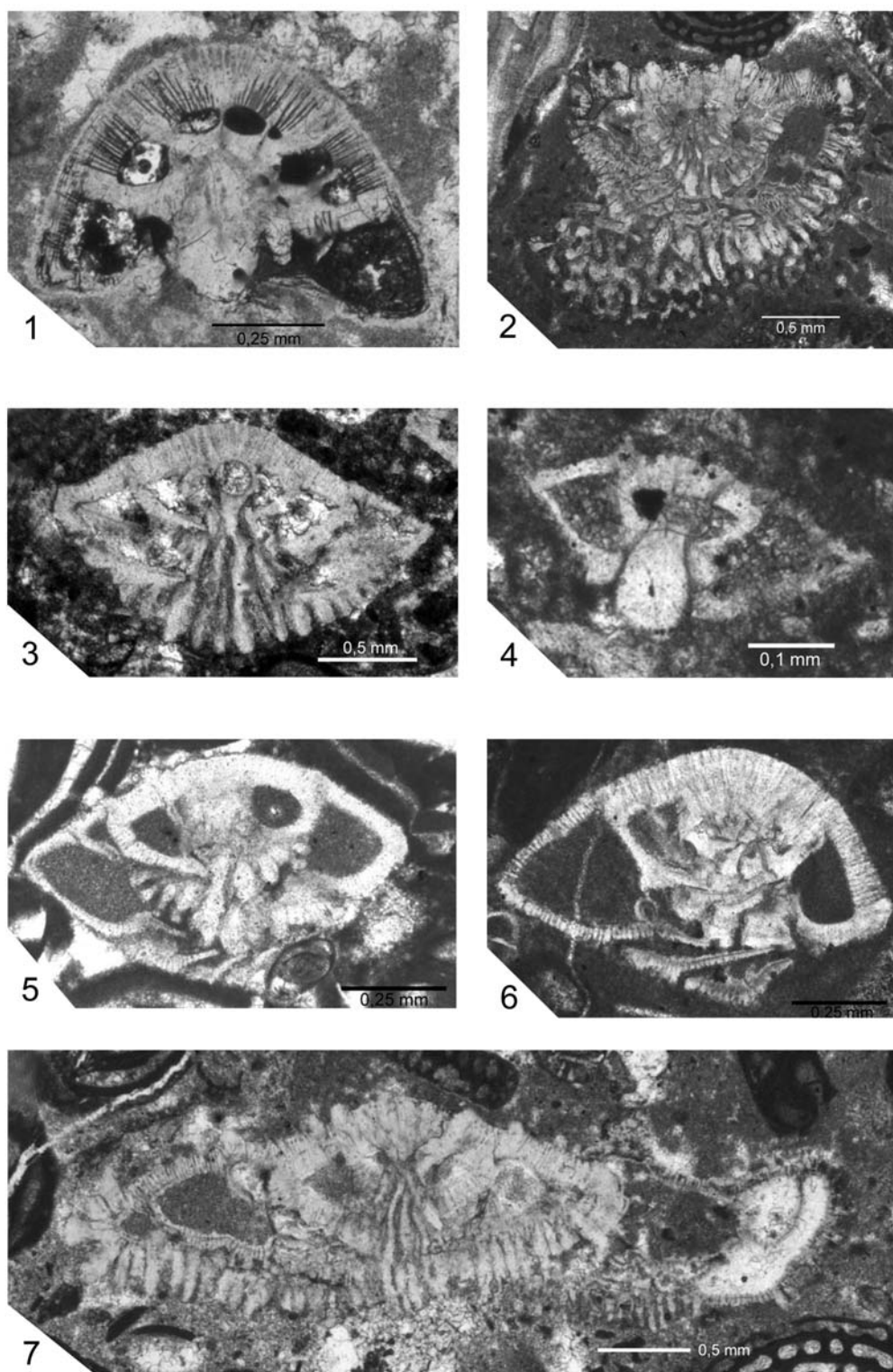


Figura 1. Selección de foraminíferos rotálidos del Cretácico superior de la Cuenca Pirenaica. 1) Sección oblicua de *Rotorbinella campaniola*; 2) Sección oblicua próxima a la axial de *Calcarinella schaubi*, forma microférica; 3) Sección axial de *Orbitokathina campaniana*, forma macrosférica; 4) Sección axial de *Pararotalia tuberculifera*; 5) Sección oblicua de *Iberorotalia reicheli*, forma macrosférica; 6) Sección oblicua próxima a la axial de *Pyrenerotalia longifolia*; 7) Sección axial de *Iberorotalia reicheli*, forma microférica.

Sobre la condición de la aleta caudal en heterostráceos (Agnatos) y su significado funcional

Botella, H.¹ y Mark-Kurik, E.²

¹ Departamento Geología, Universidad de València, Avda. Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot (València), Spain; hecbose@postal.uv.es

² Institute of Geology at Tallinn University of Technology, Ehitajate tee 5, 19086 Tallinn, Estonia.

En Heterostráceos, como en la mayoría de otros peces agnatos paleozoicos, las aletas caudales articuladas se preservan en raras ocasiones. Una de las aletas caudales mejor conocida es la del Pteraspido *Errivaspis waynensis* (White, 1935). La aleta caudal de *E. waynensis* está más o menos completamente preservada en varios ejemplares; sin embargo, no existe un consenso en cuanto a la reconstrucción de su aspecto. Existen dos tipos principales de reconstrucciones; las basadas en White (1935) y las basadas en Blieck (1984). En el primer caso la cola es marcadamente “hipocerca” con un margen posterior bastante cóncavo. El segundo tipo de reconstrucciones muestran una aleta caudal prácticamente “homocerca”.

En el presente trabajo presentamos una nueva reconstrucción de la aleta caudal de *Errivaspis* basada en un estudio detallado de los especímenes descritos por White (1935). Nuestra reconstrucción muestra una aleta caudal asimétrica, más parecida a la presentada por este autor, pero donde el lóbulo ventral aparece más corto y en el margen posterior. Además, entre el lóbulo dorsal y ventral aparecen tres digitaciones unidas por membranas (interdigitaciones).

Las denominaciones realizadas por anteriores autores en cuanto a la condición de la aleta caudal de *Errivaspis* (ver arriba) están basadas exclusivamente en el aspecto externo de la reconstrucción considerada. Sin embargo, en peces, la condición de la aleta caudal (o tipo de cola) no está referida al aspecto externo de la misma (tamaños relativos de los lóbulos superior e inferior) sino a la posición de la columna vertebral, o notocorda (Romer, 1966; Kardong, 1994). Desafortunadamente, no existen evidencias directas de la posición de la notocorda en la cola de *Errivaspis*. No obstante, nosotros sugerimos que algunos aspectos y características externas de la organización de la aleta caudal de *Errivaspis* podrían proporcionar información muy útil acerca de su verdadera condición interna hipocerca. Además, el estudio de la morfología externa y la anatomía interna de la aleta caudal de los heterostráceos aporta información relevante para comprender su acción mecánica y su función en la locomoción.

Referencias

- Blieck, A. 1984. Les Hétérostracés Ptéraspidiformes, Agnathes du Silurien-Dévonien du Continent nord-atlantique et des blocs avoisinants: Révision systématique, phylogénie, biostratigraphie, biogeographie. *Cahiers de Paléontologie, Section Vertébrés, édition du CNRS*, Paris, 199 pp.
- Kardong, K.V. 1994. *Vertebrates. Comparative anatomy, function, evolution*. W.C. Brown, Dubuque, 800 pp.
- Romer, A.S. 1966. *Vertebrate paleontology*. University of Chicago Press, Chicago, 687 pp.
- White, E.I. 1935. The ostracoderm *Pteraspis* Kner and the relationships of the agnathous vertebrates. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, B*, **225**, 381-457.

Microestructura del esmaltoide dentario en condriictios primitivos

Botella, H. y Martínez-Pérez, C.

Departamento de Geología. Universitat de València, C/Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (Valencia);
Hecbose@postal.uv.es; Carlos.Martinez-Perez@uv.es

Los dientes de condriictios (y algunos otros vertebrados) están cubiertos por una capa externa de tejido hipermineralizado (esmaltoide), que les confieren una resistencia especial. En neoseláceos (tiburones modernos), el esmaltoide presenta una estructura característica, con tres capas claramente diferenciadas. Una capa externa de esmaltoide brillante, compuesta por cristales individuales de hidroxiapatito orientados aleatoriamente (no organizados en fibras), y dos capas internas donde los cristales se encuentran organizados en fibras orientadas en direcciones preferentes. Por el contrario, en todos los dientes de “no-neoseláceos” donde la microestructura del tejido esmaltoide ha sido estudiada, este tejido está formado por una monocapa de cristales individuales o SCE (Single Crystallites Enameloid) (Gillis & Donoghue, 2007). Estos autores estudian la microestructura del tejido esmaltoide de los dientes de varios taxones de condriictios a lo largo de toda la filogenia del grupo, lo que ha proporcionado importantes datos sobre la evolución de este tejido. Según Gillis & Donoghue (2007), el análisis de la distribución de los diferentes tipos de tejido esmaltoide dentro del grupo de los condriictios, aporta claras evidencias filogenéticas de la presencia de una monocapa de SCE en el diente más primitivo del grupo. Mientras que por otro lado, la adquisición del tejido esmaltoide organizado en triple capa se produciría posteriormente en el grupo hermano de los neoseláceos.

En este trabajo hemos estudiado la microestructura del esmaltoide de los dientes de los tiburones más antiguos del registro fósil conocidos hasta la fecha, *Leonodus carlsi* Mader 1986 y *Celtiberina maderi* Wang 1993, del Lochkovense inferior (Devónico) de la Cordillera Ibérica. El estudio preliminar de la microestructura de estos dientes demuestra la presencia de esta monocapa de SCE en ambas especies, aunque con pequeñas diferencias entre ellos. *L. carlsi* posee una monocapa homogénea de SCE, la cual se diferencia muy claramente de la capa subyacente de dentina. Dentro de la capa de SCE se observan cristales bien diferenciados con un tamaño de aproximadamente 0.5 μm , los cuales aparecen orientados aleatoriamente, si bien, en algunas áreas parece existir una orientación preferencial (perpendicular a la superficie externa del tejido esmaltoide). Además, la capa de tejido esmaltoide en las cúspides de *L. carlsi* es característicamente más gruesa en la parte labial, la cual va disminuyendo de espesor hacia la parte lingual del diente. Por otro lado, en *C. maderi* es observable una capa de tejido hipermineralizado, aunque en algunos puntos es difícilmente discernible. En los ejemplares estudiados no son apreciables cristales individuales formando parte de la estructura interna del tejido esmaltoide. Sin embargo esta capa está histológicamente bien diferenciada de la osteodentina infrayacente.

Según lo anteriormente expuesto, nuestros resultados demuestran la presencia de una capa superficial de SCE en los dientes de los tiburones más antiguos del registro fósil encontrados hasta el momento. Ello sugiere que la presencia de esta capa de SCE es un carácter plesiomórfico para el grupo de los condriictios, como ya suponen en su trabajo Gillis & Donoghue (2007). Por otra parte, el uso de la microestructura del tejido esmaltoide como fuente de la información taxonómica (véase Reif, 1977), podría proporcionar información importante sobre las relaciones filogenéticas de los condriictios más primitivos, las cuales están todavía confusas.

Agradecimientos

Este trabajo representa una contribución al IGPC 499 “Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate” (DEVEC).

Referencias

- Gillis, J.A. & Donoghue, P.C.J. 2007. The homology and phylogeny of chondrichthyan tooth enameloid. *Journal of Morphology*, **268**, 33-49.
- Reif, W-E. 1977. Tooth enameloid as a taxonomic criterion: 1. A new euselachian shark from the Rhaetic-Liassic boundary. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1977(9)**, 565-576.

Valor patrimonial de los yacimientos cenomanienses con foraminíferos de las Ramas Aragonesa, Valenciana y Maestrazgo de la Cadena Ibérica: propuestas de protección

Calonge García, A.¹ y López Carrillo, M.D.²

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Alcalá, Nacional II, Km. 33,600, Alcalá de Henares (Madrid); a.calonge@uah.es

² Departamento de Didácticas Específicas, Escuela Universitaria cardenal Cisneros, Universidad de Alcalá, Avda. Jesuitas nº 34, Alcalá de Henares (Madrid); lola.lopez@cardenalcisneros.com

Los yacimientos paleontológicos de la Cadena Ibérica han sido objeto de estudio desde hace tiempo por infinidad de investigadores debido a su riqueza, a sus buenas condiciones de afloramiento y al carácter completo de las sucesiones de fósiles que aparecen en ellos. Debido a este especial **interés**, tanto **científico** (por la importancia de los grupos fósiles representados y desarrollo de las unidades estratigráficas), como **patrimonial** (por la excelencia de los afloramientos y su riqueza fosilífera) e **histórico** (por la gran tradición de estudios llevados a cabo en esta área desde el siglo XIX), se realiza el presente estudio. Aunque este estudio se ha realizado en afloramientos situados a lo largo de la Cadena Ibérica, nos vamos a centrar en este artículo en los afloramientos que se encuentran en concreto en la Rama Aragonesa, Rama Valenciana y Maestrazgo.

Para concretar la valoración patrimonial de estos afloramientos se aplicó una ficha identificativa (Soria, 2002) que permitiese catalogar y el patrimonio paleontológico del área.

Asimismo, se evaluó una serie de riesgos potenciales o reales para cada yacimiento, basándose en el modelo propuesto en las “I Jornadas sobre Patrimonio de la Provincia de Teruel. Paleontología” (Melendez & Soria-Llop, 2002).

El interés paleontológico de todos los afloramientos estudiados radica principalmente en la presencia de foraminíferos que han constituido, en muchos de ellos, la fuente de referencias clave en el conocimiento del Cretácico de la Cadena Ibérica. Asimismo, algunos afloramientos se convierten en auténticas aulas de la naturaleza de interés científico-cultural, con un contenido paleontológico de alto valor científico-educativo. Además todos los sectores en estudio se caracterizan por un amplio abanico de paisajes, muchos de ellos contenidos en auténticos Parques Naturales y Áreas Protegidas de gran valor Biológico y Geológico. El Maestrazgo, en concreto, se encuentra clasificado oficialmente con la denominación de Parque Cultural.

Casi todos estos yacimientos son susceptibles de destrucción y, sobre todo, son muy vulnerables a la acción antrópica. Es preciso señalar sobre el terreno y en los posibles inventarios del patrimonio, su valor científico, así como concienciar a la población sobre su interés patrimonial y didáctico.

Así, el riesgo de expolio encuentra su mayor expresión en la susceptibilidad que presentan dada la buena accesibilidad a los yacimientos y a la amplia superficie de exposición de las unidades fosilíferas como es el caso del afloramiento de **Puerto de Villarroya** en Teruel y **Puerto del Remolcador** en Castellón. Otra amenaza presente por encontrarse sobre la carretera, es la posible erosión en los taludes, que aumenta el riesgo de derrumbamientos, con lo que quedaría cubierto el afloramiento. En **Mina Salomé** la sección se encuentra ubicada en una vía recientemente ampliada lo que produjo el deterioro de parte del afloramiento. Este tipo de daño puede seguir aumentando, lo que

implica un gran riesgo para el yacimiento, añadiendo además el riesgo de expolio debido a la facilidad de acceso al mismo.

La vulnerabilidad de los yacimientos es menor ya que la explotación de los mismos no implica el agotamiento de estos. Además, no afectan tanto las recolecciones ilegales como la destrucción de los mismos, sobretudo por la acción antrópica incontrolada (obras públicas, urbanización...). En esta línea, estos riesgos, como el de erosión o el de afección por obras públicas deben considerarse significativos, aunque el riesgo de obras públicas afecta en mayor medida a los yacimientos cercanos a núcleos urbanos (como es el caso del yacimiento de **Ermita de Montiel, Nuévalos y Carretera de Ibdes**). En general, todos los yacimientos podrían verse afectados por un ensanchamiento de las vías públicas de comunicación, aunque en menor medida.

Las medidas de protección de estos yacimientos, teniendo en cuenta su gran valor y significado patrimonial, deben incluir diversos tipos. Así, en primer lugar se propone incluir estos puntos en los distintos recorridos turísticos y culturales que se realizan en las distintas comunidades que componen la Cadena Ibérica, complementándolos con una señalización informativa y preventiva sobre la importancia de los yacimientos paleontológicos y la necesidad de mantener su protección.

Aunque no existe una necesidad urgente de protección de los afloramientos de la Rama Valenciana y Aragonesa, se deben establecer unas medidas de protección de estos yacimientos.

- En primer lugar se propone considerar la posibilidad de incluir el yacimiento del **Puerto del Remolcador y Mina Salomé** como *Puntos de Especial Interés Paleontológico* (PEIP) en el seno de la Sociedad Española de Paleontología, debido a su riqueza fosilífera e importancia paleontológica.
- En segundo lugar, incluir los afloramientos en un catálogo de los principales yacimientos paleontológicos de la Comunidad Aragonesa y Valenciana, inexistente este último en la actualidad. Y para finalizar, se propone en el caso del **Puerto del Remolcador, Puerto de Villarroya, Nuévalos y Mina Salomé**, la protección específica de los mismos mediante su declaración como **Zona Paleontológica** debido a su especial valor en distintos campos (estratigráfico, paleontológico, paleogeográfico), así como su buena exposición y potencial didáctico, para resguardar los niveles más fosilíferos.

Por último, queremos reiterar que, el patrimonio geológico y paleontológico es un verdadero recurso natural, merecedor de una gestión adecuada por su valor didáctico, científico, paisajístico y cultural. La importante riqueza geológica y paleontológica de la Cadena Ibérica hace de este sector de la Península Ibérica un medio privilegiado como aula en la naturaleza. En nuestro país aumenta día a día la sensibilización y el conocimiento de este patrimonio, aunque todavía queda mucho camino por recorrer hasta alcanzar el nivel de concienciación social.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado gracias a los proyectos PBI-05-005 (Consejería de Educación y Ciencia de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha) y EM2006-001 (Consejería de Educación y Ciencia de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha).

Referencias

- Meléndez, G. y Soria-Llop, C. 2002. Presente y futuro del patrimonio paleontológico de Teruel: medidas de protección, gestión y proyección. In: *El Patrimonio Paleontológico de Teruel* (Eds. G. Meléndez & E. Peñalver), Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 429-443.
- Soria, M. 2002. Inventario general del patrimonio paleontológico de Teruel. In: *El Patrimonio Paleontológico de Teruel* (Eds. G. Meléndez y E. Peñalver), Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 63-80.

Evolución morfológica del conodonto *Icriodus steinachensis* (Devónico Inferior) en los Pirineos Centrales Españoles

Castelló, V., Valenzuela-Ríos, J.I. y Martínez-Pérez, C.

Departamento de Geología, Universitat de València, C/Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (Valencia); veronica.castello@uv.es; Jose.I.Valenzuela@uv.es; carlos.martinez-perez@uv.es

Icriodus steinachensis es un conodonto de plataforma del Devónico cuya importancia para la bioestratigrafía del Praguense inferior ha sido puesta de manifiesto en varios trabajos (ver p.ej. Valenzuela-Ríos, 2002). La distribución geográfica conocida de este taxón se reduce a Norteamérica (Nevada, Alaska y Canadá) y Europa (Frankenwald, Bohemia, Macizo Armoricano, Palencia y Pirineos Centrales Españoles).

En las secciones de Norteamérica, especialmente en Nevada, es común la aparición de *Ic. steinachensis* junto a *Ic. claudiae*. Ambos presentan morfologías muy similares aunque *Ic. claudiae* se caracteriza por formas más alargadas y estrechas. Este taxón se registra también en la Fm. Nogueras en la Cordillera Ibérica (donde no se ha encontrado *Ic. steinachensis* a pesar de ser una formación que ha proporcionado abundantes ejemplares de numerosas especies de icriodontidos), pero no en las otras secciones europeas donde se ha citado la presencia de *Ic. steinachensis*. Ambas especies forman parte de un mismo linaje de conodontos (Murphy & Matti, 1983), cuyo modelo de evolución y especiación fue discutido y explicado por Murphy & Cebecioglu (1984) mediante el uso de métodos cuantitativos. En este trabajo los autores desarrollan un índice morfológico denominado Índice de Elongación (IE) que relaciona la longitud máxima con la anchura máxima de cada ejemplar. Utilizando este índice, Murphy & Cebecioglu (1984) representaron la variación morfológica de ambas especies en el tiempo, obteniendo interesantes conclusiones. Entre ellas destaca la interpretación de que la diferenciación morfológica entre los ejemplares de las especies anteriormente comentadas, se debe a una competencia ecológica directamente relacionada con el aprovechamiento de los diferentes recursos.

Según lo expuesto, el objetivo de nuestro trabajo es comprobar esta hipótesis mediante un estudio morfológico comparable de los ejemplares de *Ic. steinachensis* registrados en la sección Segre 1 del Pirineo Central Español (para una detallada descripción tanto geológica como bioestratigráfica de la sección ver Valenzuela-Ríos, 2002), donde hay un registro continuo de esta especie.

Como en el trabajo de Murphy & Cebecioglu (1984), se han tomado la anchura y la longitud máxima de 97 ejemplares de *Ic. steinachensis* de los niveles Segre 1/39 a Segre 1/50 (Valenzuela-Ríos, 2002) y se han calculado los índices de elongación para cada uno de ellos ($IE = 1 - \text{Anch. máx.} / \text{Long. máx.}$). Posteriormente, se han comparado las medias de los índices de elongación de cada nivel con los del siguiente mediante la realización de un test t, para comprobar si había diferencias entre ellos, es decir, si había un cambio morfológico apreciable entre las distintas poblaciones en el tiempo.

Los primeros resultados obtenidos para cada nivel (Fig.1) muestran que en ningún caso se puede rechazar la H_0 (todos los valores de significación son superiores a $\alpha=0.05$), y que por tanto, no tenemos suficiente evidencia estadística para decir que la media de cada nivel es diferente a la del anterior, o lo que es lo mismo, que no se aprecia una clara diferenciación morfológica entre los individuos de las distintas poblaciones de *Ic. steinachensis* a lo largo del tiempo en la sección muestreada. Sin embargo, debemos destacar que el número de ejemplares de cada capa es bajo o muy bajo en algunos niveles, como por ejemplo en Se 1/44d y en Se1/45 con 2 y 1 ejemplares respectivamente, por lo

que hemos de tomar los resultados con precaución. Aun así, parece clara la ausencia de cambios morfológicos tan marcados como en los ejemplares americanos de *Ic. steinachensis*, explicándose las pequeñas variaciones de nuestros ejemplares mediante factores ecológicos o por la propia dinámica de la especie.

Según esto, podemos concluir que los ejemplares de *Ic. steinachensis* de los Pirineos no sufren un cambio morfológico evidente, lo cual, unido a la ausencia de *Ic. claudiae* apoyan la hipótesis desarrollada por Murphy & Cebecioglu (1984) y sugiere que el cambio morfológico ocurrido en los ejemplares americanos de estos dos taxones puede deberse a factores ecológicos derivados de una competencia interespecífica para el mejor aprovechamiento de los recursos disponibles en los ecosistemas de los mares del Devónico Inferior. Dicha competencia parece no existir en los ecosistemas de la región pirenaica de manera que estos ejemplares de *Ic. steinachensis* no sufrieron la presión evolutiva a la que estuvieron sometidos los ejemplares americanos y por tanto, no se produjo la diferenciación morfológica que se observa en los ejemplares americanos.

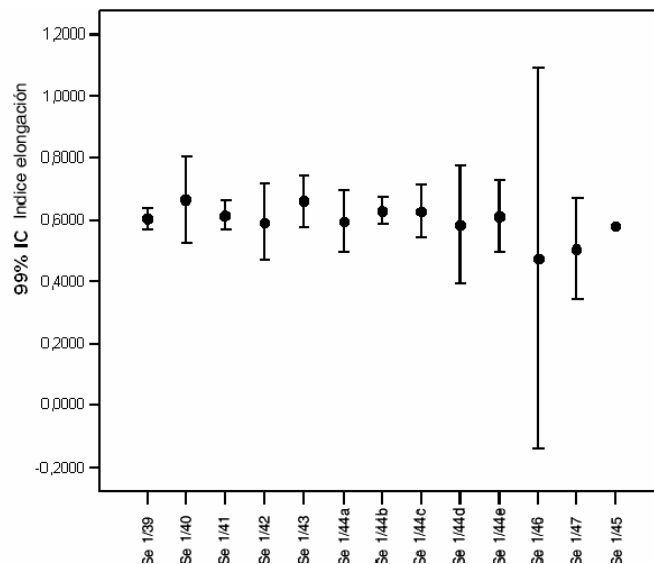


Figura 1. Representación gráfica de la media de los IE para cada nivel de la sección Segre 1, con su intervalo de confianza al 99%.

Agradecimientos

Este trabajo representa una contribución al IGPC 499 “Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate” (DEVEC).

Referencias

- Murphy, M.A. & Cebecioglu, M.K. 1984. The *Icriodus steinachensis* and *I. claudiae* lineages (Devonian conodonts). *Journal of Paleontology*, **58**, 1399-1411.
- Murphy, M.A & Matti, J.C. 1983. Lower Devonian Conodonts (hesperius-kindlei zones), Central Nevada. *University of California Publications, Geological Sciences*, **123**, 1-83.
- Valenzuela-Ríos, J.I. 2002. Lochkovian and Pragian Conodonts from Segre 1 (Central Spanish Pyrenees). In: *Paleozoic Conodonts from Northern Spain* (Eds. García-López, S & Bastida, F.). Instituto Geológico y Minero de España, serie *Cuadernos del Museo Geominero*, **1**, 403-417.

Eventos paleobiológicos del Cuaternario de Fuerteventura (Islas Canarias)

Castillo, C.¹, Yanes, Y.², Armas, F.R.¹, Ibáñez, M.¹, Alonso, M.R., Quesada, M.L.³,
De la Nuez, J.³, Torres, T. y Ortiz, J.E.⁴

¹ Departamento de Biología Animal, Facultad de Biología, Universidad de La Laguna, Avenida Astrofísico Francisco Sánchez s/n, 38206 La Laguna, Tenerife; ccruiz@ull.es; mibanez@ull.es; malonso@ull.es

² Department of Geosciences, Virginia Polytechnic Institute and State University, 4044 Derring Hall, Blacksburg, VA, 24061, US; yyanes@vt.edu

³ Departamento de Edafología y Geología, Facultad de Biología, Universidad de La Laguna, Avenida Astrofísico Francisco Sánchez s/n, 38206 La Laguna, Tenerife; mquesada@ull.es; jnuezpes@ull.es

⁴ Laboratorio de Estratigrafía Molecular, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, C/ Ríos Rosas 21, 28003 Madrid; trinidad.torres@upm.es; joseeugenio.ortiz@upm.es

En este trabajo se caracterizan los eventos paleobiológicos relacionados con los cambios ocurridos en las asociaciones de gasterópodos terrestres de las formaciones eólicas del Cuaternario superior de la isla de Fuerteventura (Islas Canarias).

Se ha estudiado un total de 15 columnas estratigráficas, obtenidas en puntos representativos de la mayor parte de la superficie de la isla: seis en el norte (FCO, FEQ, FMC, FCM, FBC y FBE), tres en la parte central de la isla (FPN, FBT y FJV), y las restantes en el sur de la isla (Istmo de la pared: FHC, FBP, FAG; y Península de Jandía: FMA, FPC y FAC). En cada localidad hemos realizado la estratigrafía y los muestreos para los estudios aminocronológico y paleontológico.

Las edades de los diversos niveles, que corresponden a los últimos 50 ka, fueron obtenidas por el método de racemización de aminoácidos, calibrado con dataciones de C¹⁴; además, el estudio aminocronológico nos ha permitido asignar los depósitos eólicos a ocho aminozonas, cada una definida como episodios de formación de dunas/paleosuelos, de las cuales, seis pertenecen al Pleistoceno y dos al Holoceno (Ortiz *et al.*, 2006; y este trabajo).

El estudio de la paleofauna muestra que la mayor parte de las especies de gasterópodos terrestres halladas en los depósitos fosilíferos estudiados son endémicas de Canarias; de ellas, al menos, seis especies se conocen sólo en estado fósil (Tabla1). Entre estas especies extinguidas destacamos: 1) el hallazgo de especímenes del género *Cochlicella*, en varios niveles de secciones del norte (FMC, FBE, FBC y FCM) y de la parte central de la isla (FJV4, FBT1); 2) la presencia de *Theba costillae* en tres niveles de Montaña de la costilla y en El Quemado, en el norte de la isla; 3) *Obelus pumilio*, que se ha hallado en el norte y parte central de Fuerteventura; y 4) *Theba arinagae* (que habita en la actualidad en Gran Canaria), que se encontraba repartida por toda la isla.

El análisis de las asociaciones de gasterópodos terrestres nos ha permitido determinar una primera biozonación en la isla de Fuerteventura para el final del Cuaternario. La biozona con *Cochlicella* es la más antigua y corresponde a las aminozonas 1, 2 y 3 (Yanes *et al.*, 2004; Yanes, 2005). Se reconoce en el norte y parte central de la isla. Las aminozonas 4, 5 y 6 se caracterizan por la presencia de *T. costillae* en el norte y *T. arinagae* en el sur. Los depósitos más recientes, pertenecientes al límite pleistoceno/Holoceno e inicios del Holoceno (aminozonas 7 y 8) corresponden a la fauna actual.

Taxón	Fuerteventura		
	fósil	actual	Grado endemismo
<i>Pomatias lanzarotensis</i>	+	+	EEC
<i>Ferussacia folliculus</i>	+		NE
<i>Ferussacia valida</i>	+		EEC
<i>Hemicycla aff. flavistoma</i>	+		GEC
<i>Hemicycla sarcostoma</i>	+	+	GEC
<i>Theba arinagae</i>	+		EEC
<i>Theba costillae</i>	+		EEC
<i>Theba geminata</i>	+	+	EEC
<i>Canariella eutropis</i>	+	+	GEC
<i>Canariella plutonia</i>	+	+	GEC
<i>Candidula ultima</i>	+	+	EEC
<i>Caracollina lenticula</i>	+	+	NE
<i>Cochlicella robusta sp. nov.</i>	+		EEC
<i>Monilearia granostrata</i>	+	+	EEC
<i>Monilearia monilifera</i>	+	+	EEC
<i>Obelus pumilio</i>	+		EEC
<i>Obelus moratus</i>	+	+	EEC
<i>Obelus moderatus</i>	+	+	EEC
<i>Cryptella sp.</i>	+	+	GEC
<i>Rumina decollata</i>	+	+	NE

Tabla 1. Fósiles de gasterópodos terrestres hallados en los depósitos cuaternarios de la isla de Fuerteventura (Islas Canarias), su estado actual en la isla y grado de endemismo. EEC: especie endémica de Canarias; GEC: género y especie endémica de Canarias. NE: especie/género no endémico.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado gracias a los proyectos de investigación del Ministerio de Ciencia y Tecnología BOS2003-00374, y del Ministerio de Educación y Ciencia CGL2006-01586. Asimismo agradecemos su colaboración en los trabajos de campo a David Liché.

Referencias

- Ortiz, J.E., Torres, T., Yanes, Y., Castillo, C., De La Nuez, J., Ibáñez, M. & Alonso, M.R. 2006. Climatic cycles inferred from the aminostratigraphy and aminochronology of Quaternary dunes and palaeosols from the eastern islands of the Canary Archipelago. *Journal of Quaternary Science*, **21**, 287–306.
- Yanes, Y. 2005. *Estudio paleobiológico de las asociaciones de gasterópodos terrestres de las islas orientales del Archipiélago canario*. Tesis Doctoral. Universidad de La Laguna, 345 pp.
- Yanes, Y., Hutterer, R., Castillo, C., De la Nuez, J., Quesada, M., Torres, T., Ortiz, J.E., Torres, J.M., Alonso, M.R. & Ibáñez, M. 2004. Valoración patrimonial de las formaciones dunares Cuaternarias del Barranco de los Encantados y Cantera de Melián de la isla de Fuerteventura (Islas Canarias). *Geogaceta*, **36**, 195-198.

Foraminíferos bentónicos del Plioceno marino del borde norte de la Cuenca del Bajo Segura

Corbí, H.¹, Caracuel, J.E.¹, Pina, J. A.¹, Soria J.M.¹, Usera J.M.² y Yébenes A.¹

¹ Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Apdo. 99, San Vicente del Raspeig, 03080 Alicante; Hugo.corbi@ua.es

² Dpto. Geología, Universidad de Valencia, Dr Moliner 40, 46100 Burjasot, Valencia

En el borde norte de la Cuenca del Bajo Segura (Soria *et al.*, 2005) se han reconocido dos paleovalles desarrollados durante la discontinuidad Fini-Messiniense y rellenos de margas marinas depositadas tras la trasgresión pliocena. El paleovalle de Crevillente-Elche (Caracuel *et al.*, 2005), el de mayor envergadura dentro de la zona de estudio, se han analizado los perfiles de Crevillente A, B, C y D y Elche. Por otra parte, se ha estudiado el Plioceno marino del paleovalle de Oami-Hotel Ibis localizado al sur de la ciudad de Alicante. En estas secciones estratigráficas se han estudiado las asociaciones de foraminíferos de las margas marinas del Plioceno. Las variables consideradas en este estudio fueron, la relación de foraminíferos planctónicos/bentónicos y las variaciones en las asociaciones de foraminíferos bentónicos. Las asociaciones fósiles registradas están dominadas por foraminíferos bentónicos (hasta un 80%), foraminíferos planctónicos (menos del 20%), dependiendo del perfil y nivel considerado, ostrácodos, espículas de esponjas, equinodermos y lamelibranquios. En los perfiles analizados, generalmente la relación planctónicos/bentónicos decrece de muro a techo en el registro del Plioceno. Además, en los materiales estudiados se han podido diferenciar tres asociaciones de foraminíferos relacionadas con la profundidad (Murray, 2006), que se suceden en la vertical. La sucesión de estas asociaciones en la vertical, junto con la disminución de la relación planctónicos/bentónicos se interpreta como una progresiva reducción de la batimetría como consecuencia de la colmatación de dichos paleovalles tras la reinundación del Plioceno. La información paleoecológica obtenida del estudio de las asociaciones de foraminíferos, junto con los datos sedimentológicos, ha permitido interpretar la evolución paleoambiental del área de Crevillente-Elche y de Oami-Hotel Ibis durante el Plioceno.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos de investigación BTE2003-05047 (MCYT) y GV04B-629 (Generalitat Valenciana) y el grupo Cambios Paleoambientales de la Universidad de Alicante.

Referencias

- Caracuel, J.E., Soria, J.M. & Yébenes, A. 2004. Early Pliocene transgressive coastal lags (Bajo Segura Basin, Spain): a marker of the flooding after the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, **169**, 121-128.
- Murray, J.W. 2006. *Ecology and applications of benthic Foraminifera*. Cambridge University Press. Cambridge, 426 pp.
- Soria, J.M., Caracuel, J.E., Yébenes, A., Fernández, J. & Viseras, C. 2005. The stratigraphic record of the Messinian salinity crisis in the northern margin of the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology*, **179**, 225-247.

Foraminíferos bentónicos de ambiente restringido de las lagunas costeras del Messiniense de la Cuenca del Bajo Segura

Corbí, H., Caracuel, J.E., Pina, J.A., Soria, J.M. y Yébenes A.

Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Apdo. 99, San Vicente del Raspeig, 03080 Alicante; Hugo.corbi@ua.es

En el registro Neógeno del borde norte de la Cuenca del Bajo Segura se han establecido tres unidades aloestratigráficas principales (Soria *et al.*, 2005). Las dos primeras son de edad Messiniense (MI y MII) y la tercera de edad Plioceno (P). Dentro de estas unidades se han reconocido distintos sistemas de depósito (marinos, lagunares y continentales) que se desarrollan adyacentemente. En este trabajo se ha estudiado el registro micropaleontológico de los sistemas de depósito lagunares del Messiniense de las unidades MI y MII del margen norte de la Cuenca del Bajo Segura. En la primera de estas unidades (MI), los sistemas de depósito de lagunas costeras (MIb) están representados en las secciones de Crevillente A, B, C y D (Soria *et al.*, 2005). Por otra parte los sistemas de depósito lagunares del MIIb (calizas lacustres) y MIIId (margas lagunares) están representados en las secciones estratigráficas de Crevillente B, C, y D, Monforte, Torrellano, Colmenar y Hotel Ibis. Estos sistemas de depósito lagunar reconocidos en estos perfiles se han muestreado sistemáticamente y analizado el contenido micropaleontológico de cada una de las muestras. Las muestras estudiadas contienen, dependiendo del nivel y sistema de depósito considerado: ostrácodos (*Cyprideis*, entre otros géneros), foraminíferos bentónicos de ambiente restringido (*Ammonia beccarii tepida*, *Aubignyna mariei*, *Elphidium granosum*, *Elphidium williamsoni*, entre otros) y caráceas. El análisis micropaleontológico junto con la información estratigráfica y sedimentológica ha permitido caracterizar paleoambientalmente los sistemas de depósito lagunares messinienses representados en el borde norte de la Cuenca del Bajo Segura.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos de investigación BTE2003-05047 (MCYT) y GV04B-629 (Generalitat Valenciana) y el grupo Cambios Paleoambientales de la Universidad de Alicante.

Referencias

Soria, J.M., Caracuel, J.E., Yébenes, A., Fernández, J. & Viseras, C. 2005. The stratigraphic record of the Messinian salinity crisis in the northern margin of the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology*, **179**, 225-247.

Biodiversidad de los dinosaurios hadrosaurios de Blasi 1 y 3. Maastrichtiense superior (Cretácico Superior, Aren, Huesca)

Cruzado-Caballero, P. y Canudo, J.I.

Grupo *Aragosaurus*. Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza; <http://www.aragosaurus.com>; penelope@unizar.es; jicanudo@unizar.es.

Los yacimientos del Maastrichtiense superior de Arén (La Ribagorza, Huesca) contienen una amplia representación de restos craneales y postcraneales de dinosaurios hadrosaurios. Hasta el momento se han recuperado restos de varios grupos de vertebrados en 6 niveles fosilíferos (Blasi 1-5), de los cuales Blasi 1 y 3 son los más ricos en hadrosaurios. La importancia de dichos yacimientos radica en su cercanía al evento de extinción Cretácico-Terciario. Esto permite aportar nuevos datos para el estudio de la biodiversidad de los dinosaurios al final del Cretácico en la Península Ibérica.

Los yacimientos se encuentran al Oeste del núcleo urbano, muy cerca del collado de Blasi, que les da nombre. En el término municipal de Arén se puede identificar fácilmente la sucesión de la Formación Arén y del Grupo Tremp de manera similar a la Cuenca de Tremp. Blasi 1 se encuentra al techo de la Formación Arén; se trata de arenas depositadas en un medio litoral en un contexto de unas facies deltaicas. El Grupo Tremp son facies continentales, fundamentalmente fluviales con una escasa influencia marina restringida a la parte más baja del Grupo (Formación Conques), que es donde se encuentra el resto de yacimientos (Blasi 2-6). En esta formación predominan las lutitas gris-anaranjadas y marrones intercaladas con niveles areniscosos y microconglomeráticos. Los yacimientos se encuentran tanto en los niveles lutíticos como en los de areniscas.

En este trabajo presentamos un estudio comparativo de los fémures de hadrosaurios encontrados en los yacimientos Blasi 1 y 3. En total se han encontrado ocho fémures: un fémur derecho (MPZ2007/932) y cinco fémures izquierdos (MPZ2007/702, MPZ2007/930, MPZ2007/931, MPZ2007/933 y MPZ2007/934) en Blasi 1 y un fémur derecho (MPZ2007/704) y uno izquierdo (MPZ2007/711) en Blasi 3.

En estos fémures se pueden diferenciar claramente dos morfologías distintivas. MPZ2007/704, MPZ2007/711, MPZ2007/930, MPZ2007/931, MPZ2007/932 y MPZ2007/934 son fémures robustos, rectos, con una diáfisis de sección transversa rectangular, y con el pequeño trocánter y el gran trocánter separados por una sutura intertrocánterica poco marcada. Además, presentan un surco longitudinal suave en el lado posterior de la diáfisis y un cuarto trocánter largo con forma alar proyectado posteriormente y situado a una altura entre un 30-35% de la longitud total del fémur. Un carácter interesante que aparece en tres de los seis fémures de Blasi 1 (MPZ2007/702, MPZ2007/930 y MPZ2007/932) es la presencia de un pequeño foramen en el lado lateral, próximo a los cóndilos distales. Del resto de los fémures (MPZ2007/931, MPZ2007/933 y MPZ2007/934) desconocemos si presentaban dicho foramen, debido a que presentan erosionado el lado lateral. La presencia de forámenes en las diáfisis de los fémures de hadrosaurios no está citada en la bibliografía, por lo que podría ser una autapomorfía de estos hadrosaurios de Blasi 1.

Laurent *et al.* (2002) figuran varios fémures de euhadrosaurios indeterminados (MDE-Cas2-12, 15) del final del Cretácico excavados en el sur de Francia. El material francés, a diferencia de los fémures de Blasi, presenta un fuerte aplastamiento lateral, un cuarto trocánter menos desarrollado y con forma triangular, y el pequeño trocánter y el

gran trocánter separados por un estrecho canal. Estos fémures fueron asignados a Euhadrosauria indet.

MPZ2007/933 presenta un segundo tipo de morfología distinta en la que la forma general del fémur es más grácil, de pequeña talla, con una sección transversa de la diáfisis rectangular, curvado medialmente, con un surco longitudinal en el lado posterior de la diáfisis muy marcado y un cuarto trocánter largo, con forma alar y que se proyecta medialmente. MPZ2007/933 tiene gran parecido morfológico con el fémur derecho IPS-N-21 descrito por Casanovas-Cladellas *et al.* (1985) en la Formación Tremp (Lleida). Este fémur fue asignado a *Orthomerus* sp., un género considerado actualmente como *nomen dubium* (Weishampel & Horner, 2004), por lo que la posición taxonómica de estos dos fémures es incierta por el momento.

Teniendo en cuenta la morfología y el tamaño de los fémures, en Blasi 1 hay representados al menos cinco individuos con dos morfologías distintas, mientras que en Blasi 3, aparentemente, los dos fémures pertenecen al mismo individuo, pero teniendo en cuenta otros restos posteraneales (Cruzado-Caballero & Canudo, 2005), en este yacimiento hay al menos 3 individuos con dos morfologías diferentes. Las dos morfologías encontradas en Blasi 1 y 3 podrían representar dos especies distintas o dimorfismo sexual.

Referencias

- Casanovas-Cladellas, M.L., Santafé-Llopis, J.V., Sanz, J.L. & Buscalioni, A. 1985. *Orthomerus* (Hadrosaurinae, Ornithopoda) du Crétacé supérieur du gisement de "Els Nerets" (Tremp, Lleida). In: *Les Dinosaurés de la Chine à la France*. Muséum d'Histoire Naturelle, Toulouse, France, 99-111.
- Cruzado-Caballero, P. & Canudo, J.I. 2005. Sobre diversidad de los hadrosaurios en el Maastrichtiense superior (Cretácico superior) de Arén (Huesca). In: *Libro de Resúmenes XXI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Gestión e Investigación de la Paleontología en el Siglo XXI* (Eds. E. Bernáldez, E. Mayoral & A. Guerreiro dos Santos). Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía, Sevilla, 115-116.
- Laurent, Y., Bilotte, M. & Le Loeuff, J. 2002. Late Maastrichtian continental vertebrates from southwestern France: correlation with marine fauna. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **187**, 121-135.
- Weishampel, D.B., Dodson, P. & Osmolka, H. 2004. *The Dinosauria*. University of California Press, Berkeley, 861 pp.

Resultados preliminares del estudio de los micromamíferos del Pleistoceno superior de Gorham's Cave (Gibraltar)

Cuenca-Bescós, G.¹, López-García, J.M.², Santiago Pérez, A.³ y Finlayson, C.⁴

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Área de Paleontología de la Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza; cuencag@unizar.es

² Institut de Paleoecologia Humana i Evolució Social, Universitat Rovira i Virgili. Plaça Imperial Tàrraco 1, 43005 Tarragona; jlopez@prehistoria.urv.cat

³ Museo Arqueológico del Puerto de Santamaría, El Puerto de Santa María, 11500 Cádiz; asantiagopv@gmail.com

⁴ The Gibraltar Museum, Bomb House Lane, 18-20, Gibraltar; jcfenlay@gibrtr.gi

Gorham's Cave es un yacimiento arqueológico que se encuentra localizado en el territorio Británico de Gibraltar. Gibraltar domina el Estrecho que lleva el mismo nombre, que conecta el Mar Mediterráneo con el Océano Atlántico y separa con 14 kilómetros Europa del Norte de África.

Gorham's Cave fue descubierta en 1907 y excavada por primera vez en 1950 por John Waechter del Instituto de Arqueología de Londres. Además de ocupaciones fenicias, cartaginesas y neolíticas, la cueva contiene 16 metros de depósitos pleistocenos.

La parte superior del Pleistoceno (Level III) está formada por dos depósitos del Paleolítico superior, datados entre 18,4 -10,8 Ka B.P. ¹⁴C AMS, que corresponderían a momentos de ocupación Solutrense y Magdalenense. Por debajo de este paquete sedimentario, separado por 5000 años (probablemente correspondientes al Último Máximo Glacial, LGM), se encuentra un nivel de ocupación Musteriense (Level IV) con presencia de neandertales, datado entre 32,5-23,2 ¹⁴C AMS (Finlayson *et al.*, 2006).

El estudio de los restos de micromamíferos, pertenecientes a los niveles pleistocenos y, procedentes de las campañas de excavación de dicha cavidad desde el año 1999 al 2003, nos ha permitido establecer la siguiente lista de taxones identificados: *Arvicola* sp., *Iberomys cabreræ*, *Terricola duodecimcostatus*, *Terricola* tipo *savii-lusitanicus*, *Apodemus sylvaticus*, *Eliomys quercinus*, *Talpa* sp., *Myotis* sp. y *Rhinolophus* sp. Esta lista faunística dista mucho de estar completa pues corresponde a material lavado con tamices de luz de malla de 0,5 cm el más pequeño, por lo que no se han recuperado la mayor parte de los insectívoros y roedores.

En ambos niveles (Level III y Level IV) la asociación faunística de micromamíferos es similar (Fig.1), y los taxones más abundantes son: *Apodemus sylvaticus* (ratón de bosque), *Myotis* sp. (murciélago ratonero), *Talpa* sp. (topo) e *Iberomys cabreræ* (topillo de Cabrera).

El estudio preliminar de estos restos nos permite realizar una aproximación paleoecológica y paleoclimática previa de la cavidad y sus proximidades durante estos momentos de ocupación. La asociación de micromamíferos analizada (teniendo en cuenta el sesgo de tamaño antes mencionado) muestra que nos encontramos ante un medio de tipo mediterráneo, probablemente con vegetación arbórea y zonas más abiertas, tanto por la presencia de especies ligadas a medios forestales (*Apodemus sylvaticus* y *Eliomys quercinus*) como por la representación de especies vinculadas a medios abiertos (*Terricola*). Además, la presencia de *Talpa* sp., *Iberomys cabreræ* y, en menor medida, de *Arvicola* sp., denotarían suelos húmedos y profundos, lo que indicaría una mayor humedad ambiental que la actual. Por otro lado, la presencia de *Iberomys cabreræ* en ambos niveles, una especie que habita zonas climáticas exclusivamente mediterráneas, indicaría que nos hallamos ante un clima de tipo mediterráneo (inviernos húmedos y templados,

veranos secos y calurosos), semejante al actual pero más húmedo. La fauna del nivel IV probablemente representa al interestadial entre los eventos Heinrich 3 y 2 (Jiménez-Espejo *et al.*, 2006).

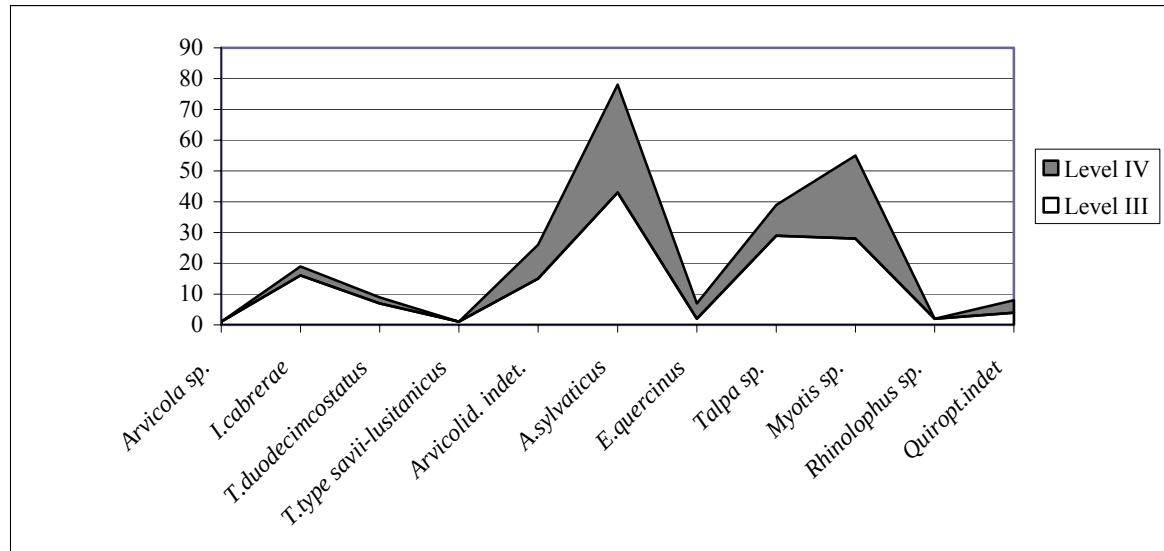


Figura 1. Distribución de los pequeños mamíferos de los Niveles IV (32,5-23,2 ^{14}C AMS) y III (18,4 -10,8 Ka B.P. ^{14}C AMS) de Gorham's Cave, Gibraltar, en Número de Restos identificados (NR). El eje de las abscisas indica el NR. Ambos niveles indican un clima benigno, como indican las fechas, correspondientes a un período anterior y a otro posterior al LGM respectivamente.

Agradecimientos

J.M. López García disfruta de una beca predoctoral (FIC) de la Generalitat de Catalunya. G. Cuenca-Bescós disfruta de una Beca de Movilidad S. Madariaga en NM, USA. Proyectos PO BOS 2003-8938, DGI CGL 2006-13532-C03-01-02.

Referencias

- Finlayson, C., Giles Pacheco, F., Rodríguez Vial, J., Darren Fa, A., Gutiérrez López, J.M., Santiago Pérez, A., Finlayson, G., Allué, E., Baena, J., Cáceres, I., Carrión, J., Fernández Jalvo, Y., Gleed-Owen, Ch., Jiménez Espejo, F., López, P., López Sáez, J.A., Riquelme Cantal, J.A., Sánchez Marco, A., Giles Guzman, F., Brown, K., Fuentes, N., Valarino, C., Villalpando, A., Stringer, C.B., Martínez Ruíz, F. & Sakamoto, T. 2006. Late survival of Neandethals at the southernmost extreme of Europe, *Nature*, **443**, 850-853.
- Jiménez-Espejo, F.J., Martínez-Ruiz, F., Finlayson, C., Paytan, A., Sakamoto, T., Ortega-Huertas, M., Finlayson, G., Iijima, K., Gallego-Torres, D. & Fa, D. 2006. Climate forcing and Neanderthal extinction in Southern Iberia: insights from a multiproxy marine record. *Quaternary Science Reviews*, doi. 10.1016/j.quascirev.2006.12.013.

Infestación por poliquetos espionidos (Polychaeta, Spionidae) en moluscos del Cuaternario caribeño de Colombia

Domènech, R., Martinell, J., y Porta, J. de

Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona; rosa.domenech@ub.edu; jmartinell@ub.edu; j.deporta@telefonica.net

Los depósitos cuaternarios de ciénaga relacionados con la actual ciénaga de El Totumo, aflorantes en las cercanías de Galerazamba (Departamento de Bolívar, Colombia), están formados por limos y arcillas de color claro de 1 m de potencia máxima que fosilizan la Formación Arjona (Barrera, 2001), de edad miocena. Estos sedimentos están relacionados con el antiguo cauce del río Magdalena y son muy ricos en conchas de moluscos, especialmente bivalvos, aunque se trata de una fauna poco diversificada.

Se han reconocido las siguientes especies de moluscos: *Anadara ovalis* (Bruguière, 1798), *Crassostrea rhizophorae* (Guilding, 1828), *Anomalocardia brasiliiana* (Gmelin, 1971), *Protothaca pectorina* (Lamarck, 1818), *Melongena melongena* (Linné, 1758) y *Neritina virginea* (Linné, 1758). Como fauna acompañante, cabe señalar la presencia esporádica de cirrípedos (balanos) y algunas colonias de briozoos (*Aplousina tuberosa* Canu & Bassler 1928, por ejemplo). El conjunto se identifica como característico de medios de salinidad reducida y de manglares (Díaz & Puyana, 1994). La datación por radiocarbono sobre la malacofauna dio una edad de 4.150 ± 50 años BP (Porta *et al.*, en prensa).

El estudio icnológico de las conchas de moluscos revela la presencia casi exclusiva de *Caulostrepsis taeniola* Clarke, 1908, traza de bioerosión atribuida mayoritariamente a la actividad perforante de poliquetos espionidos (Polychaeta, Spionidae). Esta estructura es abundante en las conchas de 2 bivalvos (*C. rhizophorae* y *A. brasiliiana*) y del gasterópodo (*M. melongena*). La relación traza/huésped es sin embargo única para cada ejemplo:

***Crassostrea rhizophorae*:** La ostra de mangle es una especie eurihalina que típicamente vive adherida a las raíces de estos árboles, formando densos racimos. Los especímenes recolectados son de dimensiones reducidas (diámetro umbonopaleal medio: 7,2 cm), pero se llega a contabilizar hasta 85 trazas sobre una sola valva, con un promedio de 60 trazas/valva. Las valvas superiores están ligeramente más perforadas que las inferiores ($x=68$ en las valvas superiores y $x=57$ en las inferiores). En el interior de muchas valvas se observan ampollas rellenas de fango (*mud-blisters*), consecuencia de la reacción de la ostra ante la infestación.

***Anomalocardia brasiliiana*:** Se trata de un pequeño bivalvo (diámetros umbonopaleal y anteroposterior medios: 1,7 cm y 2,2 cm, respectivamente) endobentónico somero que habita fondos fangosos o arenoso-fangosos en áreas protegidas de la acción de las olas y corrientes de las zonas intermareal e infralitoral (Boehs & Magalhães, 2004). Su presencia es abundante en el yacimiento, pero sólo el 11% de las valvas izquierdas y el 15,5% de las derechas presentan *C. taeniola*. Las perforaciones siempre aparecen en la parte más posterior de las valvas, es decir, la zona más próxima a la superficie del fondo y, por ende, la más vulnerable a la infestación en vida del animal. Asociada a las perforaciones se ha detectado asimismo alguna ampolla rellena de fango.

***Melongena melongena*:** La totalidad de conchas recolectadas de este gasterópodo presentan *C. taeniola*. A lo largo de la espira, se observa una concentración de las perforaciones sobre la línea de sutura de las vueltas mientras que en la última vuelta

aparecen trazas esporádicas o en pequeñas concentraciones. No se ha observado la presencia de ampollas de fango. La superficie afectada y la intensidad de perforación son mucho menores que en *C. rhizophorae*.

Actualmente, el cultivo de ostras (*C. rhizophorae*, entre otras) y otros moluscos (*A. brasiliana* por ejemplo, tiene asimismo potencial de cultivo y se explota para consumo humano) es una importante industria de producción acuícola que a menudo se ve afectada por plagas de parásitos (sobre todo, poliquetos espionidos) que infestan y dañan las conchas, reduciendo su valor comercial. El material procedente de la ciénaga El Totumo permite observar la actividad de estos poliquetos perforantes en ambientes similares al de las zonas de cultivo actuales, pero sin las restricciones por interferencia humana.

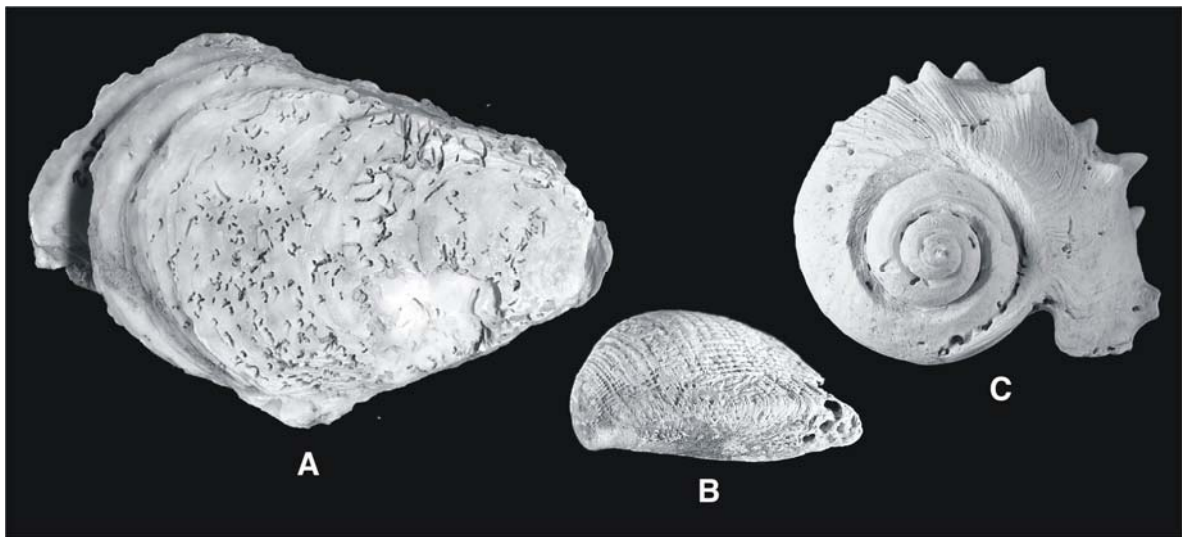


Figura 1. *Caulostrepsis taeniola* en A. *Crassostrea rhizophorae* (x1), B. *Anomalocardia brasiliana* (x1,5), C. *Melongena melongena* (x1).

Agradecimientos

J. de Porta expresa su agradecimiento a Ingeominas (Colombia) por la oportunidad que le brindó de visitar y muestrear el yacimiento de la ciénaga de El Totumo. Ésta es una contribución al proyecto de investigación BTE2003-01356 (Ministerio de Educación y Ciencia) y se enmarca en las actividades del Grupo de Investigación “Paleobiología del Neogen Mediterrani” de la Universitat de Barcelona.

Referencias

- Barrera, R. 2001. *Planchas 16-17 (Galerazamba y Barranquilla)*, escala 1:100.000, memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá, 3-54.
- Boehs, G. & Magalhães, A.R.M. 2004. Simbiontes asociados com *Anomalocardia brasiliana* (Gmelin) (Mollusca, Bivalvia, Veneridae) na Ilha de Santa Catarina e região continental adjacente, Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Zoologia*, **21**, 865-869.
- Díaz Merino, J.M. & Puyana Hegedeus, M. 1994. *Moluscos del Caribe colombiano. Un catálogo ilustrado*. Conciencias, Fundación Natura-Invermar, Bogotá, 1-29.
- Porta, J. de, Julià, J. & Barrera, R. (en prensa). Raised marsh deposits near Cartagena de Indias, Colombia: evidence of eustatic and climatic instability during the Late Holocene. *Boletín de Geología*.

Biostratigraphy of the Santonian Stage in northern Tunisia

Elamri, Z.^{1,2}, Zaghib-Turki, D.² and Lamolda, M.A.³

¹ Département de Géologie, Faculté des Sciences de Gafsa, Sidi Ahmed, Zarroug, 2112, Gafsa, Tunisie; zaineb_amri@yahoo.fr

² Département de Géologie, Faculté des Sciences de Tunis, Campus Universitaire, 1060, Tunis, Tunisie.

³ Departamento de Estratigrafía y Paleontología; Facultad de Ciencias; Universidad de Granada; Campus de Fuentenueva; 18002 Granada; Spain.

Santonian sedimentary rocks crop out and are well exposed in the Ellès and Ariana regions in northern Tunisia. They allow us to characterize several bioevents recorded between the base of the Santonian and its upper boundary with the Campanian Stage. Santonian sedimentary successions consist mainly of marl with some alternations of limestone beds rich in pelagic fauna, in both sections studied, Jebel Ettout (Ellès region) and Jebel Ennahli (Ariana region).

The pelagic fauna recorded in Jebel Ettout is diverse, belonging to relatively deep marine deposits. In its Santonian succession, limestone beds are frequent and sometimes up to 3 m thick. They are rich in fossils, both macrofauna (inoceramids and ammonites) and microfauna (planktonic foraminifers). Across the base of the Santonian the following bioevents occur, from older to younger: the first occurrence (FO) of planktonic foraminifer species *Dicarinella asymetrica* (Sigal), the FO of inoceramid species *Platyceramus cycloides* (Wegner), the FO of ammonite species *Texanites texanus* (Roemer), and the FO of planktonic foraminifer species *Sigalia carpatica* Salaj & Samuel (Elamri & Zaghib-Turki, 2005). In the Ennahli section, which represents deeper marine deposits than at Ettout, the successive occurrences of *Dicarinella asymetrica* and *Sigalia carpatica* have been found.

These occurrences are partially correlable to data from the Kalaat Senan section (Robaszynski *et al.*, 2000). In fact, in that paper the successive occurrences of *D. asymetrica*, *P. cycloides* and *S. carpatica* are recorded. By contrast, they found the lowermost occurrence of *Texanites* spp. in older strata than in our localities, and well below the three above mentioned bioevents. The inoceramid species *Cladoceramus* (= *Platyceramus*) *undulatopticatus* (Roemer), whose lowermost record is the marker of the base of the Santonian Stage (Lamolda & Hancock, 1996), has never been found in Tunisia. In the Olazagutia section, northern Spain, Lamolda *et al.* (2007) pointed out the successive bioevents throughout the Coniacian–Santonian transition: the FO of *Sigalia carpatica*, the FO of *Platyceramus undulatopticatus*, closely followed by the FO of *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), “pill-box-like” morphotypes, and the FO of *P. cycloides*. In the Olazagutia section *Texanites* spp. have been not found. By contrast, *D. asymetrica* is recorded throughout the section studied, and occurs well below the base of the Santonian Stage marked by the FO of *P. undulatopticatus*.

In both Tunisian sections studied, the Santonian/Campanian boundary has been characterized by planktonic foraminiferal assemblages. It is marked by the uppermost record of *D. asymetrica*, which has been dated in 83.5 Ma ago by Ogg *et al.* (2004) and it is coincident with the FO of *Globotruncana arca* (Cushman). Both are predated by the FO of the species *Globotruncanita elevata* (Brotzen) recorded in the terminal Santonian.

A quantitative analysis of planktonic foraminiferal assemblages has been carried out in both localities, showing that heterohelids are the dominant planktonic foraminifers, especially the species *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Heterohelix glabrans* (Cushman) and *Heterohelix pulchra* (Brotzen), whereas the keeled globotruncanids are rare although

diversified. The upper part of the Santonian is characterized by a diversification of heterohelics with raised sutures, such as *Sigalia* spp.

Across the Santonian–Campanian transition a sequence of bioevents occurs: 1) the extinction of the genus *Whiteinella*, 2) the extinction of the genus *Dicarinella*, 3) the extinction of most of the species of the genus *Marginotruncana*, and 4) a turnover of planktonic foraminifers in the basal Campanian is recorded, evolving a rich fauna of globotruncanids belonging to the genera *Globotruncana* and *Globotruncanita*. It is likely that fan-like heterohelid taxa, such as the genus *Ventilabrella*, underwent a relevant diversification, too.

References

- Elamri, Z. & Zaghib-Turki, D. 2005. Caractérisation biostratigraphique du passage Coniacien/Santonien dans les régions d'Ellès et El Kef (Tunisie septentrionale). In: *Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes* (Eds. Lamolda, M.A., Maurrasse, F.J.-M.R. & Paul, C. R. C.). *Journal of Iberian Geology*, **31**, 99–111.
- Lamolda, M.A. & Hancock, J.M. 1996. The Santonian Stage and substages. In: *Proceedings "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries"* (Eds. P.F. Rawson, A.V. Dhondt, J.M. Hancock & W.J. Kennedy). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, suppl. **66**, 95–102.
- Lamolda, M.A., Peryt, D. & Ion, J. 2007. Planktonic foraminiferal bioevents in the Coniacian/Santonian boundary interval at Olazagutia, Navarra province, Spain. In: *Stratigraphy of the Coniacian–Santonian transition* (Eds. A.V. Dhondt, M.A. Lamolda & J.M. Pons). *Cretaceous Research*, **28**, 18–29.
- Ogg, J.G., Agterberg, F.P. & Gradstein, F.M. 2004. The Cretaceous Period. In: *A Geologic Time Scale 2004* (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg & A.G. Smith). Cambridge University Press, Cambridge, 344–383..
- Robaszynski, F., González Donoso, J.M., Linares, D., Amedro, F., Caron, M., Dupuis, C., Dhondt, A.V. & Gartner, S. 2000. The Upper Cretaceous of the Kalaat Senan region, Central Tunisia. Integrated litho-biostratigraphy based on ammonites, planktonic foraminifera and nannofossils zones from Upper Turonian to Maastrichtian. *Bulletin du Centre de Recherches Elf-Aquitaine Exploration-Production*, **22**, 359–490.

How slow is sedimentation in shallow marine environments? Insights from fossil whales of the Pisco Formation, Peru

Esperante, R.¹ and Brand, L.R.²

¹Geoscience Research Institute, Loma Linda, California 92350, USA; resperante@llu.edu

²Leonard R. Brand, Loma Linda University, Loma Linda, California 92350, USA; lbrand@llu.edu

It is commonly assumed that sedimentation in shallow marine settings is a slow process measured in the order of 10^3 - 10^7 years or even higher magnitude, based on radiometric dates, inference from present rates of deposition, proximity to sources of sediments in land areas and other factors. The amount of sediment accumulated on platforms depends on the degree of tectonic activity of the basins, the level of continental runoff, the rate of sediment bypass into deeper marine basins, and other factors. It is also assumed that the fate of organic matter deposited in both aquatic and terrestrial environments is destruction unless certain physical and chemical conditions favorable to fossilization occur. Because of their organic content and size, vertebrates are especially susceptible to destruction by both predators and scavengers. Fish decay very rapidly in modern environments (Schneider, 1998). Modern whale carcasses on the seafloor decompose very rapidly and become completely destroyed in a span of time between a few weeks and a few years (Allison *et al.*, 1991; Jones *et al.*, 1998; Smith & Baco, 2003; Esperante, 2005; Dahlgreen *et al.*, 2006). Scavengers include sharks, and other fish, invertebrates, bacteria and the recently discovered *Osedax* worms (Smith *et al.*, 1998; Goffredi *et al.*, 2004). Cetacean bones range from a few cm to a few dm in diameter, thus requiring several months to many years to become buried under the slow depositional conditions common in many modern settings. Bones would be destroyed long before significant burial could prevent them from scavengers and abrasion. Therefore, at present rates of sedimentation in both deep and shallow water environments, most vertebrate remains are not likely to overcome destruction and become fossilized. However, rich vertebrate faunas are common in shallow marine deposits, which introduce the paradox of preservation: Why are vertebrate remains found in rocks from environments that were not theoretically favorable for preservation? Why are those remains so abundant and so well preserved in some cases? In this study we look at the taphonomical features of the Pisco Formation in Peru for insights into this preservational paradox.

The Neogene Pisco Formation in Peru contains a rich vertebrate fauna preserved in about 500 m of layers of shallow marine sandstone, diatomaceous and tuffaceous mudstone, and dolomitic sandstone, over a wide regional area (Esperante, 2002). Several lines of evidence suggest that the vertebrate fauna of the Pisco Formation was deposited under exceptionally rapid sedimentation: a) marine mammals are abundant and exceptionally well preserved; b) many of them are fully articulated showing no evidence for long exposure to decay and destruction on the seafloor; c) both the thicker bones (about 40 cm in diameter) and the thinner ones show excellent preservation; d) both the upper and the lower surfaces show the same degree of good preservation, compared to modern and other fossil examples in which the lower surfaces are better preserved (Allison *et al.*, 1991); e) bones show no evidence of bioerosion as seen in modern whale bones lying on the seafloor; f) there is no invertebrate fauna preserved with the skeleton or in the associated sediment as commonly seen in modern carcasses or other fossil occurrences (Goedert *et al.*, 1995; Smith & Baco, 2003); g) numerous whale skeletons have their baleen preserved in life position. The occurrence of baleen is an exceptional feature,

because baleen is not bone and is known to decay relatively fast. Moreover, baleen is not rooted into the bone, but only attached on the gum of the upper mandible, and detaches very rapidly after death of the whale, making preservation in life position unlikely (Esperante, 2006). Evidence for exceptionally high sedimentation rates also includes the occurrence of sedimentary structures indicative of storms and exceptionally well preserved diatoms within the bone-rich diatomaceous units (Brand *et al.*, 2004).

We believe that the occurrence of this rich and well preserved cetacean fauna can be better explained if very rapid sedimentation occurred within the shallow basin. The rate of sedimentation should be sufficiently high to cover any single whale skeleton (up to 40 cm thick) in a span of time between a few days and a few months. Since whale skeletons occur throughout the entire thickness of the Pisco Formation (about 500 m), we suggest that rates of deposition on this ancient platform were unusually high, and the filling of the shallow basin was faster than inferred by radiometric dates (several million years). A paleoenvironment model for this basin includes sediment-laden rivers flowing from the uplifting Andean Cordillera, high volcanic activity in the Cordillera (attested by the ash content in the Pisco sediments), and extreme high diatom production favored by enhanced upwelling on the platform and abundant nutrients provided by the ash.

References

- Allison, P.A., Smith, C.R., Kukert, H., Deming, J.W. & Bennet, B.A. 1991. Deep-water taphonomy of vertebrate carcasses: a whale skeleton in the bathyal Santa Catalina Basin. *Paleobiology*, 17, 78-89.
- Brand, L.R., Esperante, R., Chadwick, A.V., Poma, O. & Alomia, M. 2004. Fossil whale preservation implies high diatom accumulation rate in the Miocene-Pliocene Pisco Formation of Peru. *Geology*, 32, 165-168.
- Dahlgreen, T.G., Wiklund, H., Kallstrom, B., Lundalv, T., Smith, C.R. & Glover, A.G. 2006. A shallow-water whale-fall experiment in the north Atlantic. *Cahiers de Biologie Marine*, 47, 385-389.
- Esperante, R. 2002. Taphonomy of fossil whales in diatomaceous sediments of the Neogene Pisco Formation, Peru. Doctoral Thesis, Loma Linda University, California, US, 248 pp.
- Esperante, R. 2005. How not to become a fossil –Taphonomy of modern whale falls. 2nd International Meeting TAPHOS'05, Barcelona, Abstracts volume, 103-104.
- Esperante, R. 2006. Exceptional occurrence of fossil baleen in the Miocene/Pliocene Pisco Formation, Peru. Abstracts Volume of the Geological Society of America Annual Meeting, Philadelphia, Pennsylvania, 38, 64.
- Goedert, J.L., Squires, R.L. & Barnes, L.G. 1995. Paleoecology of whale-fall habitats from deep-water Oligocene rocks, Olympic Peninsula, Washington State. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118, 151-158.
- Goffredi, S.K., Paull, C.K., Fulton-Bennett, K., Hurtado, L.A. & Vrijenhoek, R.C. 2004. Unusual benthic fauna associated with a whale fall in Monterey Canyon, California. *Deep-Sea Research I*, 51, 1295-1306.
- Jones, E.G., Collins, M.A., Bagley, P.M., Addison, S & Priede, L.G. 1998. The fate of cetacean carcasses in the deep sea: observations on consumption rates and succession of scavenging species in the abyssal north-east Atlantic Ocean. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B*, 265, 1119-1127.
- Schneider, J.C. 1998. Fate of dead fish in a small lake. *American Midland Naturalist*, 140, 192-196.
- Smith, C.R. & Baco, A.R. 2003. Ecology of whale falls at the deep-sea floor. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, 41, 311-354.
- Smith, C.R., Maybaum, H.L., Baco, A.R., Pope, R.H., Carpenter, S.D., Yager, P.L., Macko, S.A. & Deming, J.W. 1998. Sediment community structure around a whale skeleton in the deep Northeast Pacific: macrofaunal, microbial, and bioturbation effects. *Deep Sea Research II*, 45, 335-364.

Asociaciones de foraminíferos bentónicos en la sección oligocena (Rupeliense - Chatiense) de Fuente Caldera (Granada)

Fenero Fanlo, R., Alegret, L. y Molina, E.

Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/Cerbuna 12, 50009 Zaragoza; rakelfenero@yahoo.es; laia@unizar.es; emolina@unizar.es

Se realiza un análisis cuantitativo de las asociaciones de foraminíferos bentónicos del Rupeliense y Chatiense inferior del corte de Fuente Caldera. Esta sección se encuentra en el sector central de las Cordilleras Béticas (zona Subética), al norte de la provincia de Granada, en el término municipal de Pedro Martínez. La serie analizada tiene 360 m de potencia, en la que se han seleccionado 21 muestras para el análisis paleoambiental de los foraminíferos bentónicos. Litológicamente, esta sección está constituida por una sucesión rítmica de calcarenitas bioclásticas alternantes con margas grises hemipelágicas, predominando estas últimas.

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos del yacimiento estudiado tienen una alta dominancia de taxones calcáreos, que llegan a constituir hasta el 97% de las asociaciones en todas las muestras analizadas. Las asociaciones muestran una alta riqueza genérica, tal y como se espera de asociaciones profundas (ej., Douglas & Woodruff, 1981) con unos 60 géneros reconocidos de media por muestra. Estas asociaciones están dominadas de forma significativa por bolivínidos (*Bolivina* spp., *Bolivinoidea* spp. y *Brizalina* spp.), *Cibidoides* spp. y *Asterigerina* spp.; taxones calcáreos menos comunes incluyen en orden decreciente a *Gyroidinoides* spp., *Oridorsalis* spp., *Anomalinoidea* spp., *Uvigerina* spp., *Bulimina* spp. y *Pullenia* spp., entre otros.

Como especies más comunes destacan *Bolivinoidea crenulata*, *Bolivinoidea floridana*, *Bolivina tortuosa*, *Bolivina rhomboidalis*, *Globocassidulina subglobosa*, y *Angulogerina angulosa*, entre otras. Estas especies dominantes se observan en todas las muestras de la columna estratigráfica, aunque el porcentaje cuantitativo varía levemente en cada una de las muestras. En la sección de Fuente Caldera los foraminíferos aglutinados son muy poco abundantes, del orden del 5%, destacando en abundancia *Vulvulina spinosa*, *Rhabdammina cylindrica* y *Karreriella* spp.

En esta sección se encuentran taxones tanto de medios batiales como abisales. Los grupos batiales más abundantes son bolivínidos y bulimínidos (ej., Tjalsma & Lohmann, 1983; Wood *et al.*, 1985; Nocchi *et al.*, 1988). Una de las especies que se encuentra en todas las muestras estudiadas y con una relativa abundancia es *Globocassidulina subglobosa*, la cual es abundante en medios de batial inferior a abisal superior. Asimismo se observan taxones que son comunes en medios de sublitorales a batiales superiores, como *Angulogerina angulosa*, *Trifarina bradyi*, *Pararotalia audouini* y *Asterigerina* spp., que podrían ser resedimentados.

Como conclusión, el análisis de los foraminíferos bentónicos sugiere que los sedimentos del Rupeliense y Chatiense inferior en la sección de Fuente caldera, se depositaron en un medio batial inferior, con una profundidad mínima de 1000m.

Agradecimientos

Este trabajo esta enmarcado dentro del proyecto CGL2004-00728 del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

- Douglas, R.G. & Woodruff, F., 1981. Deep-sea benthic Foraminifera. In: *The Oceanic Lithosphere. The Sea*, 7 (Ed. E. Emiliani). John Wiley and Sons, New Cork, 1233-1327.
- Tjalsma, R.C. & Lohmann, G.P. 1983. Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic Foraminifera from the Atlantic Ocean. *Micropaleontology, Special Publication*, **4**, 1-90.
- Wood, K.C., Miller, K.G. & Lohmann, G.P., 1985. Middle Eocene to Oligocene benthic Foraminifera from the Oceanic Formation, Barbados. *Micropaleontology*, **31**, 181-196.
- Nocchi, M., Parisi, G., Monaco, P., Monechi, S. & Madile, M., 1988. Eocene and early Oligocene micropaleontology and paleoenvironments in SE Umbria, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **67**, 181-244.

Corales tabulados ligados a los Eventos Zlichoviense Superior y Daleje-Cancellata (Devónico Inferior) en el Dominio Astur-Leonés de la Cordillera Cantábrica (NW de España)

Fernández-Martínez, E.M.¹ y López-Alcántara, A.

¹ Área de Paleontología, Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24071 León; e.fernandez@unileon.es

² IES Odiel, c/ Góngora s/n, 21500 Gibraleón, Huelva; antoniopezal@yahoo.com

Diversos trabajos realizados en la última década por el grupo del Dr. Jenaro L. García-Alcalde (Universidad de Oviedo) han permitido reconocer dos eventos de cierta entidad en el Emsiense (Devónico Inferior) de la Cordillera Cantábrica.

El evento Daleje-Cancellata (DCE de García-Alcalde, 1997; denominado Evento Daleje, Evento *Cancellata* o M'Em Event por otros autores) es un evento global transgresivo evidenciado por señales faunísticas y litológicas claras, aunque no cronológicamente coincidentes, y bien reconocido en diversas cuencas de Europa y Norte de África.

Por otro lado, estudios realizados en la Cordillera Cantábrica han permitido a García-Alcalde (1997) detectar evidencias faunísticas y litológicas de un evento ligeramente más antiguo que el anterior, también de carácter transgresivo y que este autor ha denominado Evento Zlichoviense Superior (UZE).

El lapso temporal entre ambos eventos se extendería en las Biozonas de dacrioconáridos *Elegans* a *Cancellata* y desde la Biozona de conodontos *Gronbergi* s.l. a la de *Inversus/Laticostatus*.

En el ámbito pelágico de la Cordillera Cantábrica (Dominio palentino), ambos eventos han sido bien reconocidos por evidencias litológicas, faunísticas (dacrioconáridos, con buen control de conodontos) y por anomalías MSEC de diversa consideración. Por el contrario, en el Dominio Astur-Leonés, de carácter eminentemente nerítico, la identificación de estos eventos se ha basado principalmente en cambios faunísticos generales, junto a datos procedentes de episodios pelágicos y hemi-pelágicos con dacrioconáridos y a la detección de anomalías MSEC comparables a las existentes en el ámbito palentino (Truyols-Massoni, 2006).

Los cambios faunísticos ligados a estos eventos en el Dominio Astur-Leonés fueron puestos de relieve por García-Alcalde (1996, 1997) mediante el empleo de asociaciones de braquiópodos, habiendo señalado también la extraordinaria abundancia de corales rugosos de la denominada "Fauna de *Cyathaxonia*" y la presencia de algunos corales tabulados asociados a la misma.

Diversos estudios estratigráficos y paleontológicos realizados en materiales del Emsiense del Dominio Astur-leonés han permitido reconocer una interesante fauna de corales tabulados ligada al lapso temporal entre los eventos citados, y que se inicia con la renovación faunística que acompaña al primero de ellos.

En las tres secciones estudiadas hasta la fecha, (La Vid, Adrados y Colle, provincia de León), el evento UZE acontece en la Formación La Pedrosa, coincidiendo con el inicio de un importante episodio pelágico. Litológicamente, se manifiesta por la sustitución de calizas arcillosas dolomitizadas por pizarras de tonos oscuros con nódulos y lentejones de calizas packstone. Estos niveles carbonatados son especialmente ricos en corales tabulados, los cuales aparecen bien como ejemplares completos o semi-completos o bien en forma de bioclastos. Por otro lado, y en el contexto estudiado, el lito-evento DCE se sitúa en el

límite de las Formaciones La Pedrosa y Valporquero, y supone la desaparición, con carácter temporal, de las faunas de tabulados desarrolladas previamente.

La característica más remarcable de estas faunas de tabulados es su alta diversidad a nivel familiar y genérico. Los taxones estudiados hasta la fecha incluyen representantes de dos órdenes (Favositida y Auloporida) y cinco familias (Parastriatoporidae, Micheliniidae, Favositidae, Parastriatoporidae, Pyrgiidae y Aulocystidae). Entre los taxones más representativos por su número y amplia distribución cabe citar *Parastriatopora cantabrica* Fernández-Martínez & Tourneur, *Saouraepora* n. sp. B de Plusquellec *et al.* (1993), *Praemichelinia* Lafuste & Plusquellec, *Crenulipora* Le Maître, *Hamarilopora* Le Maître, *Bainbridgia* Ball y *Schlueterichonus* Byra. Es también frecuente la presencia de bioclastos de cierto tamaño de *Mejdoubia* Termier & Termier, un género de afinidades inciertas pero usualmente incluido en los tabulados. Junto a estos taxones, se han hallado diversos tipos de ramas finas pero fuertemente esqueletizadas próximas a la familia Striatoporidae.

Desde el punto de vista paleoecológico, estos corales se caracterizan por una fuerte esqueletización (paredes engrosadas, desarrollo de escámulas y espinas) y, muy especialmente, por mostrar claras adaptaciones a la vida en fondos barrocos. Entre ellas destaca la formación de bases de asentamiento de colonias groseramente ramificadas, el crecimiento en torno a tallos de crinoideos, y la elevación sobre el sustrato de las coralitas que constituyen las colonias erguidas de los representantes del orden Auloporida.

A nivel paleobiogeográfico, muchos de estos géneros han sido reconocidos en materiales del Emsiense en Marruecos (carbonatos Kess-Kess de Hamar Lagdad), Macizo Armoricano (Calizas de La Grange), Macizo Renano (caliza Greifenstein) y Bohemia (Calizas de Koneprusy).

Agradecimientos

Agradecemos al Dr. Jenaro L. García Alcalde la numerosa información facilitada para la realización de este trabajo. Este estudio es una contribución a los proyectos CGL2005-03715/BTE (Ministerio de Educación y Ciencia) y PICG 499: "Devonian land-sea interaction: Evolution of Ecosystems and climate" (DEVEC).

Referencias

- García-Alcalde, J.L. 1996. El Devónico del Dominio Astur-leonés en la Zona Cantábrica (N de España). *Revista Española de Paleontología*, n° **extraordinario**, 58-71.
- García-Alcalde, J.L. 1997. North Gondwanan Emsian events. *Episodes*, **20**, 241-246.
- Truyols-Massoni, M. 2006. Bioestratigrafía y susceptibilidad magnética del límite Emsiense Inferior-Emsiense Superior (Devónico Inferior) de la Cordillera Cantábrica (N de España) y su relación con los eventos Zlichoviense Superior (UZE) y Daleje-Cancellata (DCE). In: *Libro de resúmenes de las XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología* (Ed. E. Fernández-Martínez). Secretariado de Publicaciones, Universidad de León, León, 238-240.
- Plusquellec, Y., Tourneur, F. & Lafuste, J. 1993. *Saouraepora* nouveau genre de Micheliniidae (Tabulata), du Devonien du Nord Gondwana et du Carbonifère d'Amerique du Nord. *Palaeontographica*, A, **227**, 1-86.

Proyecto Ictio: Un primer paso hacia la protección de los yacimientos paleoictiológicos de la Región de Murcia

Fierro, I.¹, Marín, J.M.¹, Sánchez, E.J.¹, Romero, G.² y Peñalver, A.³

¹ Museo Paleontológico de Elche. Fundación Cidarís. Plaza Sant Joan 3, Apartado 450, 03203 Elche; info@cidarismpe.org

² Servicio de Patrimonio Histórico, Dirección General de Cultura, Palacio de los Pacheco, Plaza Fontes 2, 30001 Murcia; gromero@um.es

³ C/ Abarán 51, 30730 San Javier (Murcia); antoniopenalver@sanjavier.es

El conocimiento detallado de los puntos de interés paleontológico es prioritario para una adecuada gestión patrimonial y requiere la coordinación de equipos científicos y entidades públicas. El inventario del Patrimonio Paleontológico murciano ya incluye los yacimientos de interés más conocidos y desde la Dirección General de Cultura, como organismo competente en esta materia, se promueven actividades relacionadas con la mejora de esta situación. Surge de este modo el Proyecto Ictio, cuyo objeto de trabajo serán los importantes yacimientos de peces fósiles de la Serrata de Lorca, Campos del Río y Los Ginovinos-Sierra de Columbares, éstos dos últimos situados dentro del término municipal de Murcia. En una primera actuación se completará la información (inventariable) de cada uno de ellos a través de una prospección y excavación paleontológica y se propondrán medidas de conservación adecuadas, como el establecimiento de perímetros de protección que posteriormente serán incluidos en el planeamiento municipal.

La determinación de la importancia científica de un determinado lugar de interés paleontológico puede analizarse desde un punto de vista bastante objetivo con la aplicación de una serie de matrices que utilizan criterios tabulados. Esta metodología ha sido puesta en funcionamiento para diferentes yacimientos nacionales e internacionales con un resultado aceptable, permitiendo determinar la relevancia de determinados afloramientos de manera aislada o en comparación con otros seleccionados como referencia.

El Proyecto Ictio plantea también dentro de la primera fase de trabajo una revisión de la bibliografía existente relacionada con la paleoictiofauna de la provincia de Murcia. En el primer tercio del siglo XX destacan las publicaciones de Meseguer Pardo (1924) y Arambourg (1927) en las que se citan la presencia de peces fósiles en tierras murcianas. Sin embargo, es a finales de siglo cuando encontramos los trabajos más completos realizados hasta el momento sobre este tema gracias a la labor del especialista francés Jean Gaudant a partir de una investigación científica continuada en diferentes yacimientos miocenos del sureste peninsular. A todo esto hay que unir el valor añadido que supone el carácter histórico del descubrimiento y descripción por varios autores del yacimiento de La Serrata de Lorca ya a finales del siglo XVIII y XIX (Navarro, 1789; Verneuil & Collomb, 1856; Cánovas, 1862; Botella, 1868; Cánovas, 1874; Areitio & Larrinaga, 1877).

Tenemos la oportunidad y la obligación de conservar el Patrimonio Paleontológico, de impedir su destrucción. Pero además, en esta misma línea y tras un cuidadoso análisis patrimonial, pueden plantarse opciones dinamizadoras de gestión para esos bienes que potencien la difusión de ciencias como la Paleontología y la Geología -cada vez menos consideradas en los planes de estudios preuniversitarios- proponiendo una puesta en valor interesante para cada yacimiento.

Los ejemplares de peces fósiles que proporcionen los yacimientos durante la intervención presentarán además un elevado interés expositivo por su atractivo visual que también será valorado teniendo en cuenta la nueva situación museística creada en Murcia,

a finales del pasado año 2006, con el anuncio de la construcción del futuro Museo Regional de Paleontología y Evolución Humana.

Agradecimientos

Queremos agradecer enormemente a la Dirección General de Cultura de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia la confianza demostrada desde el primer momento y el apoyo incondicional al Proyecto Ictio, proyecto que se desarrollará durante el presente año 2007 y el próximo 2008 y que se enmarca dentro del Plan de Intervención en el Patrimonio Paleontológico de la Región de Murcia para el periodo 2006-2009 elaborado por los Servicios Técnicos de dicho organismo.

Referencias

- Arambourg, C. 1927. Notes sur des poissons fossiles, 2. A propos du genre *Trachinopsis* Sauvage. *Bulletin de la Société géologique de France* (4), **27**, 357-359.
- Areitio y Larrinaga, A. 1877. Peces fósiles de Lorca. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, **6**, 50-51.
- Botella y Hornos, F. 1868. *Descripción geológica y minera de las provincias de Murcia y Albacete*. Imprenta del Colegio Nacional de Sordos y Ciegos, Madrid, 186 pp.
- Cánovas, F. 1862. Paleontología. *El Lorquino*. Lorca.
- Cánovas, F. 1874. Viajes por el término de Lorca a través de los tiempos geológicos con unos caballeros en desuso. *El Ateneo Lorquino*, 34, 38 y 41. Lorca.
- García-Cortés, A., Baretino, D. & Gallego, E. 2000. Inventario y catalogación del patrimonio geológico español. Revisión histórica y propuestas de futuro. In: *Patrimonio Geológico: conservación y gestión* (Ed. D. Baretino y otros). Instituto Tecnológico Geominero de España.
- Gaudant, J. 1995. Nouvelles additions à l'ichthyofaune messinienne de la Sierra de Columbares (Province de Murcia, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **320**, 349-446.
- Gaudant, J. 1995. Nouvelles recherches sur l'ichthyofaune messinienne des environs de Lorca (Murcia, Espagne). *Revista Española de Paleontología*, **10**, 175-189.
- Meseguer Pardo, J. 1924. Estudio de los yacimientos de azufre de las provincias de Murcia y Albacete. *Boletín del Instituto Geológico de España*, **45**, 124-133.
- Polonio, I., Élez, J., Cuezva, S. & Sanz-Rubio, E. 2004. Patrimonio geológico: valorización y utilización funcional. *Geotemas*, **6**.
- Verneuil, E. & Collomb, E. 1856. Note sur l'Espagne. *Bulletin de la Société géologique de France* (2), **13**, 674-728.

Estimación de la masa corporal en la familia Amphicyonidae (Mammalia, Carnivora) a partir del esqueleto apendicular: una aproximación mediante regresión múltiple

Figueirido, B., Palmqvist, P., Torregrosa, V., Martín Serra, A. y Pérez-Claros, J.A.

Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, 29071 Málaga, Spain; ficas@uv.es; ppb@uma.es; torregrosa@uma.es; almarse@hotmail.com; johnny@uma.es

Amphicyonidae (Trouessart, 1885) es una familia de carnívoros extintos con distribución Holártica, cuya primera aparición en el registro se produce a finales del Eoceno (Hunt, 1998, 2002). Durante el Oligoceno, los anficiónidos experimentan un gran aumento de diversidad, desempeñando un papel importante en los ecosistemas del Mioceno (Viranta, 1996). Así, a lo largo de su dilatada extensión temporal y en su amplio rango de distribución biogeográfica, los anficiónidos despliegan una variada gama de diseños ecomorfológicos, con un rango de tamaños corporales de 5-200 kg, con especies de alimentación desde hipercarnívora hasta omnívora (Viranta, 1996; Hunt 2002). Desde que los anficiónidos fueron identificados como entidad taxonómica, su posición sistemática ha sido objeto de debate. Así, algunos autores los han considerado como una subfamilia de Canidae (vg., Mathew, 1924) y otros, sin embargo, los han encuadrado en una subfamilia de Ursidae (vg., Ginsburg, 1966). Sin embargo, actualmente se acepta que los anficiónidos constituyen una familia propia dentro del suborden Caniformia (Wyss & Flynn, 1993). Por esta razón, se les conoce informalmente con el nombre de perros-osos, lo que sugiere un diseño anatómico exclusivo para esta familia dentro del orden Carnivora (Sorkin, 2006).

Esta combinación de caracteres, junto a la ausencia de representantes actuales, hace que su paleobiología sea difícil de interpretar. Las estimaciones sobre la masa corporal de las especies extintas son fundamentales para entender sus adaptaciones y situarlas en su contexto ecológico, pues el tamaño de los organismos se relaciona estrechamente con su ecología trófica, el comportamiento predatorio, el área de campeo, la densidad de población y los patrones a gran escala en la estructura de las comunidades (Palmqvist *et al.*, 1999; Egi, 2001; Mendoza *et al.*, 2006). El objetivo de este trabajo es ajustar funciones de regresión para la masa corporal, como un primer paso para abordar la paleobiología de las especies de la familia Amphicyonidae. Se han efectuado comparativamente pocos estudios cuantitativos sobre estimación de masas en anficiónidos, a excepción del efectuado por Viranta (1996) para la especie *Amphicyon major* y los efectuados por Sorkin (2006) para *Amphicyon ingens* e *Ischyrocyon gidleyi*. No obstante, en ambos trabajos se ajustaron regresiones simples, sin tener en cuenta los porcentajes de error de predicción para las funciones utilizadas.

En este estudio hemos ajustado funciones de regresión para la masa corporal mediante regresiones simples y múltiples a partir de una serie de variables métricas del esqueleto postcraneal, que incluyen básicamente las longitudes de los principales huesos largos de las extremidades y su diámetro, tanto anteroposterior como mediolateral, a nivel de la diáfisis y de las epífisis proximal y distal. Para ello se ha utilizado una muestra de cánidos y úrsidos actuales, al tratarse de las dos familias más próximas a los anficiónidos. Las especies extintas incluidas en los análisis son *A. ingens*, *A. frendens*, *A. galushai*, *A. major*, *Pliocyon medius*, *Pseudocyon sp.*, *Ysengrinia americana*, *Adilophontes brahykolos* y *Daphoenodon skinneri*. El material referente a las especies actuales proviene del Museum für Naturkunde (Berlín), del Natural History Museum (Londres) y del American

Museum of Natural History (Nueva York). El material fósil fue medido en el American Museum of Natural History, a excepción de *A. major*, cuyos datos se tomaron de la literatura (Ginsburg, 1961).

Se ajustaron regresiones múltiples para cada elemento anatómico por separado. Los resultados obtenidos mediante regresión simple para las especies actuales de cánidos y úrsidos mostraron porcentajes de error de predicción notablemente más bajos que los suministrados por las regresiones múltiples. Los elementos anatómicos con un mayor poder de predicción fueron el fémur (%EP = 11,3) y el húmero (%EP = 12,6), siendo en general las porciones distales menos resolutivas que las proximales para estimar la masa corporal. Concretamente, las variables con mayor poder de predicción son el diámetro mediolateral de la diáfisis en el caso del fémur y en el del húmero la longitud de la tróclea y del diámetro anteroposterior de la diáfisis. De este modo, utilizando las funciones de regresión ajustadas con las especies actuales, las masas estimadas para las especies extintas serían: *A. brachykolos* (~135 Kg), *D. skineeri* (~113.2 Kg), *Y. americana* (~165.2 Kg), *P. medius* (~165.73 Kg), *I. gidleyi* (~179.82 Kg), *A. ingens* (~ 496.42 Kg), *A. frendens* (~ 380.16) y *A. major* (~ 318.16). Tales valores serán los puntos de partida para abordar futuros estudios ecomorfológicos de las especies de anficiónidos, lo que permitirá efectuar inferencias sobre su dinámica evolutiva en los nichos ecológicos ocupados por los grandes carnívoros a lo largo del Cenozoico.

Referencias

- Egi, N. 2001. Body mass estimates in extinct mammals from limb bone dimensions: the case of North American Hyaenodontids. *Paleontology*, **44**, 497-528.
- Ginsburg, L. 1961. La faune de carnivores Miocènes de Sansan. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle (Série C), Sciences de la Terre*, **9**, 1-190.
- Ginsburg, L. 1966. Les amphicyons des phosphorites du Quercy. *Annales de Paleontologie*, **52**, 23-63.
- Hunt, R.M., Jr. 1998. Amphicyonidae. In: *Evolution of tertiary mammals of North America, volume1: Terrestrial carnivores, ungulates and ungulate like mammals* (Eds. C.M. Janis, K.M. Scott & L.L. Jacobs). Cambridge University Press, 196-227.
- Hunt, R.M., Jr. 2001. Small Oligocene Amphicyonids from North America (*Paradaphoenus*, Mammalia Carnivora). *American Museum Novitates*, **3331**, 1-20.
- Hunt, Jr., R.M. 2002. Intercontinental Migration of Neogene Amphicyonids (Mammalia, Carnivora): Appearance of the Eurasian Beardog *Ysengrinia* in North America. *American Museum Novitates*, **3384**, 1-53.
- Mathew, W.D. 1924. Third contribution to snake creek fauna. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, **50**, 59-210
- Mendoza, M., Janis, C.M. & Palmqvist, P. 2006. Estimating the body mass of extinct ungulates: a study on the use of multiple regression. *Journal of Zoology*, **270**, 90-101.
- Palmqvist, P., Arribas, A. & Martínez-Navarro, B. 1999. Ecomorphological study of large canids from southeastern Spain. *Lethaia*, **32**, 75-88.
- Sorkin, B. 2006. Ecomorphology of the giant bear-dogs *Amphicyon* and *Ischyrocyon*. *Historical Biology*, **18**, 375-388.
- Trouessart, E.L. 1885. Conspectus systematicus et geographicus mammalium tam viventium quam fossil. Catalogue des Mamifères vivants et fossiles. *Bulletin de la Société d'Études Scientifiques d'Angers*, **15**, 1-108
- Viranta, S. 1996. European Miocene Amphicyonidae: taxonomy, systematics and ecology. *Acta Zoologica Fennica*, **204**, 1-61.
- Wyss, A.R. & Flynn, J.J. 1993. A phylogenetic analysis and definition of the Carnivora. In: *Mammal Phylogeny: Placentals* (Eds F.S. Szalay, M.J. Novacek & M.C. McKenna). Springer-Verlag, New York, 32-52.

***Arctodus simus* (Carnivora, Ursidae): ¿un oso de cara corta y extremidades alargadas?**

Figueirido, B., Pérez-Claros, J.A., Torregrosa, V., Martín Serra, A. y Palmqvist, P.

Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, 29071 Málaga, Spain, ficas@uv.es; johnny@uma.es; torregrosa@uma.es; ppb@uma.es

Con una masa corporal estimada en más de 700 kg, el oso de cara corta del Pleistoceno de Norteamérica, *Arctodus simus*, fue probablemente el representante del orden Carnivora más grande que haya hoyado la Tierra (Christiansen, 1999). La ecología trófica de este úrsido gigante ha sido objeto de debate. Así, se ha sugerido que *A. simus* tendría hábitos predatorios, mostrando una serie de características convergentes con los félidos, como un rostro acortado, carniceras secodontas y extremidades alargadas (Kurtén, 1967). En este contexto, resulta interesante que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ del colágeno óseo de *A. simus* sugieren que los osos de cara corta incorporaban gran cantidad de carne a su dieta, lo que viene a corroborar la hipótesis de que *A. simus* fue un gran depredador o, cuanto menos, un carroñero especializado (Matheus, 1995). No obstante, en un artículo reciente en el que se analiza la anatomía craneodental y postcraneal de estos osos y su patrón de desgaste dentario, Sorkin (2006) propone que *A. simus* no pudo ser un depredador activo, sino que más bien se trataría de un carroñero. Otros autores, en fin, postulan que este úrsido gigante habría tenido una alimentación omnívora, con un aporte importante de materia vegetal en su dieta, carroñeando quizás de manera oportunista (Emslie & Czaplewski, 1985).

En este trabajo pretendemos abordar el género de vida de *A. simus* a partir de su morfología craneal y postcraneal. Para ello se han tomado una serie de variables del esqueleto craneodental y postcraneal en diversos representantes actuales de las familias Ursidae, Canidae, Felidae y Hyaenidae. El material fósil de *Arctodus simus* utilizado comprende los siguientes especímenes: AMNH 25535, un cráneo con una mandíbula asociada procedente de Hay Springs, F:AM 8222, un cráneo aislado procedente de Potter Creek Cave (holotipo) y F:AM 30492, un cráneo aislado procedente de Alaska. El material de *A. simus* procedente de Rancho la Brea procede de Merriam & Stock (1925). Los datos del esqueleto postcraneal se tomaron de Kurtén (1967). Los materiales correspondientes a los úrsidos actuales se han recolectado en diferentes instituciones, como el Museum of Natural History (Londres), el Museum für Naturkunde (Berlín) y el American Museum of Natural History (Nueva York). Los materiales fósiles de *A. simus* proceden todos del American Museum of Natural History.

En primer lugar se realizó un análisis de componentes principales con 38 variables del esqueleto craneodental, para caracterizar el morfoespacio ocupado por los úrsidos actuales. Más tarde se efectuó un análisis discriminante con las mismas variables, discriminando entre las diferentes categorías tróficas en las que se encuadran las especies de úrsidos actuales: carnívoros (*U. maritimus*), herbívoros (*A. melanoleuca*), insectívoros (*M. ursinus*) y omnívoros (*U. arctos*, *U. tibethanus*, *U. americanus*, y *T. ornatus*, aunque este último tiene tendencias más herbívoras). De este modo, se pretendía observar si existe alguna característica del esqueleto craneodental de *A. simus* que evidencie su adaptación a una dieta carnívora, bien propia o bien compartida por el oso polar (*U. maritimus*), única especie adaptada en la actualidad a este régimen trófico. Posteriormente se caracterizó la forma del contorno de los cráneos, en norma superior, mediante un análisis de Fourier, con el objetivo de poner de manifiesto posibles convergencias de diseño con otros grupos de

carnívoros, como félidos o hiénidos. También se representó un gráfico bivariante con las variables longitud del rostro y longitud del basicráneo, con el objetivo de cuantificar el grado de acortamiento rostral de *A. simus*, ya que este carácter es uno de los principales argumentos anatómicos que llevaron a Kurtén (1967) a interpretar que sería un gran depredador. En este sentido, otro argumento a favor de los hábitos predatorios de *A. simus* era la elevada longitud de sus extremidades (Kurtén, 1967). Sin embargo, las especies de carnívoros adaptadas a la carrera tienden a alargar las porciones distales de las extremidades frente a las proximales. Por lo tanto, a efectos de cuantificar la adaptación del esqueleto postcraneal de *A. simus* a la carrera, se representaron mediante gráficos bivariantes la longitud de los elementos proximales (fémur y húmero) frente a los distales (tibia y radio).

Tanto el análisis de componentes principales como el discriminante por categorías tróficas, anteriormente mencionados, muestran que *A. simus* no presenta ninguna adaptación en su esqueleto craneodental hacia una mayor carnivoridad. En este sentido no podría distinguirse de la especie omnívora de úrsidos actuales de mayor tamaño, *U. arctos*. Sin embargo, el análisis del contorno de los cráneos revela que el diseño anatómico de *A. simus* converge con el de los hiénidos actuales. El diagrama de dispersión simple de la longitud del rostro frente a la longitud del basicráneo evidencia que *A. simus* no tenía un rostro particularmente acortado. Finalmente, por lo que respecta a las extremidades, los elementos distales tampoco presentan un grado de alargamiento significativo. Por lo tanto, no podemos afirmar que este úrsido gigante presentara adaptaciones a la carrera.

En definitiva, se puede concluir que no existen evidencias anatómicas como para afirmar que *A. simus* estuviera adaptado a un régimen exclusivamente carnívoro. De hecho, las evidencias disponibles indican que fue un omnívoro de gran talla corporal, aunque tal y como muestra el diseño de su cráneo, podría haber tenido unas tendencias más carroñeras que las poblaciones actuales de *U. arctos*. Esta hipótesis estaría de acuerdo con Sorkin (2006) y con Matheus (1995).

Referencias

- Christiansen, P. 1999. What size were *Arctodus simus* and *Ursus speleaeus* (Carnivora, Ursidae)? *Annales Zoologici Fennici*, **36**, 93-102.
- Emslie, E.D. & Czaplewski, N.J. 1985. A new record of giant short-faced bear, *Arctodus simus*, from western North America with a re-evaluation of its Paleobiology. *Natural History Museum of Los Angeles County, Contributions in Science*, **371**, 1-12.
- Kurtén, B. 1967. Pleistocene bears of North America, II: Genus *Arctodus*, short faced bears. *Acta Zoologica Fennica*, **117**, 1-60.
- Matheus, P.E. 1995. Diet and co-ecology of Pleistocene short-faced bears and brown bears in Eastern Beringia. *Quaternary Research*, **44**, 447-453.
- Merriam J.C. & Stock, C. 1925. Relationships and structure of the short-faced bears *Arctotherium*, from the Pleistocene of California. *Carnegie Institution of Washington Publications*, **347**, 1-35.
- Sorkin, B. 2006. Ecomorphology of the short faced bears *Agriotherium* and *Arctodus*. *Historical Biology*, **18**, 1-20.

Identificación de un episodio de deshielo masivo en el sector Atlántico del océano Austral en el Pleistoceno temprano

Flores, J.A. y Sierro, F.J.

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca.
flores@usal.es

El estadio isotópico 31 (*Marine Isotope Stage –MIS*) constituye un episodio interglacial inusual en lo que representa la alternancia glacial interglacial, en un momento crítico con relación a la evolución climática del Pleistoceno. Se caracteriza por una fuerte señal precesional en el intervalo donde se produce la transición en el dominio de los ciclos de 41 ka a los de 100 ka. El MIS 31 ha podido ser datado con precisión por la coincidencia de una pulsación cálida, evidenciada por diversos indicadores geoquímicos y micropaleontológicos, con la base del subcrón Jaramillo a los 1,072 Ma.

El testigo ODP 1094 (*Ocean Drilling Program*, Leg 177, Shipboard Scientific Party, 1999), recuperado a 53°S 5°E a una profundidad de 2807 m. Este punto se sitúa en la actualidad en el centro de la Zona Antártica “libre de hielo”, limitada al N por el Frente Polar y al S por el giro de Wedell (corriente Circumpolar antártica), coincidente en la actualidad con el límite del mar helado. Pese a su situación al N del límite de mar helado, la presencia de diatomeas diagnósticas de ese ambiente indican que el Site 1094 estuvo cubierto de hielo durante los últimos ciclos glaciales.

En este trabajo presentamos los resultados de diversos análisis desarrollados en el intervalo en torno al MIS 31, con especial atención a los cocolitóforos. Es de reseñar que el episodio estudiado se caracteriza por la presencia (y abundancia) de *Reticulofenestra asanoi*, una especie con un estrecho rango de registro (entre 1,08 y 0,88 Ma) cuya característica destacable es la circularidad de los placolitos que se definieron en torno a su célula. Aparte de esta especie característica, las fluctuaciones en la diversidad y abundancia de cocolitóforos de las franjas subantárticas (e incluso con ocasional presencia de taxones subtropicales) permiten hacer una reconstrucción de la dinámica de los frentes polar y subantártico, que alcanzaron latitudes mucho más septentrionales de las que ocupan hoy en día. Una correlación con datos procedentes de material recuperado en la plataforma Antártica (Cape Roberts Project Site 1, Unit 3.2) a 77°S, que indica un largo periodo de mínimo hielo, con un posible retroceso de la cubierta helada del mar de Ross permite pensar en un proceso de deshielo generalizado, que permitió la colonización de sectores característicos de flora polar, por otra asociación de cocolitóforos de latitudes más bajas, durante un episodio en el que se registró un máximo de insolación. Asimismo, a lo largo del intervalo estudiado, se observan variaciones en la asociación, explicadas con variaciones en la productividad del plancton calcáreo, vinculadas al mismo deshielo y/o por la influencia directa del frente subantártico en su desplazamiento hacia el S.

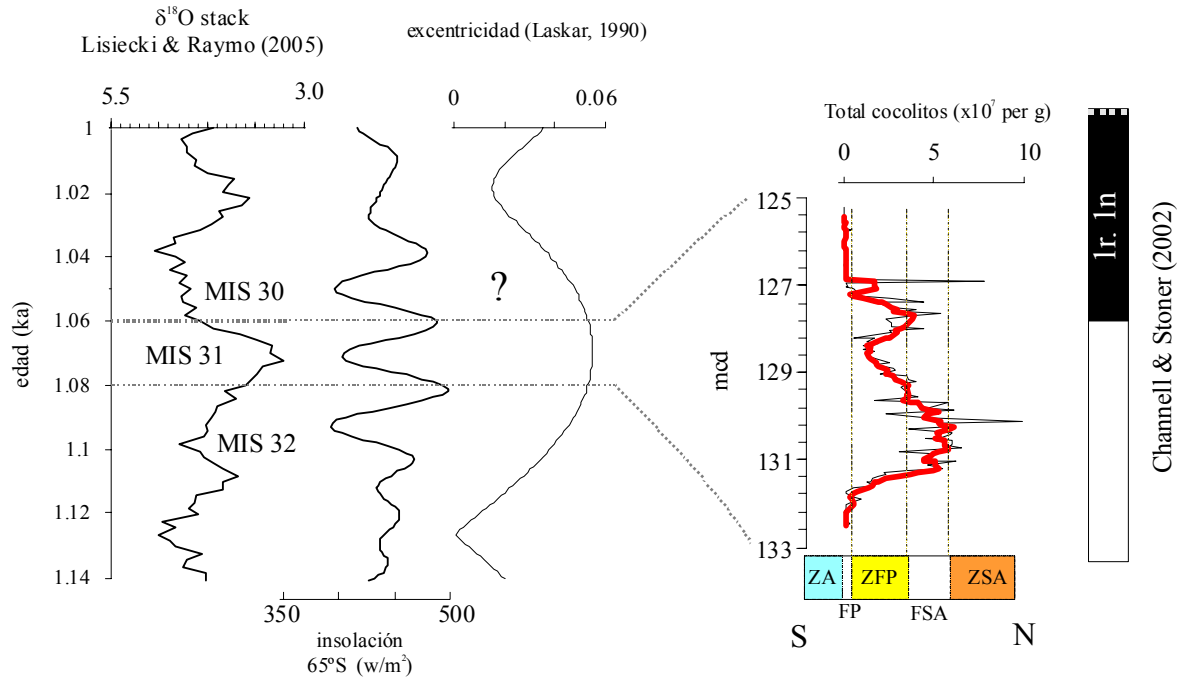


Figura 1. Posición estratigráfica del estadio isotópico 31 en relación con la curva isotópica estándar de Lisiecki & Raymo (2005) y su relación con las curvas de excentricidad e insolación a 65° S (*sensu* Laskar, 1990), comparadas con la abundancia de cocolitos (por g) y señal geomagnética en el testigo ODP 1094. La curva suavizada de abundancia se correlaciona con variaciones latitudinales de los frentes Polar (FP) y Subantártico (FSA) a lo largo del lapso estudiado. ZA = zona Antártica; ZPF = zona del Frente Polar; ZSA = zona Subantártica

Agradecimientos

Estudio financiado por el proyecto del Año Polar Internacional del MEC POL2006-10594/CGL.

Referencias

- Channell, J.E.T. & Stoner, J.S. 2002. Plio-Pleistocene magnetic polarity stratigraphies and diagenetic magnetite dissolution at ODP Leg 177 Sites (1089, 1091, 1093 and 1094). *Marine Micropaleontology*, **45**, 269-290.
- Laskar, J. 1990. The chaotic motion of the Solar System. A numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus*, **88**, 266-291.
- Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, **20**, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Shipboard Scientific Party, 1999. Leg summary: Southern Ocean Paleooceanography. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program Initial Results* (Eds. R. Gersonde, D. Hodell, P. Blum *et al.*). Ocean Drilling Program College Station, Texas, 1-101 (CD-ROM).

Asociaciones de nanofósiles calcáreos del Pliensbachiense de la sección de Tudanca (Cuenca Vasco-Cantábrica, España)

Fraguas, A.R.¹, Comas-Rengifo, M.J.¹ y Perilli, N.²

¹ Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Avenida José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid; arfragua@geo.ucm.es; mjcomas@geo.ucm.es

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa, Via Santa Maria 53, 56100 Pisa, Italia; perilli@dst.unipi.it

La sección elegida para realizar este estudio ha sido la de Tudanca. Los materiales correspondientes a la Zona Jamesoni tienen un espesor de 32 m y están caracterizados por presentar niveles finos de caliza y caliza margosa, intercalados entre niveles margosos más potentes. Los de la Zona Ibex, con una potencia de 25 m, presentan un tramo inferior margoso cubierto y, hacia el techo, niveles finos de calizas margosas intercalados entre bancos de margocalizas potentes. En la Zona Davoei, 5 m de espesor, existe un predominio de bancos de calizas margosas sobre los de margocalizas y margas. La Zona Margaritatus, cuya base no aflora debido a la presencia de una falla de salto difícil de calcular, presenta en su parte superior (12 m de potencia) una alternancia de bancos de margas y margocalizas y calizas, más potentes hacia el techo. Los materiales de la Zona Spinatum, 16 m de potencia, son margocalizas y calizas, cuyo espesor aumenta progresivamente hacia el techo (Fig. 1).

1).

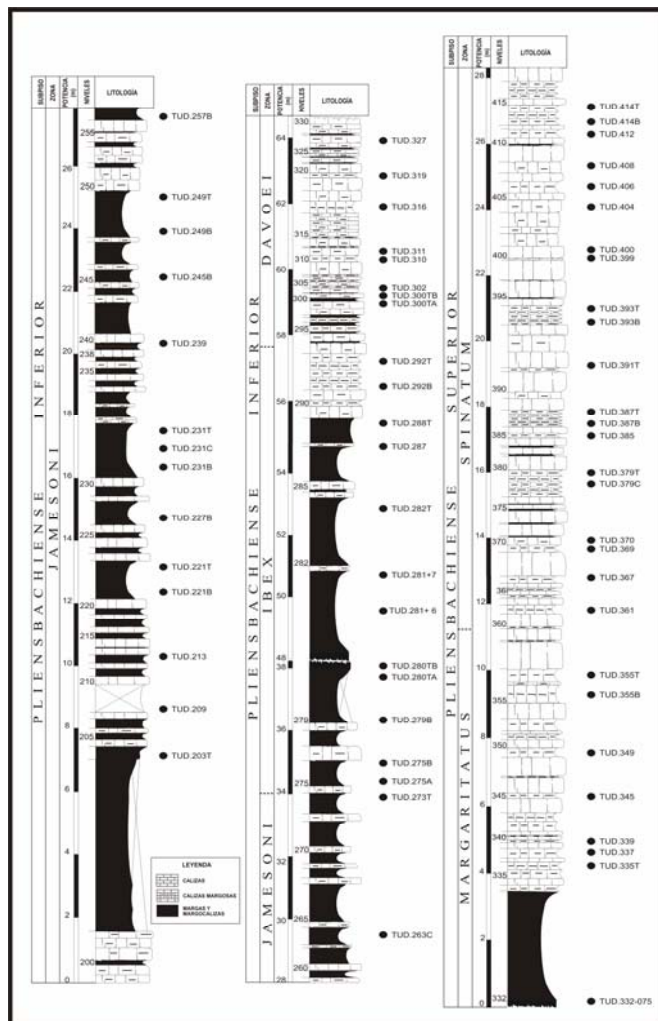


Figura 1. Columna estratigráfica de la sección de Tudanca señalando los niveles de los que se han extraído muestras.

El estudio taxonómico de las sesenta y cinco *smear slides*, utilizando un microscopio óptico de luz polarizada Leica DMLP (X1250 magnificación), ha permitido identificar dos divisiones, dos clases, cinco órdenes, una superfamilia, siete familias, trece géneros y veintiséis especies. Sobre las sesenta y cinco *smear slides*, se ha realizado un análisis semicuantitativo, presentando la mayoría de ellas un estado de preservación de malo a moderado y una abundancia total de nanofósiles de rara a frecuente. Los datos obtenidos han permitido conocer la bioestratigrafía de detalle y en qué momento se produjeron la primera aparición (FO) y la última

aparición (LO) de las algunas de las especies más abundantes e índices de zona. Se han identificado las zonas de nanofósiles calcáreos NJ4 *Similiscutum cruciulus* (Bown, 1987) Bown & Cooper (1998) y NJ5 *Lotharingius hauffii* Bown (1987) completas, así como la parte superior de la Zona NJ3 *Crepidolithus crassus* (Bown, 1987) Bown & Cooper (1998). Sin embargo, no se ha podido reconocer el límite entre las subzonas NJ4a/NJ4b, ya que la especie utilizada como criterio de separación, *P. robustus*, es muy poco abundante en los materiales estudiados. En la sección de Tudanca podría emplearse la FO de *B. novum* para situar dicho límite entre las subzonas (Perilli *et al.*, 2004).

Piso	Subpiso	Ammonites	Nanofósiles		
		Zonas	Zonas	Eventos principales	Eventos secundarios
Pliensbachense	Superior	Spinatum	NJ5 <i>L. hauffii</i>		FCO <i>L. hauffii</i>
		Margaritatus			FCO <i>C. jansae</i> FO <i>B. finchii</i>
	Inferior	Davoei	NJ4 <i>S. cruciulus</i>	FO <i>L. hauffii</i>	FO <i>L. barozii</i> FO <i>B. grande</i>
		Ibex			FO <i>B. novum</i>
		Jamesoni		FO <i>S. cruciulus</i>	
			NJ3 <i>C. crassus</i>		

Figura 2. Escala bioestratigráfica con las zonas de nanofósiles calcáreos descritas para el Pliensbachense de la sección de Tudanca y calibradas con las zonas de ammonites. También aparecen representados los eventos principales y secundarios identificados.

Durante el Pliensbachense se produjo un cambio en las abundancias de los diferentes grupos morfológicos, ya que en la Zona NJ3 predomina el grupo de los discolitos. En la Zona NJ4, surge el grupo de los placolitos radiados, *Similiscutum*, *Calculus* y *Biscutum*. En la Zona NJ5, disminuye la abundancia de los placolitos radiados y predomina el grupo morfológico de los placolitos imbricados, tras la primera aparición del género *Lotharingius*. Estas tres zonas también han sido reconocidas en otras secciones de la Cuenca Vasco-Cantábrica, como las de Camino y San Andrés (Perilli *et al.*, 2004); sin embargo se han identificado algunas variaciones en las asociaciones y en los eventos secundarios de FO de *B. novum* y FCO de *L. hauffii*. Por último, se ha realizado un análisis biométrico de las tres especies índice de zonas de nanofósiles: *C. crassus*, *S. cruciulus* y *L. hauffii*.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto CGL 2005-01765/BTE y una beca predoctoral UCM.

Referencias

- Bown, P.R. 1987. Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic calcareous nannofossils. *Special Papers in Palaeontology*, **38**, 1-118.
- Bown, P.R. & Cooper, M.K.E. 1998. Jurassic. In: *Calcareous nannofossil biostratigraphy* (Ed. P.R. Bown). Kluwer Academic, London, 34-86.
- Perilli, N., Comas-Rengifo, M.J. & Goy, A. 2004. Calibration of the Pliensbachian-Toarcian calcareous nannofossil zone boundaries based on Ammonites (Basque-Cantabrian area, Spain). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **110**, 97-107.

The application of Correspondence Analysis in paleontology

Freudenthal, M., Martín-Suárez, E., García-Alix Daroca, A. and Minwer-Barakat, R.

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avenida Fuentenueva s/n, 18071 Granada; mfreuden@ugr.es

Correspondence analysis (CA) is being used ever more frequently in the analysis of paleontological data. When we tried to apply it to our data and compare it with classical paleontological methods, we realized that little is known about the validity of the results.

In order to estimate its validity we tested it on matrices with random data. We created 20 matrices of 20 rows by 10 columns with random data, imitating taxon by locality matrices, through a program written in Visual Basic.

In these matrices the numbers 0 to 9 occur in more or less equal frequencies and the percentages of the cells vary only moderately, so we created a derivate of each file by multiplying certain values by 10, such as to get a distribution of several high values and many low values per row and column, a situation that is probably more similar to a real taxon by locality array.

A second set of derivate matrices was created by substituting randomly the contents of about 35% of the cells by 0, because in a paleontological data matrix many zeros appear in the cells before the FAD or after the LAD of a taxon.

Each matrix was submitted to Correspondence Analysis (CA) using PAST version 1.71 (<http://folk.uio.no/ohammer/past>; Hammer *et al.*, 2001). Per matrix group the minimum, mean and maximum were calculated for the first axis, the sum of the first two axes, and the sum of the first four axes.

Then, the entire process was repeated for matrices of 30 rows by 15 columns, matrices of 40 rows by 30 columns and matrices of 98 rows by 30 columns.

Keeping in mind that they represent random data that in principle present no correspondence (except for some fortuitous cases), one has to admit that conclusions based on real cases with similar results are invalid. Valid conclusions based on CA can only be drawn on percentages that are considerably higher.

The size of the array is highly important. The percentages of the first four axes in a 40 x 30 matrix are roughly half of what they are in 20 x 10 matrix. The threshold from where on results may be considered to have some significance should be placed much higher in small arrays.

In Figure 1 the mean values (squares) and the maxima (circles) of the standard matrices are plotted against the number of cells. The correlation between the number of cells and the percentages for the axes is evident.

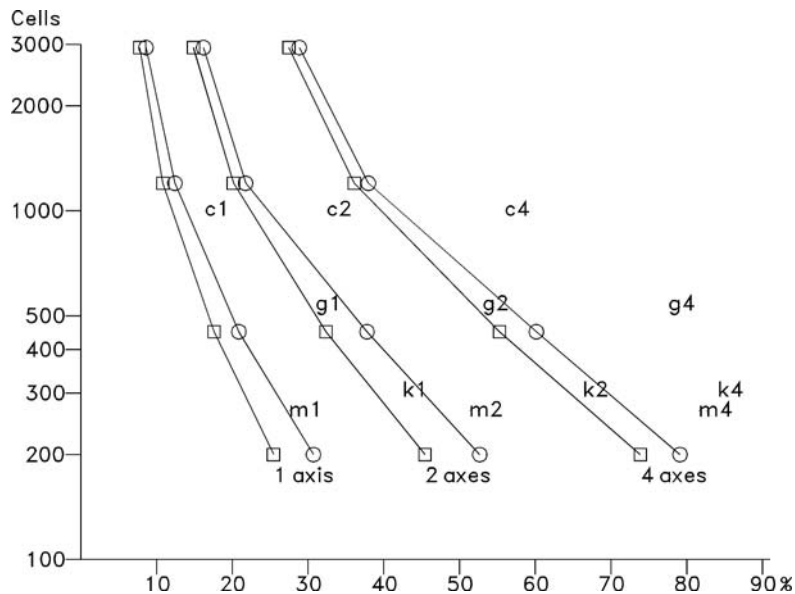
C1, c2 and c4 represent the first axis, the sum of the first two axes and the sum of the first four axes, taken from Casanovas-Vilar & Agustí (2007). It appears that those low percentages do not permit any conclusion.

G1, g2 and g4 represent the data taken from García-Alix *et al.* (2007). The values obtained are well above the limits calculated from the random files, but we could not make any useful interpretation of these results, and think that in this case they are fortuitous too.

M1, m2 and m4 are the data from Minwer-Barakat (2006). The considerations are exactly like the previous case.

K1 and k2 are the data from Koufos (2006). The values are very high, and their interpretation by Koufos appears to have a sound basis.

After this basic approach we tested random matrices in which the sum of the eigenvalues was varied, and in which the number of cells with zeros was increased to 70%, as is the case in the real matrices mentioned before. This approach showed that the results of Casanovas are somewhat better than the random results, and that the arrays of García-Alix and Minwer-Barakat are within the distribution of random data.



Acknowledgements

We thank Dr Ø. Hammer (Oslo) and I. Casanovas (Sabadell) for valuable information about correspondence analysis. Dr J.A. Gallardo (Granada) discussed the concept of this paper with us.

References

- Casanovas-Vilar, I. & Agustí, J. 2007. Ecogeographical stability and climate forcing in the Late Miocene (Vallesian) rodent record of Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **248**, 169-189.
- García-Alix, A., Minwer-Barakat, R. Martín-Suárez, E., Freudenthal, M. & Martín, J.M. 2007. Late Miocene-Early Pliocene climatic evolution of the Granada Basin (southern Spain) deduced from the paleoecology of the micromammal associations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, in press.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., & Ryan, P.D. 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica*, **4**, 9pp. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm.
- Koufos, G.D. 2006. Palaeoecology and chronology of the Vallesian (late Miocene) in the Eastern Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **234**, 127– 145.
- Minwer-Barakat, R. 2006. *Roedores e insectívoros del Turoliense superior y Plioceno del sector central de la cuenca de Guadix*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 548 pp.

Mass extinction and evolution in planktic foraminifera across the Cretaceous/Paleogene boundary at Bidart (SW France).

Gallala, N.¹, Zaghib-Turki, D.¹ and Molina, E.²

¹ Faculté des Sciences de Tunis, Département de Géologie Campus universitaire, 2092 Tunis, Tunisia; gnoujoud@yahoo.fr; dalila.zaghib@fst.rnu.tn

² Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain ; emolina@unizar.es

Based on high resolution biostratigraphic analysis of planktic foraminifera, we confirm that the Bidart section, located at the eastern margin of the Atlantic Ocean, exhibits a continuous and complete Cretaceous/Paleogene (K/Pg) transition interval. Nevertheless, it is less expanded than the K/Pg boundary stratotype at El Kef and the auxiliary section at Ellès, which are both located in Tunisia at the southern margin of the Tethyan realm. At the Bidart section, like as at the other complete sections, the K/Pg boundary is characterized by a rusty Ir rich layer underlying the base of the earliest Danian dark boundary clays.

Along the uppermost 4 m Maastrichtian sediments, the planktic foraminifers are highly diversified and the assemblages contain up to 76 species. These Maastrichtian assemblages are rich in cosmopolitan taxa (80%), largely dominated by small biserial morphotypes belonging mainly to *Heterohelix*. These cosmopolitan species are associated to many tropical and subtropical species, which are both less abundant and highly diversified. Prior to the K/Pg boundary, at the uppermost Maastrichtian, a total of 11 species disappear. In contrast, at the base of the K/Pg boundary, a total of 45 species (60%) became suddenly extinct. These extinct species belong to globotruncanids, e. g. *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanella petaloidea*, and heterohelicids, e.g. *Heterohelix semicostata*, *H. carinata*. The extinct taxa are mainly large and ornate morphotypes dwelling in deep sea water.

A total of 20 Maastrichtian species, which are found at the lowermost Danian, are small and weakly ornate belonging to *Guembelitra*, *Heterohelix* and *Hedbergella*. They can be considered surface or subsurface dwellers sea water. Their common well preserved tests lead to consider them as “cretaceous survivor species”, but its small size, the high resolution sampling and the bioturbation, indicated that most of them are probably reworked. The *Guembelitra* species (*G. cretacea* and *G. trifolia*), are sure Cretaceous survivor species and disappear progressively through the lower Danian without reaching P1b subzone.

After the K/Pg mass extinction event and during the lowermost Danian P0 zone planktic foraminifers are rare. The planktic foraminifers assemblages became dominated by opportunistic species belonging to *Guembelitra*. They are associated to tiny globigerinids such as: *Globoconusa conusa* with microperforate calcareous wall, and *Eoglobigerina eobulloides* with weak developed cancellate wall. At the upper part of the P0 biozone, with the first occurrence of 11 species belonging mainly to *Eoglobigerina* and *Woodringina*, the assemblages became more diversified.

Across the *Parvularugoglobigerina eugubina* zone, the most of “Cretaceous survivors” became extinct; versus 14 mainly Globigerinids species progressively appeared. The first occurrence of *Parvularugoglobigerina eugubina* at the base (observed at 13-17 cm from the K/Pg boundary) and that of *Parvularugoglobigerina longiapertura* below the base of this zone (observed at 3-6 cm from the K/Pg boundary) allow to specify the close appearance of these two congeneric species and the weak thickness of the

Parvularugoglobigerina longiapertura subzone defined by Arenillas *et al.*, (2004) at Zumaya section which is close to Bidart section.

Throughout the P1b subzone, the planktic foraminiferal diversity and abundance increases. The assemblage became more diversified in globigerinids. On the contrary, the opportunist species became less abundant. During the P1b zone, as a consequence of the normal conditions recovery, the planktic foraminiferal diversity reached 41 species and the assemblages became dominated by the globigerinids belonging to *Eoglobigerina*, *Subbotina* and *Parasubbotina* genera. These Paleogene pioneer species remained surface and subsurface dwellers and they developed diverse wall microstructures.

In summary, we note that the K/Pg mass extinction event is largely confirmed at the Bidart section according a similar pattern to that of Zumaya section. Our results indicate that the extinction pattern at the Bidart section is close to that of the Zumaya section and is slightly different to that from the other continuous K-Pg transition sections. It was due to the fact that the temperate Maastrichtian faunal background was different in temperate and tropical realms. As a consequence the species becoming suddenly extinct at the K/Pg boundary were not necessarily the same.

References:

Arenillas, I., Arz, J.A. & Molina, E. 2004. A new high-resolution planktic foraminiferal zonation and subzonation for the lower Danian. *Lethaia*, **37**, 79-95.

Sobre “*Posidonia*” (Mollusca) vs. “*Estheria*” (Conchostraca) y la errónea atribución de conchostráceos en el Triásico Ibérico

Gallego, O.F.¹, y Márquez-Aliaga, A.²

¹ Paleontología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura, Universidad Nacional del Nordeste y Área Paleontología, Centro de Ecología Aplicada del Litoral-Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, C.C.128. (3400) Corrientes. Argentina. ofgallego@hotmail.com

² Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva y Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad de Valencia, Dr. Moliner 50 46100 Burjassot (Valencia), España. Ana.Marquez@uv.es

El objetivo de esta comunicación es llamar la atención sobre la presencia de conchostráceos (Crustacea-Banchiopoda) en las secuencias no-marinas de la Península Ibérica. Por otra parte, también queremos destacar la asignación a este grupo de crustáceos de formas dudosas, que en realidad corresponden a moluscos-bivalvos. La literatura geológica del Triásico de la Península Ibérica muestra una llamativa escasez de menciones sobre la presencia de este grupo de crustáceos, aunque esto es acorde con los escasos registros fósiles que muestran los materiales del Buntsandstein, y del Muschelkalk en su tránsito al Keuper, relacionados con ambientes infralitorales y/o marinos restringidos y regresivos. Entre otros, se pueden mencionar los del Triásico (en facies Buntsandstein) de Agost-Alcoy (Alicante) asignados a “*Estheria*” *albertii* Voltz (Schmidt, 1935) y “*estherias*” del Muschelkalk superior de Albarracín (Teruel) (Hinkelbein & Geyer, 1965). En relación a las asignaciones erróneas, ya Jones (1862, pp. 1-3) hace referencia a trabajos previos donde se denomina a estos crustáceos como bivalvos empleando diferentes nombres genéricos (*Posidonia*, *Modiola*, *Nucula*, etc.). En general, ello es debido a una marcada homeomorfia. Destacando la necesidad de estudios microscópicos de detalle que permitieran discernir su correcta filiación taxonómica, Jones (1862) resalta la presencia de ornamentación entre las líneas de crecimiento de los conchostráceos, como uno de los caracteres fundamentales para diferenciar ambos grupos, cuando otros caracteres no resuelven sus asignaciones. Aquí analizamos una muestra proveniente del Triásico de Albarracín, Teruel. En ella se observan, moldes externos e internos, rellenos con un sedimento carbonático blanquecino de un bivalvo de unos 5 a 8 mm de longitud aproximadamente (Fig. 1A). Considerando, menciones previas sobre la presencia de conchostráceos asignados a “*Estheria*” *albertii* Voltz (en Schmidt, 1935) se efectúan comparaciones con ilustraciones de esta especie realizadas por diferentes autores. Estas formas muestran semejanzas en su contorno pteriforme y en el margen posterior recurvado (Fig. 1B, E-G). Incluso sus semejanzas con conchostráceos se observan en especímenes de contorno ovoide preservados como débiles impresiones (Fig. 1D). Esto también coincide con el alto grado de polimorfismo registrado en los conchostráceos, y puesto de manifiesto en las ilustraciones de la misma especie (Fig. 1E-G). No obstante, otros caracteres como la ausencia de ornamentación (un carácter fuertemente ligado al estado tafonómico de preservación), las líneas de crecimiento como pliegues groseros, predominio de moldes (evidenciando una concha calcárea robusta) y, por último, el carácter más definitorio, en este caso, la presencia de posibles dientes en el margen charnelar (Fig. 1B, C), confirman nuestras sospechas preliminares de que estos registros fósiles corresponden, en realidad, a moluscos bivalvos. Esto no descarta la posible presencia de conchostráceos en las secuencias triásicas de España, ya que a criterio de los autores la descripción e ilustración dadas por Schmidt (1935, fig. 64, p. 132) se corresponden con la del conchostráceo “*Estheria*” *albertii* Voltz. Como conclusión, es necesario destacar que la ausencia de

estudios tafonómicos de detalle, y el hecho de basarse únicamente en la morfología, ha causado este tipo de errores tal como se documenta en los ejemplos bibliográficos.

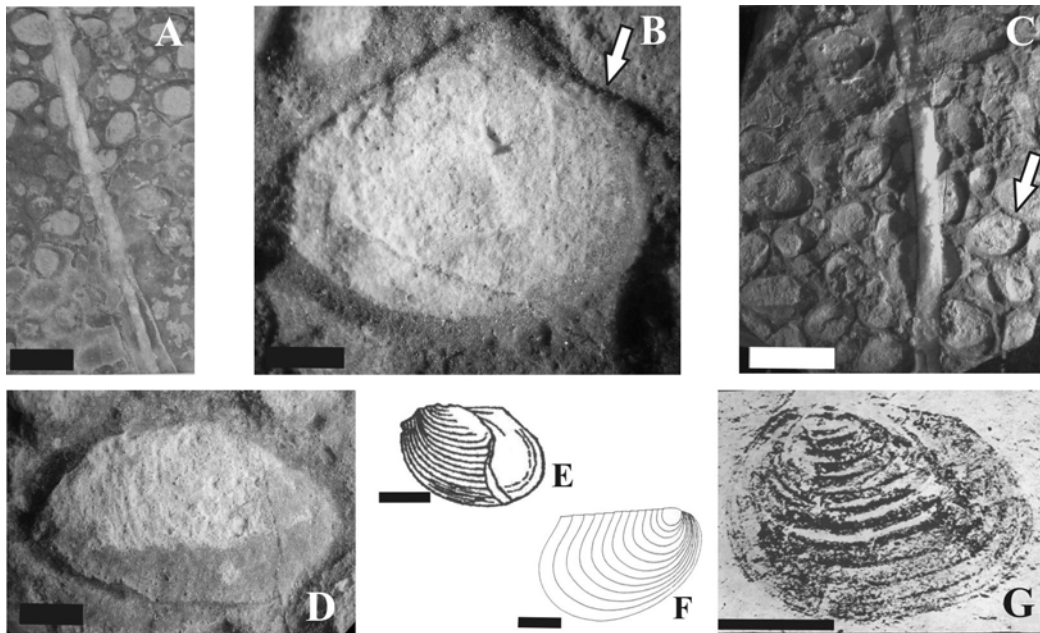


Figura 1. A, C. Detalle de la muestra con distinta iluminación, la flecha muestra un ejemplar pteriforme.. B. Bivalvo mostrando el margen dorsal con posibles dientes de la charnela. D. Molusco de contorno ovoide con huellas de las líneas de crecimiento. E. “*Estheria*” *albertii* Voltz (tomado de Schmidt, 1935). F. *Palaeolimnadiopsis albertii* Voltz (tomado de Novojilov, 1958). G. *Euestheria alberti* Voltz (tomado de Kozur & Seidel, 1983). Escala en A,C = 10 mm, en B, D-G = 1 mm aprox..

Agradecimientos

O. F. Gallego agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (Argentina) PIP-5581 y a la Universidad Nacional del Nordeste (Corrientes-Argentina), PI-64/04.

Referencias

- Hinkelbein, K. & Geyer, O.F. 1965. Der Muschelkalk der zentralen Hesperschen Ketten (Provinz Teruel, Spanien). *Oberrhein Geologische Abhandlungen*, **14**, 55-95.
- Jones, R.T. 1862. A Monograph of the Fossil Estheriae. *Palaeontographical Society Monographs*, **14**, 1-134.
- Kozur, H.W. & Seidel, G. 1983. Revision der Conchostrace -Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins. Teil I. *Zeischrift für Geologische Wissenschaften*, **11**, 295-423.
- Novojilov, N.I. 1958. Recueil d'articles sur les phyllopo des conchostracés. *Service de Information Géologique, Annales, Bureau de Recherches Géologique, Géophysiques et Minières*, **26**, 1-135.
- Schmidt, M. 1935. Fossilien der spanischen Trias. *Abhandlungen der Heidelberg Akademieder Wissenschaften*, **22**, 1-140.

Ichnological palaeobiology and zonation at the Precambrian/Cambrian boundary in Spain

Gámez Vintaned, J.A. and Liñán, E.

Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza, España; gamez@unizar.es

The best successions spanning the Precambrian/Cambrian boundary in western Europe are located in Spain. Liñán *et al.* (1984) established the basis for their palaeontological analysis and correlation. In several areas, successions straddling this transition are interrupted by hiatuses originated by terminal Cadomian deformation, but this is not the case in central Spain. Trace fossils from late Vendian to early Cambrian successions in central Spain record evolutionary patterns in primitive metazoan behaviour and the incoming of new animal groups, which do not appear to be directly related with environmental facies changes because relevant ichnological innovations occur in monofacial successions. Among these, perhaps the FAD of the *Monomorphichnus lineatus* + *Phycodes pedum* assemblage is the best tool to delineate the Precambrian/Cambrian boundary (Gámez Vintaned & Liñán, 1996), since both ichnospecies appear at very similar stratigraphic positions in numerous sections in the world (Crimes, 1987).

At the río Huso section in the Valdelacasa anticline, fine siliciclastics of the Pusa shale crop out providing a fairly rich record of ichnofossils (Brasier *et al.*, 1979; Palacios Medrano, 1989). Small shelly fossils, trilobites and other groups are also present in neighbouring localities of the Pusa shale. Cambrian-diagnostic trace fossils first appear in basal greenish shales (a monofacial succession deposited under sublittoral marine conditions) of the lower member, including *Phycodes pedum*, *Monomorphichnus lineatus* and small specimens of *Psammichnites* ichnosp., among others (Gámez Vintaned, 1996). Starting well below this level, *Phycodes* aff. *P. pedum* (a series of short “probe” burrows about 1 mm in diameter, connected to each other but lacking a true main burrow) is abundant, reaching the basal Cambrian rocks where it occurs together with *Monomorphichnus lineatus* and *Phycodes pedum* (which, in contrast, consists of a master burrow bifurcating successively into shorter tributary burrows, all directed first to the same side and then upwards). Therefore, *Phycodes pedum* differs substantially from Neoproterozoic-type burrows and represents a behaviour more complex and evolved than that of *Phycodes* aff. *P. pedum*. *Phycodes pedum* also differs from ichnospecies of the Cambrian ichnogenus *Treptichnus* –with which it is confused in some recent literature– in having a master burrow. The architecture of *P. pedum* reflects a novel strategy of deposit feeders to exploit the benthic marine habitat at the beginning of the Cambrian explosion.

This ethological evolution leading to novel strategies (perhaps entailing also the appearance of new animal groups) was paralleled by the appearance of arthropods (provided with stiff appendages capable of a wide range of behaviours), as evidenced in rocks of the río Huso section, first by simple raking traces (*Monomorphichnus*) and shortly after by more complex raking (*Dimorphichnus*) and walking traces (*Diplichnites*).

The widespread distribution of selected trace fossils throughout late Vendian-early Cambrian successions in the Iberian Peninsula allows establishing the following ichnofossil zonation, from bottom to top:

– *Torrowangea rosei* Zone (uppermost Vendian). It records the ichnofossils *Bergaueria?* ichnosp., *Cochlichnus* ichnosp. A and B, *Gordia* ichnosp., *Helminthopsis* ichnosp., cf. *Megagraptus*, *Neonereites* aff. *N. uniserialis*, *Planolites* ichnosp., *Phycodes* aff. *P. pedum*,

Phycodes? n. ichnosp. and *Torrowangea rosei*, as well as the body fossil *Nimbria occlusa*.

– *Phycodes pedum* + *Monomorphichnus lineatus* Zone (Lower Corduban; lowermost Cambrian). Its beginning coincides with the Precambrian/Cambrian boundary event (Liñán *et al.*, 2006). It records the ichnofossils *Belorhaphé* ichnosp., *Bilinichnus* ichnosp., *Cochlichnus* ichnosp. A and B, *Dactyloidites cabanasi*, *Dimorphichnus* ichnosp., *Diplichnites* ichnosp., *Gordia* ichnosp., *Helminthopsis* ichnosp., *Megagraption* cf. *M. irregulare*, *Monomorphichnus lineatus*, *Neonereites uniserialis*, *N. aff. N. uniserialis*, *Phycodes pedum*, *Phycodes* aff. *P. pedum*, *Planolites montanus*, *Psammichnites gigas*, *Psammichnites* ichnosp., gr. *Scolicia*, *Torrowangea rosei*, *Treptichnus bifurcus* and *Treptichnus* ichnosp.

– *Rusophycus avalonensis* + *Rusophycus bonnarensis* Zone (Upper Corduban). Its beginning coincides with the Lower/Upper Corduban event (Liñán *et al.*, 2006). It records the ichnofossils *Arenicolites* ichnosp., *Cruziana cantabrica*, *Dimorphichnus obliquus*, *Diplocraterion* ichnosp., *Gordia* ichnosp., *Monocraterion* ichnosp., *Monomorphichnus* ichnosp., *Phycodes* ichnosp., *Rusophycus avalonensis* (= *R. fasciculatus*), *R. bonnarensis* (= *R. cantabricus*) and *Teichichnus* ichnosp., among others.

This zonation may be correlated with similar records in other areas of the world, and it can be compared with the zonation made by Crimes (1987), our two first zones corresponding respectively to Crimes' Zone I (Upper Vendian) and Zone II (Nemakit-Daldynian to Lower Tommotian). The *Rusophycus avalonensis* + *Rusophycus bonnarensis* Zone correlates only with the lower part of Crimes' Zone III (Upper Tommotian-Lower Atdabanian), being the upper part of the latter correlatable with the *Astropolichnus hispanicus* Zone of Spain, which is Lower Ovetian (= Lower Atdabanian) in age.

Acknowledgements

This is a contribution to the projects: IGCP 493 ("Rise and fall of the Vendian biota"; IUGS-UNESCO), Consolider CGL2006-12975/BTE ("MURERO"; Spanish Ministerio de Educación y Ciencia-FEDER-EU, and Grupo Consolidado E-17 ("Patrimonio y Museo Paleontológico"; Gobierno de Aragón). Thanks are due to Universidad Complutense of Madrid and to Prof. M. D. Brasier (University of Oxford) for providing access to their ichnological collections.

References

- Brasier, M.D., Perejón, A. & San José, M.A. 1979. Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios geológicos*, **35**, 379-383.
- Crimes, T.P. 1987. Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geological Magazine*, **124**, 97-119.
- Gámez Vintaned, J.A. 1996. Part II. Field Trip Itineraries. II.1.b. The río Huso section. In: *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field trip guide and abstracts* (Eds. E. Liñán, J.A. Gámez Vintaned & R. Gozalo). Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 28-31.
- Gámez Vintaned, J.A. & Liñán, E. 1996. Significant ichnological data during the Neoproterozoic-early Cambrian transition in Iberia. In: *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field trip guide and abstracts* (Eds. E. Liñán, J.A. Gámez Vintaned & R. Gozalo). Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 101-102.
- Liñán, E., Gámez Vintaned, J.A., Gozalo, R., Dies, M.E. & Mayoral, E. 2006. Events and biostratigraphy in the Lower Cambrian of Iberia. *Zeitschrift der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **157**, 597-609.
- Liñán, E., Palacios, T. & Perejón, A. 1984. Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geological Magazine*, **121**, 221-228.
- Palacios Medrano, T. 1989. Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (región central de la Península Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **3**, 1-91.

Seláceos del Neógeno de Huelva “Check list”

García, E.X.M.¹, Balbino, A.^{2,3}, Antunes, M.T.^{3,4}, Civis, J.¹, Ruiz, F.⁵ y Abad, M.⁵

¹ Área de Paleontología, Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced, s/n, 37008 Salamanca, España; edithxiomara@usal.es

² Departamento de Geociências, Universidade de Évora, Apartado 94, 7002-554 Évora, Portugal; acaceres@uevora.pt

³ Centro de Estudos Geológicos da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa.

⁴ Academia das Ciências de Lisboa, Rua da Academia das Ciências, 19, 1249-122 Lisboa, Portugal; ip241333@ip.pt

⁵ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Avda. de las Fuerzas Armadas, s/n, 21071 Huelva, España; ruizmu@uhu.es

El Neógeno marino del borde SW de la Cuenca del Guadalquivir es rico en restos fósiles. Existen tres formaciones geológicas definidas por Civis *et al.* (1987): Formación (Fm.) “Calcarenita de Niebla” (Tortonense superior), Fm. “Arcillas de Gibraleón” (Tortonense superior/Messiniense) y Fm. “Arenas de Huelva” (Plioceno inferior). Posteriormente, Mayoral & Pendón (1987) definieron la formación más moderna, Fm. “Arenas de Bonares” de edad Plio-Cuaternario, que marca el tránsito marino-continental para la zona.

Investigadores de las Universidades de Salamanca y Huelva han realizado numerosos trabajos sobre la paleontología de esta zona. Destacan los trabajos de Civis *et al.* (1987), donde se presentan los principales resultados de tesis doctorales, tesinas y trabajos sobre foraminíferos, malacofauna, nanoplancton y polen.

En este estudio se analizan los seláceos de la Fm. “Arenas de Huelva” y Fm. “Arcillas de Gibraleón”. Para ello, se han levigado más de 300 kg de sedimentos en 8 secciones. Las secciones estudiadas se encuentran dentro de la provincia de Huelva y se localizan en las localidades de Niebla (secciones Niebla-Cabezo de las Cruces y Cabezo de San Cristóbal), Bonares (secciones Bonares-Ambulatorio, Bonares-Casa del Pino, Bonares-B y Bonares-Cantera de Arcilla), Moguer (sección Moguer-A) y El Rompido (sección El Rompido) (Fig. 1).



Figura 1. Mapa de localización de las localidades de Niebla, Bonares, Moguer y El Rompido.

Se encontraron 195 piezas dentarias y se determinaron un total de 31 taxones de seláceos. Los Carcharhiniiformes con 10 taxones, representan un 32% del total y son el orden más diversificado. Siguen los Lamniformes con 8 taxones y cerca del 26%. Los Miliobatiformes con 7 taxones poseen un 22%. Los Rajiformes con 3 taxones, cerca del 10%. Con menos representación se encuentran los Hexanchiformes, con 2 taxones (6%) y los Squaliformes con el 3%. Las secciones en que se distribuyen los taxones y su repartición semi-cuantitativa se pueden observar en la figura 2.

Taxones de seláceos	Secciones							
	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Hexanchus</i> cf. <i>griseus</i>		●						
<i>Notorynchus primigenius</i>		●						
<i>Squalus</i> sp.						●		
<i>Carcharias taurus</i>		●		●	●			
<i>Alopias</i> aff. <i>vulpinus</i>							●	
<i>Isurus desori</i>		●						
<i>Isurus escheri</i>	●							
<i>Isurus hastalis</i>		●						
<i>Isurus</i> sp.							●	
<i>Carcharocles megalodon</i>		●						
<i>Parotodus benedeni</i>		●						
<i>Megascyliorhinus</i> cf. <i>miocaenicus</i>	●	●	●		●			
<i>Premontreia</i> (<i>Oxyscyllium</i>) cf. <i>dachiardi</i>		●				●	●	
<i>Mustelus</i> sp.	●	●	●			●	●	
<i>Paragaleus</i> sp.							●	
<i>Carcharhinus</i> cf. <i>leucas</i>	●	●						
<i>Carcharhinus</i> cf. <i>perezi</i>	●	●						
<i>Carcharhinus</i> cf. <i>plumbeus</i>	●	●	●					
<i>Carcharhinus</i> cf. <i>priscus</i>	●						●	
<i>Carcharhinus</i> sp.	●	●	●		●	●	●	
<i>Galeocерdo aduncus</i>		●						
<i>Rhinobatos</i> sp.	○	●				●		
<i>Raja olisiponensis</i>		○				●		
<i>Raja</i> sp.	○	○	●		○	○	○	●
<i>Dasyatis</i> gr. <i>centoura</i>	●				●	●		
<i>Dasyatis</i> gr. <i>gigas</i>	●							
<i>Dasyatis pastinaca/marmorata</i>	●					●	●	
<i>Dasyatis</i> sp.		●	●			●		
<i>Pteromylaeus</i> sp.		●						
Myliobatidae ind.						●		
<i>Rhinoptera</i> sp.		●						

● ≤ 3 ● > 3 ≤ 6 ○ > 6

Figura 2.- Repartición semi-cuantitativa de los seláceos de la Fm. “Arenas de Huelva” secciones: 1) Bonares-Ambulatorio, 2) Bonares-Casa del Pino, 3) Bonares-B, 4) Cabezo de San Cristóbal, 5) Moguer-A, 6) Niebla-Cabezo de las Cruces y 7) El Rompido. En la Fm. “Arcillas de Gibraleón”, sección: 8) Bonares-Cantera de Arcilla.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación BTE2003-02916 y CGL2006-05473/BTE. Asimismo se agradece el apoyo de la Universidad de Guadalajara (México).

Referencias

- Civis, J., Sierro, J.F., González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J. & Valle, M.F. 1987. El Neógeno marino de la provincia de Huelva, antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. In: *Paleontología del Neógeno de Huelva (W del Guadalquivir)*. Ediciones Universidad de Salamanca, 9-21.
- Mayoral, E. & Pendón, J.G. 1987. Icnofacies y sedimentación en zona costera, Plioceno superior (?) litoral de Huelva. *Acta Geológica Hispánica*, **21-22**, 507-514.

Braquiópodos y corales rugosos del límite Devónico Inferior/Devónico Medio de la Cordillera Cantábrica (formaciones Santa Lucía y Moniello) (NO de España)

García-Alcalde, J.L. y Soto, F.

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. calle Jesús Arias de Velasco, s/n, 33009 Oviedo (Asturias); jalcalde@geol.uniovi.es; fsoto@geol.uniovi.es

La mayor parte de los límites cronoestratigráficos devónicos están asociados, como ocurre en otros períodos, con eventos geo-biológicos más o menos marcados. Una notable excepción la constituye el límite Devónico Inferior/Devónico Medio (Emsiense/Eifeliense) donde, de acuerdo con la jerga estratigráfica habitual, “no pasó nada”. De hecho, el límite lo define la simple aparición de una subespecie de conodontos, *Polygnathus costatus partitus*, en la línea evolutiva de *Polygnathus costatus patulus* a *Polygnathus costatus costatus* y ni en el estrato-tipo, en la Wetteldorf Richtschnitt, cerca de Schönecken-Wetteldorf, en Alemania, ni en el paraestratotipo de la cantera Prastav, en Bohemia, se asocia con cambios sedimentológicos marcados. De manera que la ventaja de que la subespecie índice tenga una distribución geográfica amplia, se atenúa por la dificultad de cartografiar el límite sobre el terreno.

En cualquier caso, cuando se analiza en detalle el período transicional entre el Emsiense y el Eifeliense en áreas como la Cordillera Cantábrica, se aprecia que fue una época fascinante, llena de cambios relacionados con una intensa actividad climática y tectónica. Ambas están relacionadas con la paleogeografía de la época, la primera por la situación tropical de la región, afectada repetidamente por violentos episodios, de escalas temporales diferentes, de tormentas, huracanes y tifones, que alteraron, una y otra vez, el medio marino. El sensitivo ecosistema arrecifal, en particular, experimentó diversas fases de contracción y expansión, que se evidencian con claridad en la estructura de la sucesión de biotopos en la parte alta de las Formaciones Moniello y Santa Lucía (Intervalos Faunísticos 16 y 17, de García-Alcalde, 1996), pertenecientes a una plataforma carbonatada somera abierta en el Dominio Astur-Leonés.

La actividad tectónica, por su parte, se relaciona en buena medida con la rápida deriva de los continentes tropicales de la época hacia condiciones pangeicas, y comprende repetidos ciclos transgresivo-regresivos asociados que afectaron también a todos los ambientes marinos, pero, particularmente, al delicado ecosistema arrecifal.

La conjunción de los agentes señalados se aprecia en la cambiante sedimentología, la alternancia de construcciones arrecifales, principalmente biostromales y otras con aportes siliciclásticos relativamente abundantes, depositados a profundidad inasequible para muchas colonias coralinas. Estas condiciones, reflejadas también en el espectro de susceptibilidad magnética (Ellwood *et al.*, 2006, Fig. 10), introdujeron tensiones evolutivas singulares, resueltas, por una parte, en la proliferación extraordinaria de nuevas formas, muy marcada entre los corales y braquiópodos, pero evidente en casi todos los grupos paleontológicos, y por otra, en flujos faunísticos hacia y desde regiones que habían permanecido durante gran parte del Devónico Inferior aisladas: la región meridional del paleocontinente Baltica, por ejemplo, y, aprovechando seguramente un régimen propicio de corrientes, con regiones gondwánicas tan alejadas de Iberia, como Australia y China meridional. Ambos hechos, así como la virtual desaparición de la fauna coralina y fuerte declive de la fauna OCA de braquiópodos en el propio límite Devónico Inferior/Devónico Medio (Soto & Schröder, 2005), permiten caracterizar y correlacionar bastante bien dicho

límite cronoestratigráfico a escalas regional y supra-regional, sino mediante la propia especie-guía, ausente en el Dominio Astur-Leonés, mediante numerosos elementos caracterizantes.

Ejemplos de la dinámica paleobiológica los tenemos en la gran diversidad de corales y braquiópodos en el período discutido (con numerosas formas nuevas, que serán descritas en un futuro inmediato) y en la estrecha semejanza, genérica y específica, de la faunas de Bélgica y Alemania (paleocontinente Baltica) con las de la Cordillera Cantábrica (norte del paleocontinente Gondwana) puestas de manifiesto, en el caso de los braquiópodos, por García-Alcalde (2001), y la presencia de variadas formas comunes, a escala genérica, entre Australia y China Meridional (este del paleocontinente Gondwana), con la Cordillera Cantábrica, entre las que merece la pena destacar los terebratulidos Adreninae (géneros *Devonix* y *Micidus*), entre los braquiópodos, y los géneros *Embolophyllum* y *Chalcidophyllum* entre los corales.

La eliminación local de las construcciones arrecifales, principalmente de tipo “bindstone” y “bafflestone” por las tormentas más intensas y los cambios súbitos de profundidad, durante el período terminal del Emsiense, dejó paso a períodos con sedimentación fangolítica con escasos niveles de calizas mudstone-wackestone bioclásticas y grainstone esqueléticas (Fernández-Martínez *et al.*, 2006), donde subsistieron escasos corales, principalmente solitarios, y braquiópodos oportunistas que proliferaron abundantemente respecto a otros elementos, evidenciando el carácter alterado de los medios correspondientes. Ejemplos muy notables, son los niveles lumaquélcos de Nucinulidae (*Nucinulus orbignyanus*, *Cuninulus leonensis*), *Eoglossinotoechia* (*E. puertoana* nom.nud.) e *Iberirhynchia* (*I. santaluciensis*), tan característicos del techo del Miembro III de la Fm. Santa Lucía en la región leonesa, o los de *Glossinulus* (*G. kayseri*) en los niveles equivalentes de la Fm. Moniello, en la región asturiana, o la dominancia en dichas facies, en toda la región astur-leonesa, de corales del subgénero *Mesophyllum* (*Cistiphyllloides*).

Agradecimientos

Este estudio es una contribución al PICG-499: “Devonian land-sea interaction: Evolution of Ecosystems and climate” (DEVEC).

Referencias

- Ellwood, B.B., García-Alcalde, J.L., El Hassani, A., Hladil, J., Soto, F.M., Truyóls-Massoni, M., Weddige, K. & Koptikova, L. 2006. Stratigraphy of the Middle Devonian boundary: formal definition of the susceptibility magnetostratotype in Germany with comparisons to sections in the Czech Republic, Morocco and Spain. *Tectonophysics*, **418**, 31-49.
- Fernández-Martínez, E. (coord.), Fernández, L.P., García-Alcalde, J.L., Méndez-Bedia, I. & Soto, F. 2006. *El Devónico arrecifal de la Zona Cantábrica, Guía de la Excursión de campo A. XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología* Secretariado de Publicaciones de la Universidad de León, 58 pp
- García-Alcalde, J.L. 1996. El Devónico del Dominio Astur-Leonés en la Zona Cantábrica (N de España). *Revista Española de Paleontología*, **nº extraordinario**, 58-71.
- García-Alcalde, J.L. 2001. Paleobiogeographical relationships between North Gondwana and South Baltica: The *Ivanothyris havliceki* fauna (Cantabrian Zone, latest Emsian). *Journal of the Czech Geological Society*, **46**, 121-130.
- Soto, F.M. & Schröder, S. 2005. Lower Devonian rugose coral evolution in the Cantabrian Mountains (NW Spain) and its relation with events. *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen (Austrian Academy of Sciences)*, **48**, 547-558.

Biozonación de los depósitos continentales mio-pliocenos de la Cuenca de Granada

García-Alix, A., Minwer-Barakat, R., Martín Suarez, E. y Freudenthal, M.

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avenida Fuentenueva s/n, 18071 Granada; agalix@ugr.es; rminwer@ugr.es; elvirams@ugr.es, mfreuden@ugr.es.

La Depresión de Granada es una cuenca neógena intramontañosa situada en el sector central de la cordillera Bética (SE de España). Su relleno continental se extiende desde el Tortonense terminal (Turolense medio) hasta el Cuaternario. Se dispone de una secuencia de yacimientos de micromamíferos muy completa desde el Turolense medio (Mioceno superior) hasta el Rusciniense (Plioceno). A partir de la fauna de estos yacimientos (García-Alix, 2006) se han establecido siete biozonas (Fig. 1):

1) Biozona de Extensión de *Castromys littoralis* (Taxon-range Zone). Está definida por los horizontes de primera y última aparición de *C. littoralis*. Su límite superior coincide además con la primera aparición de *Occitanomys alcalai* y de *C. inflatus*. La sección de referencia es la sección de Canteras de Jun. El yacimiento tipo es JUN-2B (Fig. 1).

2) Biozona de Extensión Coincidente de *Occitanomys adroveri* y *Occitanomys alcalai* (Concurrent-range Zone). Está marcada por la coexistencia de los taxones *O. adroveri* y *O. alcalai*. Su límite inferior coincide con el límite de la biozona anterior (última aparición de *C. littoralis*) y además está marcado por la primera aparición de *O. alcalai* y de *C. inflatus*. Su límite superior está caracterizado por la última aparición de *O. adroveri*. La sección de referencia es la parte de la sección de Otura donde se ubican los yacimientos OTU-1 y OTU-3. El yacimiento tipo es OTU-1 (Fig. 1).

3) Biozona de Intervalo de *Apocricetus alberti* (Interval Zone). Su límite inferior coincide con la primera aparición de *Apocricetus alberti* y su límite superior está marcado por la primera aparición de *Paraethomys*. La sección de referencia de esta biozona es la sección de Cantera de Pulianas. El yacimiento tipo es PUR-24A (Fig. 1).

4) Biozona de Intervalo de *Paraethomys meini* (Interval Zone). Su límite inferior coincide con el límite superior de la biozona anterior, con la aparición de *Paraethomys* y el límite superior se corresponde con la primera aparición de *Apocricetus barrierei*. La sección de referencia es la sección de la Dehesa. El yacimiento tipo es DHS-16 (Fig. 1).

5) Biozona de Intervalo de *Apocricetus barrierei* (Interval Zone). Su límite inferior coincide con el límite superior de la biozona anterior (aparición de *Apocricetus barrierei*) y el límite superior se corresponde con la primera aparición de un *Paraethomys* de gran talla, *P. aff. abaigari*. La sección de referencia es la sección inferior del Barranco del Purcal, con el yacimiento tipo PUR-4 (Fig. 1).

6) Biozona de Extensión de *Paraethomys aff. abaigari* (Taxon-range Zone). Sus límites inferior y superior se corresponden con la primera y última aparición, respectivamente, de *Paraethomys aff. abaigari*. La sección de referencia es la sección superior del Barranco del Purcal y su yacimiento tipo es PUR-13 (Fig. 1).

7) Biozona de Asociación de *Stephanomys donnezani* (Assemblage Zone). Se caracteriza por la asociación de: *Stephanomys donnezanni*, *Trilophomys* sp. Arvicolidae indet. y *Castillomys cf. crusafonti*. Sus límites vienen marcados por la primera y última aparición de *S. donnezani* en la cuenca de Granada. La sección de referencia es la sección del Barranco de Blas y el yacimiento tipo, BLS-1.

MIOCENO				PLIOCENO			SERIE	
TUROLIENSE				RUSCINIENSE			PISO	
MEDIO	SUPERIOR			INFERIOR	SUP		UNIDADES MN	
MN 12	MN 13			MN 14	MN 15		BIOZONACIÓN LOCAL	
<i>Castromys littoralis</i>	<i>O. adroveri</i>	<i>O. alcalai</i>	<i>Apocricetus alberti</i>	<i>Paraethomys meini</i>	<i>Paraethomys aff. abaigari</i>	<i>Stephanomys dommezani</i>		
JUN-2B	OTU-3	OTU-1	PUR-23	CLC-3	CLC-4	BLS-1	LOCALIDADES	
							MURIDAE	Muridae indet.
								<i>Castromys littoralis</i>
								<i>Occitanomys adroveri</i>
								<i>Castromys inflatus</i>
								<i>Occitanomys alcalai</i>
								<i>Apodemus</i> sp.
								<i>Stephanomys</i> sp.
								<i>Apodemus</i> aff. <i>gorafensis</i>
								<i>Stephanomys ramblensis</i>
								<i>Apodemus gorafensis</i>
								<i>Stephanomys dubari</i>
								<i>Paraethomys meini</i>
								<i>Micromys paricioi</i>
								<i>Castillomys gracilis</i>
								<i>Apodemus</i> aff. <i>atavus</i>
							CRICETIDAE	<i>Apodemus atavus</i>
								<i>Paraethomys</i> aff. <i>abaigari</i>
								<i>Stephanomys donnezani</i>
								<i>Castillomys</i> cf. <i>crusafonti</i>
								<i>Hipanomys</i> aff. <i>adroveri</i>
								<i>Apocricetus alberti</i>
								<i>Ruscinomys</i> aff. <i>schaubi</i>
								<i>Blancomys</i> sp.
							SCIURIDAE	<i>Blancomys</i> aff. <i>sanzi</i>
								<i>Ruscinomys lasallei</i>
								<i>Ruscinomys</i> cf. <i>lasallei</i>
								<i>Blancomys sanzi</i>
								<i>Apocricetus barrierei</i>
							GLIRIDAE	<i>Ruscinomys</i> cf. <i>europaeus</i>
								<i>Heteroxerus mariatheresae</i>
								<i>Pliopetaurista pliocaenica</i>
								<i>Atlantoxerus</i> sp.
							CASTORIDAE	<i>Atlantoxerus</i> cf. <i>margaritae</i>
								<i>Atlantoxerus margaritae</i>
							TRILOPHOMYIDAE	<i>Muscardinus</i> cf. <i>vireti</i>
								<i>Eliomys truci</i>
								<i>Muscardinus meridionalis</i>
								<i>Eliomys</i> sp.
								<i>Eliomys</i> aff. <i>intermedius</i>
							ARVICOLIDAE	<i>Eliomys intermedius</i>
								<i>Dipoides problematicus</i>
								<i>Trilophomys</i> sp.
								Arvicolidae indet.

Figura 1. Distribución temporal de los roedores fósiles estudiados en la Cuenca de Granada y síntesis de la biozonación local propuesta. Las localidades están ordenadas cronológicamente. Los yacimientos lateralmente equivalentes, PUR-25 (25+25A), DHS-4 (A+B), CAC-5 (5+9), CLC-3 (3+3B), CLC-4 (A+B) y BLS-1 (1+5A+6) se han representado juntos.

Referencias

García-Alix, A. 2006. *Bioestratigrafía de los depósitos de la transición Mio-Plioceno de la cuenca de Granada*. Memoria Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1-418 (inédita).

Las Leyes de Patrimonio como medida de conservación, puesta en valor y fomento de la cooperación entre instituciones. La colección de Equinodermos de Murcia

García-Forner, A.¹, Romero Sánchez, G.² y Márquez-Aliaga, A.³

¹ Museo de Geología, Dpto. de Geología, Campus de Burjassot, Universidad de Valencia, C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (Valencia); anna.garcia@uv.es

² Servicio de Patrimonio Histórico, Dirección General de Cultura, Palacio de los Pacheco, Plaza Fontes 2, 30001 Murcia; gromero@um.es

³ Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva y Departamento de Geología, Campus de Burjassot, Universidad de Valencia, C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (Valencia); ana.marquez@uv.es

Cuando en 1985 se publica la ley estatal del Patrimonio Histórico Español, ya desde el principio, esta ley incluye el patrimonio paleontológico como bien cultural objeto de protección, equiparando los bienes de interés paleontológico al resto de los bienes de interés histórico. Por su parte, algunas Comunidades Autónomas han desarrollado leyes propias de Patrimonio Histórico o Cultural. Tal es el caso de la Comunidad Valenciana que tiene transferidas las competencias en materia de Cultura y Patrimonio y que aparece ya en el Estatuto de Autonomía en su Ley Orgánica 5/1982 de 1 de Julio y posteriormente queda desarrollada en la Ley 4/98, de 11 de Junio, del Patrimonio Cultural Valenciano. En la Región de Murcia también se hizo necesaria una ley autonómica que sirviera de referencia para todas las manifestaciones específicas de su territorio, solventara las insuficiencias del marco legal vigente hasta ese momento y aprovechara la ocasión para modernizar y adaptar el régimen jurídico del patrimonio cultural a las necesidades actuales de una sociedad cada vez más cambiante. Con este espíritu, la Dirección General de Cultura comenzó a trabajar a finales de 2005 en la elaboración de un primer borrador de la Ley del Patrimonio Cultural de la Región de Murcia que entró finalmente en vigor en mayo de 2007 (BORM 26/4/07). Desde el punto de vista paleontológico, entre las novedades que presenta este primer borrador destaca la creación de la *Zona Paleontológica* como nueva categoría de bienes inmuebles de interés cultural y la dotación de relevancia jurídica a la Carta Paleontológica Regional. Por primera vez, y lejos de considerar la Paleontología como una disciplina subordinada a la Arqueología como tradicionalmente se contemplaba en la legislación, se dedica por completo uno de los títulos de la nueva ley al Patrimonio Arqueológico y Paleontológico, articulándose al mismo tiempo cuestiones relacionadas con la regulación de prospecciones y excavaciones paleontológicas, autorizaciones, hallazgo casual, gestión del material recuperado, etc. Por último, se propone la nueva figura de protección de *Parque Paleontológico* como un entorno de cierta magnitud geográfica que, por sus especiales características paleontológicas y geológicas e integración con otros recursos naturales y/o culturales, posee un alto potencial didáctico, cultural y turístico (Romero, 2007).

La existencia de las leyes tiene como finalidad básica y principal la protección de los bienes a que se refieren. Pero en el caso concreto del Patrimonio Paleontológico Español se han creado una serie de figuras de protección con un desarrollo y modo de aplicación de las normas muy desigual en función del territorio de actuación (Alcalá, 1999). Y aún cuando esto genera y ha generado diversos conflictos entre la comunidad paleontológica y la administración (Belinchón *et al.*, 1999; Meléndez *et al.*, 1999; Morales *et al.*, 1999), debido a que los trámites a seguir para el estudio de un yacimiento dificultan muchas veces el proceso, la existencia de leyes de protección y su aplicación junto con la divulgación y concienciación social son los recursos con que contamos para proteger nuestro patrimonio.

En marzo de 2002, durante un control rutinario del Seprona en la localidad de Sagunto (Valencia), se interceptó un vehículo que transportaba gran cantidad de fósiles (la mayoría equinodermos), que fueron incautados y depositados por orden de la Dirección General de Patrimonio de la Generalitat Valenciana en el Museo de Geología de la Universitat de Valencia. A pesar de que el hecho no era constatado, todo indicaba que dichos fósiles podrían proceder de la Región de Murcia, por lo que a través de la Consejería de Educación y Cultura de ambas Comunidades y los Departamentos de Geología de las Universidades correspondientes se llegó al acuerdo de retornar dichos elementos a su territorio de origen, y puesto que su reintegración a su medio natural ya no era posible, se pretende realizar una puesta en valor de dichos elementos.

Por todo ello concluimos que la aplicación de las Leyes de Patrimonio, en este caso, permitió, además de recuperar una formidable colección de fósiles, la colaboración entre instituciones pertenecientes a Comunidades Autónomas diferentes, que lejos de “competir”, han optado por establecer una colaboración que comenzó por devolver dicha colección a su territorio de origen. Dado que la colección se componía de un gran número de elementos y escasa diversidad de especies, se acordó una donación de parte de ese material al Museo de Geología de la Universitat de València y que actualmente ya forma parte de sus fondos permanentes. Todo este proceso ha contribuido al aumento de la riqueza patrimonial tanto del Museo de Geología de la Universitat de València, como la base para la creación del futuro Museo de Paleontología y Evolución Humana de la Región de Murcia, que actualmente se encuentra en fase de desarrollo. Además, su estudio y restauración/preparación, permitirán aumentar el conocimiento científico de esta fauna fósil marina existente en el Mediterráneo Occidental durante el Mioceno.



Figura 1. Varios de los fósiles recuperados en una imagen facilitada por la Guardia Civil. Imagen publicada por el periódico “El País” el 6 de Marzo de 2002

Referencias

- Romero, G. 2007. Plan de Intervención en el Patrimonio Paleontológico de la Región de Murcia para el periodo 2006-2009. *Memorias de Patrimonio*, **7**, 379-386.
- Belinchón, M., de Renzi, M., Montoya, P. & Robles, F. 1999. La Paleontología y la ley de Patrimonio Cultural Valenciano. Propuestas y resultados. *Coloquios de Paleontología*, **50**, 37-43.
- Alcalá, L. 1999. Reflexiones acerca de la protección del patrimonio paleontológico en España. *Coloquios de Paleontología*, **50**, 45-51.
- Meléndez, G., Soria, M. & Martínez-Delclós, X. 1999. La Comisión de Patrimonio de la Sociedad Española de Paleontología (SEP): antecedentes, constitución y objetivos. *Coloquios de Paleontología*, **50**, 23-36.
- Morales Romero, J., Azanza Asensio, B. & Gómez Ruíz, E. 1999. El Patrimonio Paleontológico Español. *Coloquios de Paleontología*, **50**, 53-62.

Estudio analítico de las clavículas completas de la Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Burgos, España)

García-González, R.¹, Carretero, J.M.^{1,2}, Arsuaga, J.L.^{2,3}, Rodríguez, L.¹, Gómez-Olivencia, A.¹ y Martínez, I.^{2,4}

¹ Laboratorio de Evolución Humana, Departamento de CC Históricas y Geografía. Facultad de Humanidades, Universidad de Burgos, Plaza Misael de Bañuelos s/n, 09001 Burgos, Spain; rebe_gargon@hotmail.com; jmcarre@ubu.es; lrodriguez@beca.ubu.es ; agolivencia@ubu.es.

² Centro UCM-ISCIH de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos, c/Sinesio Delgado, 4 (Pabellón 14), 28029 Madrid, Spain.

³ Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid, Spain; jlsuaga@iscih.es

⁴ Departamento de Geología, Universidad de Alcalá, Edificio de Ciencias, Campus Universitario, 28871 Alcalá de Henares, Spain; imartinezm@iscih.es

La Sima de los Huesos, situada en el interior del sistema kárstico Cueva Mayor-Cueva del Silo (Sierra de Atapuerca, Burgos, España), es un extraordinario yacimiento tanto de fósiles humanos de la especie *Homo heidelbergensis* (Arsuaga *et al.*, 1997) como de carnívoros (García *et al.*, 1997), con una datación mínima de 530.000 años (Bischoff *et al.*, 2007). La excavación sistemática de este lugar ha hecho posible que hasta la actualidad se hayan recuperado más de 5000 fósiles humanos que representan a un mínimo de 28 individuos de ambos sexos y diversas edades (Bermúdez de Castro *et al.*, 2004).

Los restos claviculares recuperados en la Sima de los Huesos entre 1976 y 1994 han sido descritos anatómicamente y métricamente por Carretero *et al.* (1997). La recuperación de nuevos restos ha permitido la reconstrucción de cuatro clavículas completas: dos adultas (CL V y CL VII) y dos subadultas (CL IV y CL VI), además de otras adultas prácticamente completas (CL I, CL II, CL III), a las que se puede estimar su longitud máxima con bastante fiabilidad. La longitud máxima de las clavículas adultas está por encima, aunque cercana, de la media de las muestras modernas de comparación. La diáfisis está caracterizada por una sección elíptica mostrando una condición platiceidica (índice a media diáfisis menor de 80), característica compartida con los Neandertales (Carretero *et al.*, 1997). Los índices de robustez entrarían dentro del rango tanto de los Neandertales (Carretero *et al.*, 1999) como de humano moderno (Olivier, 1951-1956).

La longitud máxima de CL IV es de 117mm y la de CL VI de 120mm, lo que correspondería con una edad de muerte en niños de *Homo sapiens* de 13-14 y 14-15 años respectivamente (Black & Scheuer, 1996). La determinación de la edad de muerte a partir de la comparación de las longitudes claviculares con estándares de humano moderno, siempre está sobreestimada en el caso de los Neandertales inmaduros, KNM-WT-15000 y la clavícula inmadura de *Homo antecessor* ATD6-37 (García-González *et al.*, en prensa). Por tanto, la estimación de la edad de muerte en las clavículas subadultas ha de realizarse mediante la comparación objetiva del crecimiento de la longitud clavicular de las distintas especies fósiles. Esta comparación objetiva se consigue con un tratamiento proporcional de los datos. El porcentaje de tamaño adulto alcanzado permite comparar el crecimiento de una o más variables en diferentes especies, independientemente del tamaño (Humphrey, 1998; Thompson & Nelson, 2000). Este porcentaje se calcula dividiendo el valor de la variable en una edad dada por el valor del adulto. Los valores de las longitudes claviculares en las sucesivas edades pueden calcularse a partir de los valores medios de las medidas de un grupo de individuos con una edad particular. El problema con este método es que puede estar influenciado por tamaños muestrales pequeños o no balanceados (Humphrey, 1998).

Por esta razón, los datos se han ajustado a una curva que describa el patrón del crecimiento de la longitud clavicular siguiendo a Humphrey (1998, 1999). A partir de esta curva, se estima la longitud clavicular a las diferentes edades. La curva de crecimiento utilizada fue la ecuación de Gompertz modificada (la asíntota inferior es cero), ya que Humphrey (1998) ha demostrado que ofrece una descripción segura y precisa del crecimiento esquelético. Los resultados preliminares aplicando esta metodología en las clavículas subadultas de la Sima de los Huesos ofrecen una corrección a la baja en la edad de muerte.

Agradecimientos

Al equipo de excavación de la Sima de los Huesos, del Centro Mixto UCM-ISCIH de Madrid y del L.E.H. de la Universidad de Burgos. Esta investigación ha sido financiada por el Proyecto de la DGI CGL 2006-13 532 C03-02 y de la Junta de Castilla y León BU032A06. Los trabajos de campo en los yacimientos de Atapuerca son financiados por la Consejería de Educación y Cultura de la Junta de Castilla y León. R. García-González disfruta de una beca predoctoral la Fundación Atapuerca, L. Rodríguez de una beca predoctoral de la Fundación Siglo para las Artes de Castilla y León y A. Gómez-Olivencia de una beca predoctoral del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Referencias

- Arsuaga, J.L., Martínez, I., Gracia, A., Carretero, J.M., Lorenzo, C., García, N. & Ortega, A.I. 1997. Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Spain). The site. *Journal of Human Evolution*, **33**, 109-127.
- Bermúdez de Castro, J.M., Martínón-Torres, M., Lozano, M., Sarmiento, S. & Muela, A. 2004. Paleodemography of the Atapuerca-Sima de los Huesos hominin sample: a revision and new approaches to the paleodemography of the European Middle Pleistocene population. *Journal of Anthropological Research*, **60**, 5-26.
- Bischoff, J.L., Williams, R.W., Rosenbauer, R.J., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., García, N. & Cuenca-Bescós, G. 2007. High-resolution U-series dates from the Sima de los Huesos hominids yields 600- 66 + ∞ kyrs: implications for the evolution of the early Neanderthal lineage. *Journal of Archaeological Science*, **34**, 763-770
- Black, S. & Scheuer, L. 1996. Age change in the clavicle: from the early period to skeletal maturity. *International Journal of Osteoarchaeology*, **6**, 425-434.
- Carretero, J.M.; Arsuaga, J.L. & Lorenzo, C. 1997. Clavicles, scapulae and humeri from the Sima de los Huesos site (Sierra de Atapuerca, Spain). *Journal of Human Evolution*, **33**, 357-408.
- Carretero, J.M., Lorenzo, C. & Arsuaga, J.L. 1999. Axial and appendicular skeleton of *Homo antecessor*. *Journal of Human Evolution*, **37**, 459-499.
- García, N., Arsuaga, J.L. & Torres, T. 1997. The carnivore remains from the Sima de los Huesos middle Pleistocene site (Sierra de Atapuerca, Spain). *Journal of Human Evolution*, **33**, 155-174.
- García-González, R., Carretero, J.M., Rodríguez, L., Gómez-Olivencia, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Martínez, I. & Lorenzo, C. (en prensa). An analytical study of a complete subadult clavicle of *Homo antecessor* (Gran Dolina site, Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *L'Anthropologie*.
- Humphrey, L.T. 1998. Growth patterns in the modern human skeleton. *American Journal of Physical Anthropology*, **105**, 57-72.
- Humphrey, L.T. 1999. Relative mandibular growth in humans, gorillas and chimpanzees. In: *Human growth in the past*. (Eds. R. D. Hoppa & C.M. Fitzgerald). Cambridge University Press, Cambridge, Mass. 65-87.
- Olivier, G. 1951-1956. Anthropologie de la clavicule. *Bulletin Mémoires. Société d'Anthropologie de Paris*, Série 10, 2, 67-99, 121-157; 3, 269-279; 4, 90-100; 5, 35-56, 144-153; 6, 283-302; 7, 225-261, 404-447.
- Thompson, J.L. & Nelson, A.J. 2000. The place of Neanderthals in the evolution of hominid patterns of growth and development. *Journal of Human Evolution*, **38**, 475-495.

Perspectivas de protección y conservación de los yacimientos paleontológicos de braquiópodos pliocenos de Murcia

García Ramos, D.¹ y Romero Sánchez, G.²

¹ C/ Marín Sutullena s/n, 30800 Lorca (Murcia); lacazella@msn.com

² Servicio de Patrimonio Histórico, Dirección General de Cultura, Palacio de los Pacheco, Plaza Fontes 2, 30001 Murcia; gromero@um.es

En la Región de Murcia, el Plioceno marino aparece muy bien representado en la franja litoral correspondiente a los términos de Mazarrón y Águilas. Los primeros estudios que nos hablan sobre la riqueza fósil de los invertebrados terciarios en este sector surgen a raíz del estudio de la estratigrafía del Neógeno de Murcia por parte de autores franceses a finales de los años 60. En este sentido, hay que destacar la tesis doctoral de Montenat (1973) y sus numerosas publicaciones posteriores (Montenat *et al.*, 1978; Montenat, 1990), en las que se recogen amplias listas faunísticas de bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, corales, briozos y equinodermos procedentes de las diferentes cuencas neógenas murcianas. Hasta la fecha, los únicos estudios sistemáticos detallados sobre los braquiópodos pliocenos de la transversal Águilas-Mazarrón corresponden a Pajaud (1977), Pajaud *in* Brébion *et al.* (1978) y a García Ramos (2004, 2005, 2006).

En los materiales que afloran puede distinguirse un tramo superior formado por margas limo-arenosas y calcarenitas bioclásticas amarillentas propias de facies cercanas a la costa, y otro inferior de margas limo-arcillosas y arenas de grano fino poco cementadas, características de facies de aguas más profundas (Montenat *et al.*, 1978). La presencia de *Globorotalia puncticulata* (Deshayes) y *Globigerinoides elongatus* (D'Orbigny) permite atribuir una edad Plioceno inferior alto a los depósitos del tramo inferior cuyos limos contienen un importante registro fósil.

Haciendo un recorrido esquemático por las principales localidades pliocenas de la zona que han librado braquiópodos encontramos de Oeste a Este, en primer lugar, el yacimiento aguileño de la Playa de La Carolina, cuya facies se corresponde con la del tramo superior. En este caso, los materiales limo-arenosos del Plioceno descansan sobre riodacitas en un afloramiento único considerado por Arana *et al.* (1999) como uno de los 75 Lugares de Interés Geológico de la Región de Murcia. Aquí se encuentra, entre otras, las especies *Novocrania turbinata* (único yacimiento donde se conoce esta especie en España), *Lacazella mediterranea*, *Argyrotheca cordata*, *Terebratulina retusa*, *Megathiris detruncata*, *Megerlia truncata* e infrecuentes fragmentos de *Terebratula calabra*. Muy cerca de La Carolina, 1'5 km al norte, se encuentra el yacimiento de Cañada Brusca, donde la variedad de especies, el número de ejemplares y su estado de conservación son excepcionales: *Terebratula calabra*, *Ancistrocrania abnormis*, *Maltaia pajaudi* sp. nov. (escasa), *Aphelesia bipartita*, *Megerlia truncata*, *Megathiris detruncata* y *Aphelesia margineplicata*. Más al Este se sitúan los yacimientos de Cabo Cope 1 y Cabo Cope 2. Se trata de dos relieves no muy abruptos rodeados completamente por zonas de cultivo y que presentan unas excelentes condiciones de observación de los afloramientos pliocenos. Además, constituyen la reserva más importante conocida en España de la rara especie de terebratúlido *Maltaia pajaudi*. Por último, dos han sido los yacimientos de Mazarrón localizados en la zona de Bolnuevo de gran interés, Bolnuevo 1 y Bolnuevo 2, siendo el primero de ellos la localidad tipo de la citada *Maltaia pajaudi*. Además de Bolnuevo y de los yacimientos de Cabo Cope y Cañada Brusca, tan sólo se conocen raras muestras de la misma especie procedentes de algunos yacimientos almerienses (García Ramos, 2006).

Fuera de España se ha localizado escasamente en las regiones italianas de la Toscana y de la Emilia-Romagna (comunicación personal de Enrico Borghi). Por otro lado, los yacimientos de Bolnuevo destacan por ser los únicos yacimientos de la Región de Murcia donde se ha identificado la especie *Megerlia eusticta*, la cual sólo se había citado del registro Plioceno de Níjar (Almería) y de Estepona (Málaga), en lo que a su distribución peninsular se refiere (García Ramos, 2005).

El objetivo de la presente comunicación es, por un lado, realzar el interés científico y patrimonial de los importantes yacimientos descritos y, por otro, advertir de su vulnerabilidad dada la localización de alguno de ellos en zonas en las que hay previstos importantes desarrollos urbanísticos. En este sentido, los yacimientos de Cabo Cope 1 y Cabo Cope 2 son, sin duda, los más amenazados en este momento ya que se sitúan dentro del ámbito de la “Actuación de Interés Regional Marina de Cope” enmarcada en el Plan de Ordenación Territorial del Litoral de la Región de Murcia. Por otro lado, el yacimiento de Cañada Brusca, dada su ubicación próxima a la cotizada línea de costa, también se encuentra en peligro de deterioro y/o desaparición. Para intentar dar respuesta a situaciones como éstas, la Dirección General de Cultura de Murcia, como órgano responsable de la gestión del patrimonio paleontológico regional, cuenta desde abril de este año con una ley autonómica (Ley 4/2007, de 16 de marzo, de Patrimonio Cultural de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia; BORM 12/4/07) que, entre otras cosas, dota de relevancia jurídica a la Carta Paleontológica Regional y obliga a incorporar los yacimientos tanto en sus catálogos de planeamiento municipales como en los estudios de impacto ambiental que precisa cualquier tipo de proyecto.

Agradecimientos

El primer autor expresa su agradecimiento a la Asociación Cultural Paleontológica Murciana por facilitar el material de estudio e información y a Enrico Borghi, de la Società Reggiana di Scienze Naturali, por la información aportada sobre braquiópodos neógenos del norte de Italia.

Referencias

- Arana, R., Rodríguez, T., Mancheño, M.A., Guillén, F., Ortiz, R., Fernández, M.T. & Del Ramo, A. 1999. *El Patrimonio Geológico de la Región de Murcia*. Fundación Séneca, 399 pp.
- Brébion, P., Lauriat-Rage, A., Pajaud, D., Pouyet, S. & Roman, J. 1978. Les faunes pliocènes des environs d'Aguilas (provinces. d'Almeria et de Murcia, Espagne méridionale). *Bulletin du Museum National d'Histoire Naturelle*, 511; *Sciences de la Terre*, **68**, 55-76.
- García Ramos, D. 2004. Braquiópodos pliocenos de Águilas. *Boletín de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana*, **3**, 18-39.
- García Ramos, D. 2005. Notes on some Neogene Brachiopods from southeastern Spain. *Cidaris*, **21-22**, 25-36.
- García Ramos, D. 2006. Nota sobre *Terebratulinae* del Terciario de Europa y su relación con los representantes neógenos del SE español. *Boletín de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana*, **5**, 23-83.
- Montenat, C. 1973. *Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia)*. Thèse Univ. Paris, 1170 pp.
- Montenat, C. (Ed.) 1990. Les bassins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne). Tectonique et sédimentation dans un coulour décrochant. Première partie: étude régionale. *Doc. et Trav. IGAL*, **12-13**, 1-392.
- Montenat, C., de Reneville, P. & Bizon, G. 1978. Le Néogène des environs d'Aguilas (provinces de Murcia et d'Almería). Cordillères bétiques, Espagne. *Bulletin du Museum National d'Histoire Naturelle*, 511; *Sciences de la Terre*, **68**, 37-54.
- Pajaud, D. 1977. Les brachiopodes du Pliocene I de la region d'Aguilas (Sud d'Almeria, Espagne). *Annales de Paleontologie, Invertébrés*, **63**, 59-75.

Nuevos datos sobre los dinosaurios de la Formación El Castellar en el sector oriental de la Subcuenca de Galve (Cretácico Inferior, Teruel)

Gasca, J.M.¹, Canudo, J.I.¹ y Moreno-Azanza, M.¹

¹ Grupo Aragosaurus, Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza; jmgaska@hotmail.com (<http://www.aragosaurus.com/>)

En esta comunicación se estudia el nuevo yacimiento de vertebrados de Camino Lucía. Está localizado en el término municipal de Miravete de la Sierra, al SE de la provincia de Teruel, que, paleogeográficamente, se ubicaría en el sector oriental de la Subcuenca de Galve, una de las siete subcuencas en que se divide la Cuenca cretácica del Maestrazgo. Estratigráficamente corresponde a la mitad superior de la Formación El Castellar, de edad Hauteriviense superior- Barremiense basal (Cretácico inferior).

La Subcuenca de Galve es una cubeta alargada en dirección NNW-SSE, de 40 km. de largo y 20 km. de anchura, que se formó durante el Hauteriviense superior a consecuencia de la extensión del Jurásico superior-Cretácico inferior (Liesa *et al.*, 2006). Existen estudios de tipo sedimentológico, tectónico o petrológico en la zona más oriental de la Subcuenca y, sin embargo, no se habían acometido estudios paleontológicos sobre los restos directos de los vertebrados fósiles. Hasta la fecha, en Miravete de la Sierra sólo se habían descrito dos yacimientos de icnitas de dinosaurio (Pérez-Lorente & Romero-Molina, 2001). Especialmente interesante es el estudio de la paleobiodiversidad deducida a partir de los restos directos, cuyos primeros resultados se abordan en esta comunicación.

La Formación El Castellar en esta parte de la Subcuenca se puede dividir en dos estadios separados por un intervalo de margas con yesos (Liesa *et al.*, 2006). El estadio 1, más detrítico, muestra una gran variedad de facies y subambientes (aluvial, lacustre, palustre) mientras que en el estadio 2 se produce el desarrollo generalizado de un lago carbonatado somero. Camino Lucía es un nivel de margas grisáceas, justo por encima del nivel intermedio con yesos, integrado en una secuencia de calizas-margas que se correspondería con episodios de expansión-retracción del lago.

El yacimiento tiene un contenido rico y diverso en microfósiles y macrofósiles. Se han procesado hasta el momento unos 15 kg. de muestra. Entre los microfósiles distintos de los vertebrados son especialmente abundantes las clavatoráceas y los ostrácodos, habiendo también gasterópodos y fragmentos de plantas sin identificar. En cuanto a vertebrados, hay restos indirectos y directos. Entre los indirectos son abundantes los coprolitos de pequeño tamaño y los fragmentos de cáscara de huevo. Se han identificado los ootaxones Prismatoolitidae indet., *Krokoolithes* sp. y *Testudoolithus* sp. Los restos directos están compuestos en su mayor parte por material fragmentario como son esquilas inidentificables y dientes aislados.

Se han identificado restos de Osteichthyes, representados por dientes y escamas ganoideas, de los tipos semionotiformes y picnodontiformes; fragmentos de huesos largos de anfibios y fragmentos mandibulares de lacértidos; placas de quelonios y dientes aislados y placas dérmicas de cocodrilos. Se han podido diferenciar con la morfología dental, al menos, dos tipos de neosuquios: goniofólidos y atoposaúridos. Por último, los restos directos de dinosaurios identificables consisten en dientes aislados y material postcranial desarticulado.

Se ha reconocido una pequeña corona dental completa y funcional, ya que carece de signos de reabsorción, y que además presenta una fractura fresca hacia la raíz. Está comprimida labiolingualmente y sólo una cara está esmaltada, lo cual sería un carácter

derivado. En esta misma cara, que sería la labial, presenta una cresta principal prominente desde la base hasta el ápice de la corona y tres secundarias subparalelas, situadas mesialmente. Esta morfología permite incluirlo en *Iguanodontoidea* indet. y deducir su posición anatómica como la de un diente maxilar izquierdo. Tiene una suave ornamentación en la superficie esmaltada, entre las crestas, formada por un estriado perpendicular y ligeramente cóncavo hacia el ápice, que lo asemejaría a formas de *Iguanodon*. Por otra parte, la longitud mesiodistal en la base de la superficie esmaltada (5,6 mm) es mucho menor que las formas de iguanodóntidos descritas, lo que sugiere que podría pertenecer a un individuo juvenil. Además hay fragmentos de tres vértebras caudales de pequeño tamaño y parte de otro centro vertebral caudal más grande. Todas ellas son anficélicas y con una sección hexagonal característica, y han sido atribuidas a *Ornithopoda* indet.

También se ha encontrado una corona dental de un terópodo de pequeño tamaño. Presenta caracteres sinapomórficos de este grupo como la compresión lateromedial y estar curvado el ápice hacia el lado posterior, además de mostrar caracteres derivados para los terópodos, como es la ausencia de denticulos mesiales y distales, lo que permite incluirlo en *Coelurosauria* indet. Presenta también una ornamentación característica con surcos sobre las caras labial y lingual, carácter que le aproximaría a los paroncodóntidos. Rauhut (2002) propone un diente cf. *Paronychodon* como posible diente de ave archaeopterygiforme, aunque los caracteres a favor de esta identificación (constricción entre la corona y la raíz, carena doblada interiormente y punta del diente dirigida labiodistalmente) no se pueden identificar en nuestro material.

La gran cantidad y diversidad de restos fósiles recuperados, en relación con el escaso volumen de material procesado por el momento, indican que podemos encontrarnos ante un yacimiento de singular riqueza; comparable, incluso, con otros clásicos de la Cordillera Ibérica turolense, como es el caso de La Cantalera en Josa (Subcuenca de Oliete) o de Galve (Ruiz-Omeñaca *et al.*, 2004). Apoyándonos en estos primeros trabajos, nuestra hipótesis de trabajo es que en esta parte de la Subcuenca de Galve podría existir una paleobiodiversidad semejante a la del sector occidental, lo que nos va a permitir estudiar la biodiversidad de vertebrados del tránsito Hauteriviense-Barremiense en una amplia región de varias decenas de kilómetros, pudiendo identificar los cambios en las asociaciones y relacionarlos con los diferentes ambientes sedimentarios presentes en los sistemas lacustres.

Referencias

- Liesa, C. L., Soria, A. R., Meléndez, N. & Meléndez, A. 2006. Extensional fault control on the sedimentation patterns in a continental rift basin: El Castellar Formation, Galve sub-basin, Spain. *Journal of the Geological Society, London*, **163**, 487-498.
- Pérez-Lorente, F. & Romero-Molina, M.M. 2001. Nuevas icnitas de dinosaurios terópodos y saurópodos en Galve y Miravete de la Sierra (Teruel, España). *Geogaceta*, **30**, 115-118.
- Rauhut, O. W. M. 2002. Dinosaur teeth from the Barremian of Uña, Province of Cuenca, Spain. *Cretaceous Research*, **23**, 255-263.
- Ruiz-Omeñaca, J. I., Canudo, J. I., Aurell, M., Badenas, B., Cuenca-Bescós, G. & Ipiña, J. 2004. Estado de las investigaciones sobre los vertebrados del Jurásico superior y el Cretácico inferior de Galve (Teruel). *Estudios geológicos*, **60**, 179-202.

Trazas fósiles del Carbonífero de Cataluña: datos preliminares

Gibert, J.M. de

Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Martí Franquès s/n, 08028 Barcelona; jmdegibert@ub.edu

El Carbonífero marino en Cataluña está representado en los Catalánides y en el Pirineo por una unidad inferior de liditas, calizas y lutitas del Tournaisiense-Viseense, y una superior terrígena de edad Viseense-Namuriense. La unidad terrígena está constituida por pizarras y cuarcitas depositadas en abanicos submarinos profundos. Estas facies se conocen como facies Culm y corresponden a sedimentación en surcos subsidentes generados al inicio de la orogenia hercínica.

Las trazas fósiles son abundantes en ciertos sectores donde aflora la unidad terrígena. Este es el caso del extenso afloramiento del Priorat (provincia de Tarragona), en la Cordillera Prelitoral, o de los alrededores de Castellar de n'Hug (provincia de Gerona) en el Pirineo Oriental. En ambas zonas, las trazas aparecen fundamentalmente en facies constituidas por alternancias entre pizarras y cuarcitas de origen turbidítico.

El contenido icnológico de ambos sectores es muy similar. *Dictyodora liebana* es la estructura más abundante. Se trata de una pista (Pascichnia) producida por un invertebrado detritívoro infáunico de afinidad desconocida que poseería un largo "sifón" que le conectaría con la superficie. Otras estructuras comunes son los Fodinichnia *Phycosiphon incertum* y *Lophoctenium* isp. Junto con estos, *Nereites* isp. y *Palaeodictyon* isp. han sido también hallados en ambas zonas. Además, El Priorat ha proporcionado otros icnotaxones no encontrados hasta el momento en el Pirineo como son algunos *Zoophycos* de pequeñas dimensiones, *Chondrites* isp., *Spirophycus*? isp. y *Falcichnites lophoctenoides*, especie esta última sólo conocida anteriormente del Carbonífero alemán.

La asociación icnológica del Carbonífero catalán es muy similar a otras descritas en el Culm europeo en Menorca (Orr *et al.*, 1996), Alemania (Benton, 1982) y la República Checa (Mikuláš *et al.*, 2002). En particular, la presencia y abundancia de *Dictyodora liebana* constituye una característica distintiva de los abanicos submarinos profundos desarrollados en relación a la orogenia hercínica en Europa. Depósitos de ambientes similares pero algo más modernos (Carbonífero superior) en Norteamérica (Chamberlain, 1971; Bruton & Link, 1991) comparten algunos elementos con los del Culm europeo, como por ejemplo *Lophoctenium*, pero no presentan *Dictyodora*. Este icnogénero desaparece en el Carbonífero inferior, probablemente por extinción del organismo que lo producía.

Referencias

- Benton, M.J. 1982. *Dictyodora* and associated trace fossils from the Palaeozoic of Thuringia. *Lethaia*, **15**, 115-132.
- Bruton, B.R. & Link, P. K. 1991. Ichnology of fine-grained mixed carbonate-siliciclastic turbidites, Wood River Formation, Pennsylvanian-Permian, south-central Idaho. *Palaios*, **6**, 291-301.
- Chamberlain, C.K. 1971. Morphology and ethology of trace fossils from the Quachita Mountains, southeast Oklahoma. *Journal of Paleontology*, **45**, 212-246.
- Mikuláš, R., Lehotský, T. & Bábek, O. 2002. Lower Carboniferous ichnofabrics of the Culm facies: A case study of the Moravice Formation (Moravia and Silesia, Czech Republic). *Geologica Carpathica*, **53**, 141-148.

- Orr, P.J., Benton, M. & Trewin, N.H. 1996. Deep marine trace fossil assemblages from the Lower Carboniferous of Menorca, Balearic Islands, western Mediterranean. *Geological Journal*, **31**, 235-258.

ICNología del Plioceno marino de la cuenca del Guadalquivir al NO de Conil de la Frontera (Cádiz)

Gibert, J.M. de¹ y Aguirre, J.²

¹ Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Martí Franquès s/n, 08028 Barcelona; jmdegibert@ub.edu

² Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Fuentenueva s/n, 18071 Granada, jaguirre@ugr.es

El Plioceno marino del margen suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir en la provincia de Cádiz incluye tres unidades estratigráficas definidas y caracterizadas por Aguirre (1995). La unidad inferior está bien expuesta en los acantilados costeros entre Conil de la Frontera y Chiclana de la Frontera. Su límite inferior constituye una discordancia angular sobre margas de edad Messiniense, mientras que su techo viene marcado por un horizonte con intensa bioturbación de crustáceos (sistemas de galerías del tipo *Thalassinoides paradoxicus*) que refleja una superficie de omisión sobre un substrato firme probablemente exhumado por erosión (Aguirre, 1995). Esta unidad inferior refleja una sedimentación en una plataforma siliciclástica durante el Plioceno inferior. Sólo localmente en el sector de la Barrosa, y en relación a un alto estructural, los depósitos son predominantemente carbonatados. Los acantilados costeros al noroeste de Conil permiten realizar un transecto desde facies proximales a otras más distales en el que se puede reconocer cómo las asociaciones de trazas fósiles y el estilo de bioturbación varían junto con las facies.

Los sedimentos más proximales son areniscas bioclásticas de grano medio con estratificación cruzada en artesa que registra la migración de dunas submarinas de dimensiones importantes (hasta 2,5 m de alto). Hacia posiciones más distales aparecen arenas y areniscas finas a medias con estratificación cruzada planar en sets de hasta 1 m de altura. Esta facies pasa lateralmente a arenas finas, limos y arcillas muy bioturbadas y sin estructuras sedimentarias primarias. Niveles tabulares de areniscas, interpretados como niveles de tempestitas, se intercalan entre las facies arenosas y limosas. El conjunto se interpreta como depósitos de plataforma interna-media influida por mareas por encima del nivel de base de las tormentas.

Las facies arenosas con estratificación cruzada presentan abundante bioturbación (índice de icnofábrica, ii, entre 3 y 4) en forma de pistas continuas atribuibles a los icnotaxones *Bichordites* isp. y *Macaronichnus segregatis*. *Bichordites* designa grandes pistas meniscadas que a menudo conservan un cordón central. Son claramente interpretables como pistas producidas por equínidos espatangoideos. *Macaronichnus*, en cambio, es resultado de la actividad sedimentívora de gusanos poliquetos. Algunos autores han señalado su similitud con la bioturbación producida por representantes de la familia Opheliidae.

Las facies más distales de limos y arcillas contienen una asociación icnológica muy diferente que da lugar a icnofábricas también intensamente bioturbadas (ii 3-5). Las trazas dominantes son madrigueras en U de tipo *Cylindrichnus concentricus*, acompañadas por *Rosselia socialis*, pequeños *Planolites montanus* y *Teichichnus rectus*. *Ophiomorpha nodosa* puede aparecer ocasionalmente en esta icnofábrica. En este caso las estructuras más abundantes son Domichnia de poliquetos sésiles. *Rosselia* puede ser muy abundante en algunos horizontes llegando a formar icnofábricas tipo *pipe rock*, a veces asociadas con los niveles de tempestitas pero también sobreimponiéndose a la icnofábrica de *Bichordites-Macaronichnus*.

La distribución de las asociaciones de trazas no sigue el modelo tradicional seilacheriano de Icnofacies que postula un paso desde Icnofacies de Skolithos, con dominio de Domichnia verticales en las zonas proximales más energéticas, a una Icnofacies de Cruziana con dominio de pistas de sedimentívoros en zonas distales. En este caso, la bioturbación en las facies proximales corresponde a la actividad de organismos vágiles capaces de colonizar un substrato inestable debido a la migración de dunas submarinas. La capacidad de los erizos espatangoideos de producir intensa bioturbación en medios con sedimentación rápida e intermitente (con ventanas de colonización breves) ha sido puesta de manifiesto en otras formaciones neógenas (Gibert & Goldring, 2006). La icnofábrica de *Cylindrichnus* de las facies distales es semejante a algunas descritas en contextos submareales de *shoreface*. Los horizontes de *Rosselia* intercalados en las arenas con estratificación cruzada pueden corresponder a pulsos transgresivos menores (Nara, 2002).

En el sector de La Barrosa, donde la sedimentación es esencialmente carbonatada con intercalaciones de limos-arenas finas, las calcarenitas presentan una asociación icnológica muy distinta. Destaca la presencia de *Scalichnus* isp., una estructura de equilibrio producida por el bivalvo *Panopea* sp., que se encuentra en posición de vida asociado a la traza. Esta estructura puede alcanzar longitudes de varios decímetros, poniendo de manifiesto una elevada tasa de sedimentación. El icnogénero *Scalichnus* sólo había sido descrito previamente en sedimentos del Plioceno de Rodas (Hanken *et al.*, 2001).

Agradecimientos

La presente contribución forma parte de los proyectos de investigación BTE 2003-01356 y CGL2004-04342/BTE del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Referencias

- Aguirre, J. 1995. Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas de dos discontinuidades estratigráficas en los depósitos pliocénicos de Cádiz (SW de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **8**, 161-174.
- Gibert, J.M. de & Goldring, R. 2006. An ichnofabric approach to the depositional interpretation of the intensely burrowed Bateig Limestone, Miocene, SE Spain. *Sedimentary Geology*, **194**, 1-16.
- Hanken, M.-M., Bromley, R.G. & Thomsen, E. 2001. Trace fossils of the bivalve *Panopea faujasi*, Pliocene, Rhodes, Greece. *Ichnos*, **8**, 117-130.
- Nara, M. 2002. Crowded *Rosselia socialis* in Pleistocene inner shelf deposits: benthic paleoecology during rapid sea-level rise. *Palaaios*, **17**, 268-276.

Magnetoestratigrafía del sector NE de la cuenca de Baza: implicaciones bioestratigráficas

Gibert Beotas, L.¹, Scott, G.R.², Gibert Clols, J.³

¹ Dept. Enginyeria Minera i Recursos Naturals. Universitat Politècnica de Catalunya, Av. Bases de Manresa 61-73, 08240 Manresa, Spain; gbeotas@hotmail.com

² Berkeley Geochronology, Center, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA; gscott@bgc.org

³ Instituto de Paleontología M. Crusafont, carrer de l'Escola Industrial, 23, 08201 Sabadell (Barcelona), Spain; josep.gibert@icp.cat

La depresión de Baza constituye el sector NE de una cuenca mayor, la cuenca de Guadix-Baza (cordillera Bética). Esta región tiene la singularidad de presentar un registro sedimentario continental muy continuo entre el Mioceno final y el Pleistoceno. Los depósitos que rellenan la depresión de Guadix-Baza son de tipo aluvial, lacustre y palustre. Muchos de los niveles estratigráficos que afloran en esta cuenca contienen un registro paleontológico de fósiles de vertebrados. La información bioestratigráfica que ofrecen estos fósiles es de gran utilidad en estudios magnetoestratigráficos pues permite calibrar las secuencias de polaridad magnética identificadas con la escala de polaridad geomagnética (GPTS) permitiendo la datación de los diferentes niveles estratigráficos y paleontológicos.

Durante los últimos años se han revisado algunas de las secciones de referencia previamente publicadas y realizado nuevas secciones paleomagnéticas en el sector E y NE de la depresión de Baza. Concretamente se ha estudiado en más detalle el sector Orce-Venta Micena situado en el margen Nororiental de la cuenca (Gibert *et al.*, 2006, Scott *et al.*, 2007), el área de Cúllar situada en el margen Este y el sector Huescar-Puerto Lobo en el margen Norte (Gibert *et al.*, 2007). En este último sector solo existían estudios paleomagnéticos en una parte muy concreta de la serie estratigráfica (Gibert *et al.*, 2005). En estos nuevos trabajos, las muestras se tomaron preferentemente en facies sedimentarias propicias para estudios de paleomagnetismo y se han realizado diferentes tests de campo de estabilidad paleomagnética para garantizar secuencias de polaridad no ambiguas.

Los resultados de esta investigación han permitido situar el límite Plio-Pleistoceno en la cuenca de Baza así como el límite Pleistoceno inferior-medio. Paralelamente se han podido datar con más precisión diferentes niveles paleontológicos que afloran en la región estudiada. La identificación de secuencias de polaridad equivalentes en diferentes sectores de la cuenca ha permitido una correlación precisa de secciones estratigráficas con registro paleontológico separadas más de 20km.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada parcialmente por el proyecto CGL2005-05337 BTE de la Dirección General de Investigación, el Berkeley Geochronology Center y la Generalitat de Catalunya (DGR).

Referencias

- Gibert, L., Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P., Scott, G. & López Garrido, A.C. 2005. Seismic Induced Pleistocene landslides in deltaic deposits of the Baza basin (SE Spain). *Sedimentary Geology*, **179**, 279-294
- Gibert, L., Scott, G. & Ferrández-Cañadell, C. 2006. Evaluation of the Olduvai sub-chron in the Orce ravine (SE Spain). implications for Plio-Pleistocene mammal biostratigraphy and the age of Orce archaeological sites. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 507-525.

- Scott, G.R., Gibert, L. & Gibert, J. 2007. Magnetostratigraphy of the Orce region (Baza Basin), SE Spain: New chronologies for Early Pleistocene faunas and hominid occupation sites *Quaternary Science Reviews*, **26**, 415-435.
- Gibert, L., Scott, G., Martin, R. & Gibert, J. 2007. The Early to Middle Pleistocene boundary in the Baza Basin (Spain). *Quaternary Science Reviews* (en prensa).

Bioestratigrafía de los yacimientos del Pleistoceno de la cuenca de Baza

Gibert Clols, J.¹ y Gibert Beotas, L.²

¹ Instituto de Paleontología M. Crusafont. Carrer Escola Industrial 23, 08201 Sabadell; Josep.gibert@icp.cat.

² Departamento de Ingeniería Minera i Recursos Naturals, Universidad Politécnica de Catalunya. Farinera 2, 08201 Castellar del Valles; gbeotas@hotmail.com

Los nuevos datos magnetoestratigráficos publicados por Scott *et al.* (2007) y Gibert *et al.* (2007) crean un nuevo marco que permite precisar con detalle la bioestratigrafía del sector nororiental de la cuenca de Baza, concretamente la zona comprendida entre Huéscar-Orce y Cúllar, donde se localizan los más importantes yacimientos paleontológicos y arqueológicos de la depresión.

Los primeros datos bioestratigráficos de la región se publican por Agustí *et al.* (1987) en los que incluyen datos paleontológicos de los yacimientos de la depresión junto a otros españoles (Cueva Victoria, Casablanca 1 y 4) y europeos añadiendo una escala magnetoestratigráfica elaborada por el Dr. Semhá, estableciendo cinco biozonas. MN 17 fue definida por Mein como la última del Plioceno, y en ella que incluyen los yacimientos de Fuentenueva-1, Orce-D y Orce-1. A ésta siguen otras dos situadas entre Olduvai y Jaramillo: MnQ-1 en la que se incluye, Orce-2, Barranco de los Conejos, y MnQ-2 con Barranco León, Venta Micena y Cañada de Murcia-1. La siguiente biozona está comprendida entre Jaramillo y Brunhes: MnQ-3 con Huéscar 2-3 y Puerto Lobo y la última se sitúa en Brunhes, MnQ-4, con Cúllar-1. Este esquema es mantenido, con variaciones, por Agustí (1991), Agustí & Moyá-Solá (1992) y Oms *et al.* (2000) (Gibert *et al.*, 2006)

Por otro lado los datos paleomagnéticos de Garcés *et al.* (1997), Oms *et al.* (1996, 2000) y Agustí *et al.* (1997) contrastan con los publicados por Scott *et al.* (2007) y Gibert *et al.* (2007) en los que se discute la existencia del cron Olduvai en Barranco de Orce y Galera, así como del evento positivo de Cúllar descrito por Agustí *et al.* (1999).

Además, las determinaciones de las edades de los yacimientos de la depresión de Baza realizada por racemización de aminoácidos (Ortiz *et al.*, 2000) y análisis multivariantes biocronológicos (Hernández *et al.*, 2004), han contribuido a aumentar la confusión sobre las edades de los citados yacimientos y, por lo tanto, la posición bioestratigráfica de alguno de ellos, en especial Venta Micena y Cúllar-1.

Los nuevos datos bioestratigráficos vienen determinados por la posición estratigráfica del cron Olduvai en las Cañada de Vélez y El Salar (Orce), así como la situación estratigráfica del cron Brunhes en Cúllar-1 y Huéscar-1, que permiten precisar el límite Plio-Pleistoceno y Pleistoceno inferior y medio.

Agradecimientos

A la Direcció General de Recerca de la Generalitat de Catalunya, por financiar nuestros proyectos.

Referencias

- Agustí, J. 1991. The *Allophaiomys* complex in Southern Europe. *Geobios*, **25**, 133-144.
- Agustí, J. & Moyá-Solá, S. 1992. Mammalian dispersal events in the Spanish Pleistocene. *Courier Forschung-Institut Senckenberg*, **153**, 69-77.
- Agustí, J., Moyá-Solá, S. & Pons-Moyá, J. 1987. La sucesión de mamíferos en el Pleistoceno inferior de Europa: proposición de una nueva escala bioestratigráfica. *Paleontología y Evolución, Memoria Especial*, **1**, 287-295.
- Agustí, J., Oms, O., Garcés, M. & Parés, J.M. 1997. Calibration of the late Pliocene-Early Pleistocene transition in continental beds of the Guadix-Baza Basin (SE Spain). *Quaternary International*, **40**, 93-100.

- Agustí, J., Oms, O. & Páres, J.M. 1999. Calibration of the Early-Middle Pleistocene transition in the continental beds of the Guadix-Baza basin (SE Spain). *Quaternary Sciences Review*, **18**, 1409-1417.
- Garcés, M., Agustí, J. & Parés, J.M. 1997. Late Pliocene continental chronology from the Guadix-Baza basin (Betics, Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, **146**, 677-687.
- Gibert, L., Scott, G. & Ferràndez-Cañadell, C. 2006. Evaluation of the Olduvai sub-chron in the Orce ravine (SE Spain). Implications for Plio-Pleistocene mammal biostratigraphy and the age of Orce archaeological sites. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 507-525.
- Gibert, L., Scott, G., Martin, R. & Gibert, J. 2007. The Early to Middle Pleistocene boundary in the Baza Basin (Spain). *Quaternary Science Reviews* (en prensa).
- Hernández, M., Azanza, B. & Álvarez, M.A. 2004. Iberian Plio-Pleistocene biochronology: micromamalian evidence for MNs and ELMAs calibration in Southwestern Europe. *Journal of Quaternary Sciences* **19**, 605-616.
- Oms, O., Dinarés-Turell, J. & Parés, J.M. 1996. Resultados paleomagnéticos preliminares de la sección plio-pleistocena de Fuente Nueva (Cuenca de Guadix-Baza, cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España* **9**, 89-85.
- Oms, O., Parés, J.M., Martínez-Navarro, B., Agustí, J., Toro, I., Martínez-Fernández, G. & Turq, A. 2000. Early human occupation of Western Europe: paleomagnetic dates for two paleolithic sites in Spain. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* **97**, 10666-10670.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Llamas, J.F., Canoira, L., García Alonso, P., García de la Morena, M.A. & Lucini, M. 2000. Datación de yacimientos paleontológicos de la cuenca de Guadix- Baza (Sector de Cúllar, Granada, España) y primera estimación de la edad de la apertura de la cuenca mediante el método de racemización de aminoácidos. *Geogaceta* **28**, 109-112.
- Scott, G.R., Gibert, L. & Gibert, J. 2007. Magnetostratigraphy of the Orce region (Baza Basin), SE Spain: New chronologies for Early Pleistocene faunas and hominid occupation sites *Quaternary Science Reviews* **26**, 415-435.

Patrimonio paleontológico del yacimiento del Pleistoceno inferior de Cueva Victoria (Cartagena)

Gibert Clois, J.¹ y Gibert Beotas, L.²

¹ Instituto de Paleontología M. Crusafont, Carrer Escola Industrial 23, 08201 Sabadell; Josep.gibert@icp.cat

² Departamento de Ingeniería Minera i Recursos Naturals, Universidad Politécnica de Catalunya, Farinera 2, 08201 Castellar del Valles; gbeotas@hotmail.com

Cueva Victoria es un importante yacimiento paleontológico de origen cárstico situado en el cerro de San Ginés de la Jara, junto al pueblo del Estrecho de San Ginés, próximo a la localidad de La Unión (Cartagena, Murcia). La cavidad cárstica se desarrolla en calizas triásicas del Complejo Alpujárride (Unidad Emilia) de la zona Bética. En los sedimentos de relleno cárstico se han encontrado restos de más de 60 especies de vertebrados con una antigüedad mínima de 1,1 millones de años determinada por paleomagnetismo, que puede ampliarse hasta 1,4 por criterios paleontológicos. En este yacimiento se han encontrado, además, restos humanos asociados a fauna africana.

La fauna de Cueva Victoria comprende 62 taxones:

- Peces: Teleósteo indet.
- Reptiles: *Testudo* sp.
- Aves: *Tyto* sp., *Tadorna*, *Falco naumanni*, *Falco peregrinus*, *Alectoris graeca*, *Himantopus himantopus*, *Columba livia*, *Columba palumbus*, *Lullula arborea*, *Alaula arvenensis*, *Hirundo rustica*, *Anthus spinoletta*, *Prunella modularis*, *Turdus* sp., *Sylvia hortensis*, *Ficedula hypoleuca*, *Emberiza citrinella*, *Emberiza malanocephala*, *Estrinus* sp., *Pica pica*, *Pirrhocorax pyrrhocorax*, *Pirrhocorax graculus*, *Corvus monedula*.
- Mamíferos: *Homo* sp., *Theropithecus* cf. *oswaldi*, *Crocodylus knelfeldi*, *Erinaceus* cf. *europaeus*, *Myotis emarginatus*, *Rhinolophus mehelyi*, *Miniopterus* sp., *Rhinolophus hipposideros*, *Myotis myotis*, *Allophaiomys chalinei*, *Allocricetus bursae*, *Apodemus* aff. *mystacinus*, *Castillomys crusafonti* ssp., *Eliomys quercinus* ssp., *Hystrix* aff. *major*, *Phoca* sp., *Canis etruscus etruscus*, *Vulpes* sp., *Xenocion lycaoides*, *Panthera gombaszogensis*, *Viretailurus schaubi*, *Humotherium crenatidens*, *Meganthereon* sp., *Pachycrocuta brevirostris*, *Ursus* cf. *etruscus*, *Lynx* sp., *Mustela* sp., *Hippopotamus antiquus*, *Hemitragus* sp., *Megaceroides* sp., *Ovibovini* indet., *Dama* sp., *Bovidae* indet. sp., *Stephanorhinus etruscus*, *Equus granatensis*, *Equus* sp., *Mammuthus meridionalis*.

La fauna de Cueva Victoria es excepcional por la asociación de aves, macromamíferos y micromamíferos, así como el elevado número de taxones (61) muy superior a los 32 de Venta Micena, 25 de Demanisi o los 40 de Untermassfeld.

Otra singularidad importante de este yacimiento es la presencia de restos humanos y fauna africana. CV-0 son las siglas de una falange del quinto dedo de la mano derecha, descrita por Gibert & Pons Moyá (1983), Pons Moyá (1985), Gibert & Pérez-Pérez (1989), Palmqvist *et al.* (1996) y Gibert *et al.* (2007).

Recientemente, Martínez-Navarro *et al.* (2005) han criticado la adscripción de CV-0 al género *Homo*, considerando que el fósil pertenece a una segunda falange del pie de *Theropithecus*. Para ello se basan en análisis de medidas y aportan como datos relevantes fotografías de falanges del cercopitécido, humanas y de CV-0 a diferente escala, lo que lleva a gran confusión. Por las medidas es imposible separar CV-0 de los papiones, como

ellos mismos reconocen, y la anatomía de CV-0 es muy similar a la humana y diferente de la de los papiones africanos. Este artículo ha sido rebatido por Gibert *et al.* (2007).

Del papión africano *Theropithecus* se ha encontrado un molar y, en la última campaña, un premolar, en estudio (Gibert *et al.*, 1995).

Al margen de la riqueza paleontológica, Cueva Victoria es una cavidad de grandes dimensiones, con gran interés geológico y minero debido a la presencia de manganeso en la brecha fosilífera, que impregna todos los restos, así como en la caliza en la que se forman filones explotados por los mineros. Cueva Victoria está llena de vestigios mineros, túneles, galerías, pozos y construcciones varias que contribuyen a enriquecer su historia trascendiendo lo estrictamente paleontológico.

Agradecimientos

A la Direcció General de Recerca de la Generalitat de Catalunya, por la financiación de nuestros proyectos.

Referencias

- Gibert, J. & Pérez-Pérez, A. 1989. A human phalanx from the Lower Palaeolithic site of Cueva Victoria (Murcia, Spain). *Human Evolution*, **4**, 307-316.
- Gibert, J. & Pons Moyá, J. 1983. Estudio morfológico de la falange del género *Homo* de Cueva Victoria (Cartagena, Murcia). *Paleontología y Evolución*, **18**, 49-56.
- Gibert, J., Ribot, F., Gibert, L., Leakey, M., Arribas, A. & Martínez, B. 1995. Presence of the Cercopithecoid genus *Theropithecus* in Cueva Victoria (Murcia, Spain). *Journal of Human Evolution*, **28**, 487-493.
- Gibert, J., Gibert, L., Ribot, F., Ferrández, C. & Walker, M. 2007. Early Pleistocene human phalanx from Cueva Victoria (Cartagena, Spain). Reply to Martínez-Navarro *et al.* opinion. *Journal of Human Evolution* (in press).
- Martínez-Navarro, B., Claret, A., Shabel, A.B., Pérez-Clarós, J.A. & Palmqvist, P. 2005. Early Pleistocene "hominid remains" from Southern Spain and the taxonomic assignment of the Cueva Victoria phalanx. *Journal of Human Evolution* (in press).
- Palmqvist, P., Pérez-Clarós, J.A., Gibert, J. & Santamaría, J.L. 1996. Comparative morphometric study of human phalanx from the Lower Pleistocene site at Cueva Victoria (Murcia, Spain) by means of Fourier analysis, shape coordinates of landmarks, principal and relative warps. *Journal of Archaeological Science*, **23**, 95-107.
- Pons Moyá, J. 1985. Nota preliminar sobre el hallazgo de *Homo* en los rellenos cársticos de Cueva Victoria (Murcia, España). *Endins*, **10-11**, 47-50.

Respuesta del ecosistema de las Tablas de Daimiel a las crisis mediambientales durante el Holoceno

Gil García, M.J.¹, Ruiz Zapata, M.B.¹, Mediavilla López, R.², Santisteban, J.I.³,
Dominguez-Castro, F.² y Dabrio González, C.J.³

¹ Departamento de Geología, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares (Madrid) (Spain); mjose.gil@uah.es

² Dirección de Geología y Geofísica, Instituto Geológico y Minero de España, 28760 Tres Cantos (Madrid) (Spain); r.mediavilla@igme.e

³ Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid (Spain); juancho@geo.ucm.es

Los datos que se presentan corresponden al estudio de un sondeo localizado en el Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel, dentro de la denominada Llanura Manchega occidental (Ciudad Real), en el límite de la Submeseta Sur (Sánchez Carrillo, 2000). Este parque constituye un humedal fluvial en el que coinciden una serie de circunstancias (de tipo geomorfológico, hidrológico, climático), que han favorecido el desarrollo de 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. Estos ecosistemas acuáticos son muy poco frecuentes tanto en la Península Ibérica como en el resto del mundo (Álvarez Cobelas *et al.*, 1996), lo que incrementa el interés de su estudio.

La secuencia sedimentaria analizada (PVC 4.2) tiene una potencia de 100 cm y se encuentra localizada a la derecha del río Cigüela, dentro del Parque Nacional. El testigo se obtuvo mediante vibracorer y con posterioridad se realizó un muestreo continuo en el laboratorio con una resolución promediada de 0,7 cm. En las muestras obtenidas se llevaron a cabo estudios de polen, geoquímica elemental y de isótopos, y mineralogía. Se han hecho dataciones por ¹⁴C AMS en los laboratorios GADAM Center (Polonia) y, en los 20 cm superiores, mediante ²¹⁰Po y ^{239,240}Pu en los laboratorios CIEMAT (Madrid). Los resultados obtenidos para el análisis de ²¹⁰Po y ^{239,240}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 2mm/año. Su integración posterior con los datos procedentes de las dataciones por ¹⁴C AMS permitió elaborar el modelo final de profundidades/edad.

Las muestras para el estudio polínico fueron sometidas a los tratamientos físico-químicos clásicos (Coûteaux, 1977; Goeury & Beaulie, 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 éste en líquido de alta densidad (Thoulet).

La interpretación conjunta de los indicadores de la vegetación y geoquímicos nos ha permitido detectar los eventos climáticos del final del Holoceno, que son similares a los registrados en otras áreas de la Península Ibérica (García Antón *et al.*, 1986; Goy *et al.*, 1998; Gutierrez Elorza & Peña-Monne, 1998; Riera *et al.*, 1004.), aunque existe un cierto decalaje temporal que puede ser debido a factores climáticos regionales o al rango de incertidumbre que conllevan las dataciones radiométricas, y por tanto los modelos de edad. En tiempos más recientes, debido a la actuación humana, los cambios son de carácter más rápido y la recuperación muy variable, en función de los grupos afectados, su ciclo vegetativo y las relaciones de competencia entre taxones.

La principal diferencia entre los cambios naturales y los antrópicos detectados en nuestra secuencia es la ruptura del equilibrio del medio, este hecho reduce las posibilidades de recuperación natural del ecosistema a dichos cambios. Los cambios debidos al clima muestran una ciclicidad natural con una amortiguación rápida (décadas) de la variación.

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

- Álvarez Cobelas, M., Verdugo, M. & Cirujano, S. 1996. Geografía y morfometría. In: *Las tablas de Daimiel. Ecología acuática y sociedad* (Eds. M. Álvarez Cobelas & S. Cirujano). Publicaciones del Organismo Autónomo Parques Nacionales. Ministerio de Media Ambiente, Madrid, 23-29.
- Coûteaux, M. 1977. A propos de l'interpretation des analyses polliniques de sediments minéraux, principalement archéologiques. In: *Le Milieu Végétal, les faunas et l'Homme. Supplément Bulletin A.F.E.Q.* (47), 259-276.
- García-Antón, M., Morla, C., Ruiz-Zapata, B., Sainz-Ollero, H. 1986. Contribución al conocimiento del paisaje vegetal Holoceno en la Submeseta Sur Ibérica: análisis polínico de sedimentos hidroturbosos en el Campo de Calatrava, Ciudad real, España. In: *Quaternary climate in western Mediterranean* (Ed. López-Vera), Universidad Autónoma, Madrid, 189-203.
- 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.
- Goeury, Cl. & Beaulieu, J.L. 1979. Á propos de la concentration du pollen à l'aide de la liquer de Thoulet dans les sediments minéraux. *Pollen et Spores*, **21**, 239-251.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Baena, J., Harvey, A.M., Silva, P.G., González, F. & Lario, J. 1998. Sea level and climate changes in the Cabo de Gata lagoon (Almeria) during the last 6000 yr BP. *INQUA Mediterranean and Blacksea Shorelines Subcommission Newsletter*, **20**, 239-251.
- Gutiérrez Elorza, M. & Peña-Monné, J.L. 1998. Geomorphology and Late Holocene climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology*, **23**, 205-217.
- 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.
- Riera, S., Wansard, G. & Julià, R. 2004. 2000-year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain). *Catena*, **55**, 293-324.
- 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.

Cintura pelviana de un nuevo dinosaurio terópodo de la Formación Morella (Aptiense inferior) en Vallibona (Castellón)

Gómez-Fernández, D.¹; Canudo, J. I.¹; Cano-Llop, V.²

¹ Grupo Aragosaurus, Área y Museo de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza; danielgomezfdz@gmail.com; jicanudo@unizar.es; <http://www.aragosaurus.com/>.

² Colección Museográfica de Paleontología “Juan Cano Forner”, 12170 Sant Mateu (Castellón)

Los dinosaurios terópodos no avianos están representados en España, con alguna excepción, por dientes y restos postcraneales aislados, además de icnitas y otros restos indirectos. Hasta la fecha, el terópodo no aviano más completo encontrado en España es *Pelecanimimus polyodon* Pérez Moreno *et al.*, 1994 del Barremiense superior de Cuenca. Por ello, los hallazgos de nuevos restos postcraneales pertenecientes a un único ejemplar resultan especialmente interesantes. En este trabajo, se describe, por primera vez, la cintura pelviana de un nuevo dinosaurio terópodo encontrado en la Formación Arcillas de Morella (Cretácico Inferior), en el término municipal de Vallibona (Castellón, España).

La Formación Arcillas de Morella representa un pequeño episodio regresivo en el Aptiense inferior intercalado entre los depósitos carbonatados de plataforma de la supersecuencia del Cretácico Inferior (Gámez *et al.*, 2003). En los depósitos continentales y de transición de la Formación Morella, se ha encontrado una abundante y diversa fauna de dinosaurios (Santafé *et al.*, 1982). Los terópodos, hasta el momento, estaban representados por dientes y restos postcraneales aislados. El yacimiento de Vallibona contiene vértebras cervicales, dorsales y caudales, sacro, los dos iliones y los dos ísquiones de un único ejemplar de terópodo, estudiado en este trabajo. Además, hay restos fragmentarios de cuerpos vertebrales de saurópodos y restos craneales y postcraneales de un ejemplar de gran tamaño de Iguanodontia. El material se encuentra depositado en la Colección Museográfica de Paleontología “Juan Cano Forner” de Sant Mateu (Castellón).

El objetivo de este trabajo es el estudio comparativo de la cintura pelviana de este terópodo y hacer precisiones sobre su posición sistemática.

El ilion dolicoilíaco, la *brevis fossa* bien desarrollada y el sacro formado por cinco vértebras son sinapomorfías de Neotheropoda Bakker, 1986 *sensu* Rauhut 2003. Con Carnosauria + Coelurosauria *sensu* Rauhut 2003, clado incluido en Tetanurae que excluye a los tetanuros basales *Piatnitzkysaurus* y “*Szechuanosaurus*” *zigongensis*, comparte un pedúnculo púbico más desarrollado craneocaudalmente que lateromedialmente, y un pedúnculo isquiático menor que el púbico y con la superficie articular muy reducida. Mientras que el proceso preacetabular significativamente más corto que el postacetabular, el pedúnculo púbico menos de dos veces más largo craneocaudalmente que ancho lateromedialmente y el margen craneal del pedúnculo púbico recto indican que no se trata de un coelurosaurio. La ausencia de fosa preacetabular para la inserción del *M. cuppedicus* lo excluye del clado Avetheropoda *sensu* Holtz, 1998.

Sin embargo, este terópodo posee otros caracteres que dificultan fijar su posición filogenética. Así, la presencia de un ensanchamiento distal de la *brevis fossa* se ha considerado como una sinapomorfía de Coelophysoidea (Holtz, 1998), aunque también está presente en formas derivadas de tetanuros como los ornitomimosaurios (Rauhut, 2003). De manera similar, la faceta articular del pedúnculo púbico posee una curvatura que la divide en dos, carácter que aparece en el ornitomimosaurio *Archaeornithomimus* y en terópodos primitivos como *Coelophysus*, *Liliensternus* o *Syntarsus*.

La cresta supracetabular del ilion surge de la zona lateromedial del pedúnculo púbico. Este es un carácter compartido con *Gasosaurus constructus*, un terópodo de afinidades inciertas del Jurásico Medio de China. Mientras que en la mayoría de terópodos surge de la zona laterodistal de dicho pedúnculo.

En el isquion, la ausencia de muesca ventral entre el proceso obturador y el eje isquiático supone una reversión de la sinapomorfía de Neotheropoda. Esta reversión está presente también en *Elaphrosaurus*, *Magnosaurus*, *Torvosaurus* y en los coelurosaurios.

El final distal del isquion, con una expansión cuya longitud craneocaudal es menor que el doble de la longitud craneocaudal del resto del eje isquiático, lo distingue de terópodos en los que el isquion termina estrechándose como los tiranosáuridos, dromeosáuridos y oviraptosáuridos, y de terópodos en los que forma un “pie” como “S.” *zigongensis*, *Ceratosaurus*, *Elaphrosaurus*, abelisáuridos o sinraptóridos.

Gracias a las fracturas que presentan ambos íliones, se puede observar que su interior tiene una serie de cavidades internas divididas entre sí por una serie de tabiques óseos. En la zona ventrocraneal del proceso postacetabular, entre el pedúnculo isquiático y la *brevis fossa*, existe, en ambos íliones, un foramen de unos 0,5mm de luz que comunica con estas cavidades internas. La presencia de cavidades internas en el ilion sólo ha sido descrita en terópodos no avianos en *Pianitzkysaurus floresi* (Bonaparte, 1986), aunque en éste, los forámenes se encuentran en distinta posición. Britt (1997) asigna a los forámenes de *P. floresi* una función nutricia debido al pequeño tamaño de los mismos. Aunque la presencia de cavidades internas y de forámenes que comuniquen con ellas son caracteres indicativos de neumaticidad, el tamaño de los forámenes de los íliones de Sant Mateu dificulta su asignación a una función nutricia o neumática.

En definitiva, el terópodo de Sant Mateu presenta una combinación de caracteres no descrita hasta el momento, por lo que representa un nuevo taxón que está en proceso de descripción. Se trata de un Tetanurae no Avetheropoda y, probablemente, se encuentre encuadrado en el clado Spinosauroida.

Referencias

- Bonaparte, J.F. 1986. Les dinosaures (Carnosaures, Allosauridés, Sauropodes, Cétiosauridés) du Jurassique moyen de Cerro Cándor (Chubut, Argentina). *Annales de Paléontologie*, **72**, 247-289
- Britt, B.B. 1997. Postcranial Pneumaticity. In: *Encyclopedia of Dinosaurs* (Eds. P. J. Currie & K. Padian), Academic Press, 590-593
- Gámez, D., Paciotti, P., Colombo, F. & Salas, R. 2003. La Formación Arcillas de Morella (Aptiense Inferior), Cadena Ibérica oriental (España): caracterización sedimentológica. *Geogaceta*, **34**, 191-194.
- Gasulla, J.M., Ortega, F., Escaso, F. & Sanz, J.L. 2006. Diversidad de terópodos del Cretácico Inferior (Fm. Arcillas de Morella, Aptiense) en los yacimientos del Mas de la Parreta (Morella, Castellón). In: *XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología* (Ed. E. Fernández-Martínez), León, 124-125.
- Holtz, T.R., Jr. 1998. A new phylogeny of the carnivorous dinosaurs. *Gaia. Aspects of Theropod Paleobiology*, **15**, 5-61.
- Pérez-Moreno, B., Sanz, J.L., Buscalioni, A.D., Moratalla, J.J., Ortega, F. & Rasskin-Gutman, D. 1994. A unique multitoothed ornithomimosaur dinosaur from the Lower Cretaceous of Spain. *Nature*, **370**, 363-367.
- Rauhut, O.W.M. 2003. The interrelationships and evolution of basal theropod dinosaurs. *Special Papers in Palaeontology*, **69**, 1-213.
- Santafé, J.V., Casanovas, M.L., Sanz, J.L. & Calzada, S. 1982. *Geología y paleontología (Dinosaurios) de las Capas Rojas de Morella (Castellón, España)*. Ed. Diputación Provincial de Castellón y Diputación de Barcelona, Castellón y Barcelona, 169 pp.

Evolución y futuro en la conservación del Patrimonio Geológico-Paleontológico de la Región de Murcia

Guillén-Mondéjar, F. y del Ramo, A.

Grupo de Investigación de Geología. Dpto. de Química Agrícola, Geología y Edafología, Facultad de Químicas, Universidad de Murcia, Campus de Espinardo, 30100 Murcia; mondejar@um.es.

En los años 90, miembros del grupo de Investigación de Geología de la Universidad de Murcia dieron la alarma sobre el espectacular deterioro que estaba sufriendo el Patrimonio Geológico regional y el Paleontológico en particular; ante administraciones, foros científicos, medios de comunicación y sociedad en general (Arana *et al.*, 1999; del Ramo *et al.*, 1999). Entre las múltiples causas de este hecho destacaban: la inexistencia de una legislación regional adecuada, la no aplicación de la legislación nacional, el desconocimiento o desinterés de las administraciones regionales por el mismo, la no contemplación de la vertiente geológica en los estudios de impacto ambiental y sobre todo la escasa sensibilización social sobre esta vertiente del Patrimonio Natural y Cultural.

Todo ello generó que la conservación de este patrimonio no fuese tenida en cuenta en diversas actividades: económicas (roturaciones de terrenos, construcciones de urbanizaciones e infraestructuras, explotaciones de georrecursos naturales, etc.), científicas, donde no se regulaba el depósito de los bienes muebles de los yacimientos geológicos, e ilícitas, como el expolio de yacimientos paleontológicos por coleccionistas y comerciantes de fósiles. Es esta última una de las actividades que mayor daño ha generado al Patrimonio Paleontológico de la Región de Murcia.

La Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España en su V Reunión Científica, celebrada en el 2001 en Molina de Segura (Murcia), preocupada por este alarmante deterioro, realizó el “*Manifiesto por la conservación, divulgación y uso del Patrimonio Geológico y la Geodiversidad de la Región de Murcia*”. Pero este fenómeno no es único en España, sino que supera nuestras fronteras, lo que ha llevado a que el Comité de Ministros del Consejo de Europa, en su reunión de 5 de mayo de 2004, hiciese una recomendación a los países miembros: “*Rec(2004)3 sobre conservación del Patrimonio Geológico y áreas de especial interés geológico*”.

Desde que se lanzó esta voz de alarma, la conservación del Patrimonio Geológico ha ido mejorando parcialmente. Cabe destacar un avance y un interés notablemente apreciable por el Patrimonio Paleontológico, cuya tutela ha sido amparada por el Servicio de Patrimonio Histórico de la Consejería de Educación y Cultura, siendo reconocido en la nueva ley de Patrimonio Cultural de la región (Ley 4/2007, de 16 de marzo, de Patrimonio Cultural de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia). Además, por parte de la citada Consejería, ya se han realizado una serie de actuaciones que apuestan claramente por la preservación de esta parte de la historia de la vida y del Patrimonio Natural y Cultural. Entre las actuaciones que esta Consejería está llevando a cabo cabría citar las siguientes: la incorporación de personal cualificado en esta rama de la Geología, la progresiva elaboración de la Carta Paleontológica, la futura creación de un Museo de Paleontología y Antropología, el “control” del coleccionismo y comercio de fósiles, la progresiva catalogación y la recuperación de bienes muebles paleontológicos que se encuentran dispersos en otras regiones.

Sin embargo el resto del Patrimonio Geológico regional sigue sin la protección y el amparo de las administraciones competentes en el medio natural. Aunque se han experimentado algunos tenues avances como su precaria inclusión en la estrategia de la

Biodiversidad de la Región de Murcia y su contemplación en algunos parques regionales (del Ramo *et al.*, 2003). Pero se sigue apostando únicamente por la conservación de la vertiente biótica de la Naturaleza. Tanto es así que en el borrador de la futura ley murciana de la Conservación de la Naturaleza y el Paisaje, la geodiversidad y el Patrimonio Geológico no se han querido contemplar. Lugares de Interés Geológico de importancia mundial, como el límite KT, volcanes con rocas ultrapotásicas, estratotipos, etc., hoy día todavía no han sido protegidos con figuras legales adecuadas (Monumento Natural), como ya lo han hecho otras comunidades limítrofes. Y por último, estas administraciones continúan sin poseer geólogos dedicados a la geoconservación que darían un impulso importante en la preservación, uso y gestión del Patrimonio Geológico de forma integral. Es verdad que este defecto se suple parcialmente porque a nivel municipal sí se han llevado a cabo algunas actuaciones loables, como inventarios del Patrimonio Natural y Cultural y la inclusión en los Planes Generales de Ordenación Urbana de Lugares de Interés Geológico.

Por último hay que decir que existe un cierto optimismo, sobre todo porque en la región murciana, y en el resto de España, se constata una creciente sensibilización social por la geodiversidad y su uso (museos, parques geológicos, itinerarios, publicaciones, etc.) en parte gracias a la dedicación de cada vez más profesionales de la Geología a la divulgación (Guillén Mondéjar & del Ramo, 2004) e investigación del Patrimonio Geológico (Romero Sánchez, 2004). Esperemos que este auge geoconservacionista se plasme en todas aquellas iniciativas, actuales y futuras, para la conservación del medio natural. Nos referimos a las leyes nacionales que se están tramitando (Nieto *et al.*, 2006) y que sin duda serán el mejor germen para conservar este legado de la Naturaleza.

Referencias

- Arana, R., Rodríguez-Estrella, T., Mancheño, M.A., Guillén-Mondéjar, F., Ortiz-Silla, R., Fernández-Tapia, M.T. & del Ramo, A. 1999. *El Patrimonio Geológico de la Región de Murcia*. Fundación Séneca, Murcia, 399 pp.
- Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España, 2004. Manifiesto por la conservación divulgación y uso del patrimonio geológico y la geodiversidad de la Región de Murcia. In: *El Patrimonio Geológico: Cultura, Turismo y Medio Ambiente* (Eds. F. Guillén Mondéjar & A. del Ramo Jiménez). Departamento de Geología, Universidad de Murcia, 343-348.
- Committee of Ministers of the Council of Europe, 2004. Recommendation Rec(2004)3 on conservation of the geological heritage and areas of special geological interest. <http://wcm.coe.int/ViewDoc.jsp?id=740629&Lang=e>
- Del Ramo Jiménez, A., Guillén Mondéjar, F., Arana Castillo, R. & Alías Linares, A. 1999. Coleccionismo y Patrimonio Geológico. In: *Actas IV sesión científica de la Sociedad Española para la Defensa del Patrimonio Geológico y Minero*. Escuela Universitaria Politécnica de Belmez., Córdoba, tomo 2, 157-166.
- Del Ramo Jiménez, A., Guillén Mondéjar, F. & Coy Gómez, E. 2003. La Geodiversidad: un componente esencial en las estrategias para la conservación del Medio Natural. Su relación con la Biodiversidad. In: *Patrimonio Geológico y Minero y desarrollo regional*. (Eds. I. Rábano, I. Manteca & C. García). *Cuadernos del Museo Geominero*, 2, 97-106.
- Guillén Mondéjar, F. & Del Ramo Jiménez, A. 2004. Acciones para el desarrollo de la cultura geológica en la sociedad Murciana. In: *Documentos del XIII simposio sobre enseñanza de la geología* (Eds. P. Alfaro, J.M., Andreu, J.C. Cañaveras & A. Yébenes). Instituto de Ciencias de la Educación, Universidad de Alicante, 163-168.
- Nieto, L.M., Pérez Lorente, F., Guillén Mondéjar, F. & Díaz Martínez, E. 2006. Estado actual de la legislación para la Geoconservación en España. *Trabajos de Geología*, 26, 181-195.
- Romero Sánchez, G. 2004. *El Patrimonio Paleontológico de la Región de Murcia*. Tesis doctoral, Universidad de Murcia, 360 pp.

Los primeros yacimientos de huesos e icnitas de dinosaurio de Murcia. Un nuevo patrimonio geológico y cultural.

Guillén-Mondéjar, F.¹, del Ramo, A.¹, Canudo, J.I.², Pérez-Lorente, F.³ y Ruiz-Omeñaca, J.I.^{2,4}

¹ Grupo de Investigación de Geología. Dpto. de Química Agrícola, Geología y Edafología. Facultad de Químicas. Universidad de Murcia. Campus de Espinardo. 30100 Murcia; mondejar@um.es.

² Grupo Aragosaurus. Área y Museo de Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza; jcanudo@unizar.es.

³ Dpto. de Química, Universidad de La Rioja. C/ Madre de Dios, 53. 26006 Logroño; felix.perez@dq.unirioja.es.

⁴ Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), 33328 Colunga; jigruiz@unizar.es.

El primer hallazgo de restos de dinosaurio en Murcia ocurrió en diciembre de 2001, tras una información sobre la existencia de árboles fósiles en una zona favorable para la extracción de arcillas al norte de Yecla. En una prospección de urgencia para ver el valor patrimonial de estos fósiles, miembros de la Universidad de Murcia encontraron, en una cantera de arcilla de la Formación Utrillas, el primer resto óseo de dinosaurio de Murcia (Fig.1). Su estudio en la Universidad de Zaragoza permitió identificarlo como un fragmento de extremo proximal de un metacarpo primero izquierdo de un saurópodo que podría ser un miembro basal del clado Titanosauriformes como *Brachiosaurus*, pero el material es demasiado fragmentario para realizar una determinación precisa (Canudo *et al.*, 2004). Este hallazgo originó la necesidad de realizar una campaña de prospección por el término municipal de Yecla que se ha centrado en aquellos lugares donde afloran rocas del Cretácico inferior, principalmente en las facies Weald y Utrillas.

Los resultados han sido positivos, ya que en el mismo lugar donde apareció el resto fósil que dio lugar a la prospección, en materiales de edad Albiense (Lendínez *et al.*, 1981), aparecieron los primeros yacimientos de icnitas de dinosaurios de Murcia (Fig. 2) cuyo estudio en la Universidad de La Rioja, ha permitido reconocerlas como icnitas de dinosaurios saurópodos (Pérez Lorente *et al.*, 2006). Además de encontrar de forma dispersa y abundante restos de vegetales y algunos coprolitos, se han inventariado dos yacimientos paleontológicos que consideramos de interés para realizar excavaciones y/o estudios de detalle. En ellos aparecen fósiles de crustáceos thalassinideos (fragmentos de periópodos con pinzas), y sobre todo dientes de Osteichthyes, Chondrichthyes y de neosuquios, posiblemente goniofólidos. También hay restos postcraneales de reptiles, incluyendo vértebras (de hasta diez cm de largo) sin identificar por el momento.

Los yacimientos detectados tienen la suficiente relevancia para ser estudiados con detalle y conservados. Es más, la importancia de estos no radica en la cantidad o calidad de los restos paleontológicos, sino en que son los únicos con restos óseos e icnitas de dinosaurio que actualmente se conocen en España de la Formación Utrillas. Sin embargo, la conservación de estos yacimientos es mala pues se han encontrado en antiguas canteras de arcilla, algunas actualmente usadas como vertederos, lo que requiere una actuación urgente para su conservación.

Por último, estos hallazgos y las numerosas zonas del norte de Murcia donde afloran formaciones geológicas que se consideran favorables para encontrar dinosaurios (las facies continentales y transicionales Weald y Utrillas de Moratalla, Calasparra, Jumilla y Yecla), avalan la posible existencia de más Lugares de Interés Geológico con fósiles de vertebrados. Todo ello ha creado la necesidad urgente de realizar nuevas prospecciones detalladas, que abarquen el Cretácico inferior del Prebético externo e interno murciano y

de provincias limítrofes, y que permitan inventariar, conservar y utilizar este rico patrimonio geológico y cultural.

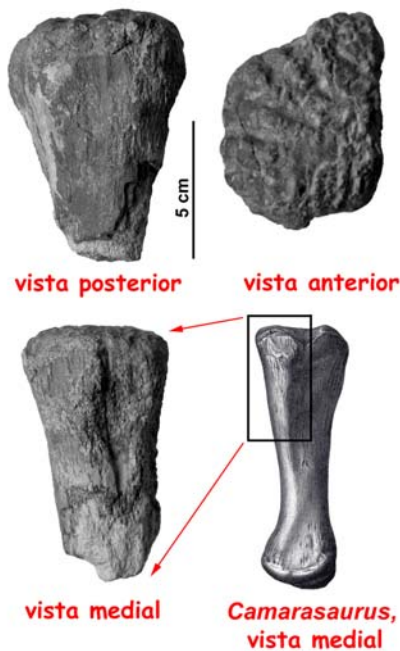


Figura 1. Primer hueso de dinosaurio de Murcia comparado con uno de *Camarasaurus*.

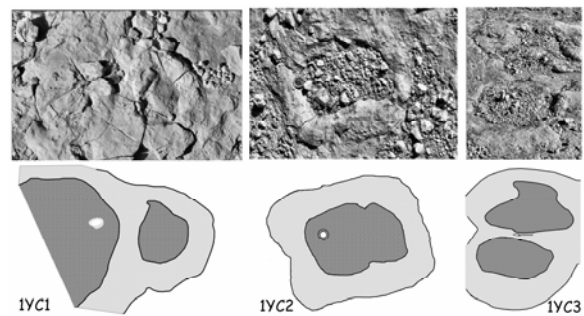


Figura 2. Algunas de las icnitas de saurópodo del yacimiento de la Fuente del Pinar (Yecla).

Agradecimientos

A Carlos Santisteban, de la Univ. de Valencia, por sus comentarios sobre la sedimentología de los afloramientos estudiados. Esta prospección fue subvencionada por la Consejería de Educación y Cultura de Murcia (Dirección General de Cultura, Servicio de Patrimonio Histórico) y la Casa Municipal de Cultura del Ayuntamiento de Yecla.

Referencias

- Canudo, J.I., Ruiz-Omeñaca, J.I., del Ramo, A. & Guillén-Mondéjar, F. 2004. La primera cita de dinosaurio en el Albiense (Cretácico inferior) de Murcia. *Geogaceta*, **35**, 119-122.
- Lendínez González, A., Tena-Dávila Ruíz, M., Bascones Alvira, L., Martín Herrero, D., Almoneda González, S., Pavon Mayoral, J., Granados Granados, L., Goy Goy, A., Gutiérrez, G., Robles, F., Usera, J. & Elízaga Muñoz, E. 1981. *Memoria explicativa de la Hoja 819 (Caudete) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2ª serie, 1ª ed.* IGME, Madrid, 40 pp.
- Pérez-Lorente, F., Guillén-Mondéjar, F. & del Ramo, A. 2006. Primeras icnitas de dinosaurio en Murcia (Albiense de Yecla). *Geogaceta*, **39**, 147-150.

Posibles icnitas de dinosaurios tireóforos graviportales en el Jurásico Inferior (Carixiense) de Marruecos. (Sureste del Alto Atlas Central, Goulmima)

Hadri, M.¹, Pereda-Suberbiola, X.², Boutakiout, M.¹ y Pérez-Lorente, F.³

¹ Faculté des Sciences, Université Mohamed V, Avenue Ibn Batota, Rabat-Agdal, Marruecos; hadri@fsr.ac.ma; boutak@fsr.ac.ma

² Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencia y Tecnología, Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Ap. 644, 48080 Bilbao; xabier.pereda@ehu.es

³ Edificio CT, Universidad de La Rioja, Madre de Dios 53, 26006 Logroño; felix.perez@unirioja.es

En las proximidades de Goulmima (Marruecos) se encontró un yacimiento con huellas de dinosaurio (Hadri, 1997) durante la elaboración de los mapas geológicos a escala 1:100.000. Las prospecciones recientes han llevado al descubrimiento de nuevos yacimientos (Pérez-Lorente *et al.* 2006, y Hadri *et al.* 2007) además del presentado ahora. Todos los yacimientos referidos están en una formación lagunar con emersiones periódicas en un medio supramareal con influencia continental (Formación Arhbalou, Hadri, 1997), compuesta por conglomerados, arcillas, margas y dolomías o calizas dolomíticas. Al yacimiento que se presenta, situado en una capa de caliza dolomítica limosa, se le ha dado el nombre de 7TAO.

En 7TAO hay tres rastrilladas bípedas formadas por 16 huellas, llamadas 7TAO1 (4 icnitas), 7TAO2 (7 icnitas) y 7TAO3 (5 icnitas) de dirección casi paralela y con el mismo sentido de marcha. La superficie de estudio tiene estructuras de desecación de barro deformadas, que dan polígonos elevados en los contornos de las pisadas y rotos en su interior.

Dos de las rastrilladas (7TAO1 y 7TAO2) tienen los caracteres típicos de icnitas ornitópodos graviportales grandes, mientras que 7TAO3 se clasificaría dentro de las terópodos grandes, según Thulborn (1990) y Romero-Molina *et al.* (2003), esta última en el icnogénero *Eubrontes* Hitchcock, 1845.

Mientras que encontrar pisadas terópodos grandes en el Jurásico Inferior no presenta problemas, las icnitas ornitópodos graviportales bípedas sí que los plantean. Los dinosaurios a los que se les atribuyen este tipo de huellas son los iguanodontios, de los que no se conocen restos fósiles en formaciones de esta época. Este mismo problema se presentó en los yacimientos italianos de Lavini di Marco, cuyas huellas se asignaron a un icnopoyeta estegosaurio (Leonardi & Mietto, 2001).

Los caracteres biomórficos y morfométricos de 7TAO1 y TAO2, así como el análisis de los datos filogenéticos, hacen que sólo se puedan asociar a tireóforos que podrían incluir ya a Stegosauria. Esta hipótesis serviría de apoyo a la teoría del bipedismo para, al menos, algunos estegosaurios o tireóforos basales (Gierlinski *et al.*, 2005).

Agradecimientos

Este trabajo se ha hecho gracias al proyecto 111/04/P/M de la Agencia Española de Cooperación Internacional/Marruecos. Agradecemos también a la Fundación Patrimonio Paleontológico de La Rioja la ayuda en material e instalaciones.

Referencias

Gierliński, G., Mossbricker, T. & Sabath, K. 2005. Stegosaurian footprints from the Morrison Formation of Western United States and their implications for other finds. In: *International*

- Symposium on dinosaurs and other vertebrate palaeoichnology. Fumanya (Spain)*, Abstract volume, 28-29.
- Hadri, M. 1997. Carte Géologique du Maroc, 1:100.000. TINEJDAD. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 385 pp.
- Hadri, M., Boutakiout, M. & Pérez-Lorente, F., 2007. Nuevos yacimientos de icnitas de dinosaurios carixienses. Sur del Alto Atlas Central (Goulmima. Marruecos). *Geogaceta*, **41**, en prensa.
- Hitchcock, E. 1845. An attempt to name, classify, and describe, the animals that make the fossil footmarks of New England. *Abstracts of the Proceedings of the 6th Annual Meeting of the Association of the American Geologists and Naturalists*. New Haven, 23-25.
- Leonardi, G. & Mietto, P. 2001. Le piste liassiche di dinosauri dei Lavini di Marco. In: *Dinosauri in Italia* (Eds. G. Leonardi & P. Mietto). Accademia Editoriale, Pisa, 169-245.
- Pérez-Lorente, F., Hadri, M. & Boutakiout, M. 2006. Primeras icnitas de dinosaurio en el Sur del Alto Atlas Central. Carixiense (Formación de Arhbalou. Goulmima. Marruecos). *Geogaceta*, **40**, 159-162.
- Romero-Molina, M. M., Pérez-Lorente, F. & Rivas Carrera, P. 2003a. Análisis de la parataxonomía utilizada con las huellas de dinosaurio. In *Dinosaurios y otros reptiles mesozoicos en España*. (Coord. F. Pérez-Lorente). *Ciencias de la Tierra*, **26**, 13-32.
- Thulborn, T. 1990. *Dinosaur tracks*. Chapman and Hall, Londres, 410 pp.

El yacimiento Hoya de la Sima, Jumilla (Murcia)

Herrero Santos, E.¹, Herrero González, C.¹ y Vilas Minondo, L.²

¹ Museo Municipal, Plaza de la Constitución 3, 30520 Jumilla (Murcia); geologemi@hotmail.com; cayetanoherrero@hotmail.com

² Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas, Departamento de Estratigrafía, 28040 Madrid; vilasl@geo.ucm.es

La Hoya de la Sima se trata de un yacimiento de pisadas fósiles localizadas sobre una antigua cantera de extracción de losas de yesos para usarlas como suelo para porches de casas, bodegas y almazaras de la localidad de Jumilla. Esta cantera estuvo en explotación desde finales del siglo XIX hasta aproximadamente 1959. Ya los canteros comentaban que había algunas capas que presentaban unos “defectos” en forma de pequeñas depresiones en su cara superior, lo que obligaba a colocarlas boca abajo. Algunos de estos huecos tenían un gran parecido con las huellas que deja el ganado sobre el barro. Ya el primer director del museo municipal, Jerónimo Molina, intentó localizarlas sin éxito, pero fue en agosto de 1997 cuando Cayetano Herrero junto con Emilio Herrero y Mariano Ruiz, (Herrero, 1997) localizaron *in situ* unas cuantas pisadas de uno de los numerosos rastros de vertebrados que hoy día se tienen en el yacimiento.

El hallazgo del yacimiento fue comunicado a la Consejería de Cultura de la Región de Murcia y esto dio lugar a una primera investigación geológica de la cantera y su entorno por parte de un equipo formado por miembros de la Universidad de la Rioja y de la Universidad de Murcia, que se plasmó en una publicación (Pérez Lorente *et al.*, 1999), siguiéndose en la actualidad analizando los rastros existentes y la información paleoecológica que proporcionan.

Posteriormente, los responsables del yacimiento se pusieron en contacto con los miembros del equipo de investigación de análisis de cuencas sedimentarias que llevaban trabajando en la región desde 1980 sobre la reconstrucción de la cuenca prebética durante los tiempos cretácicos, pertenecientes al Instituto de Geología Económica (IGE), centro mixto de la Universidad Complutense de Madrid (UCM) y el Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC).

Fruto de estos contactos fue el desarrollo de una estrecha colaboración en el estudio y conservación del yacimiento, entre los investigadores del Museo Municipal de Jumilla y de la Asociación Naturalista “Juncellus”, con su Secretario General D. Roque Martínez Abellán, y con los del equipo del CSIC y UCM.

El yacimiento se encuentra en el Prebético externo, en el límite con el interno dentro del denominado Prebético de Jumilla-Yecla (Vilas *et al.*, 2006).

La zona donde se ubica está cruzada por una importante falla de desgarre (SW-NE), que separa un complejo diapírico, al norte, de una zona con tectónica vertical, al sur, en la que se incluye el yacimiento. Éste, se encuentra en un pequeño “graben” (SE-NW), que lo ha defendido de la erosión pliocena, apoyado sobre las margas del Tortoniense y que tienen un espesor de 60 m. Bajo ellas están las biocalcarenitas del Mioceno medio. Todo ello queda cubierto hacia el norte por materiales terrígenos del Plioceno y éstos, a su vez, por arcillas y abundantes niveles de calcretas del Cuaternario.

Los yesos, bien estratificados, presentan predominantemente dos facies: seleníticos (principalmente en la parte inferior) y yesoarenitas (dominando la parte superior), con estructuras tractivas, formando sucesivas secuencias; en algunas se pueden encontrar niveles estromatolíticos hacia techo. Los yesos presentan una silicificación posterior importante, que rellena las diaclasas verticales y se introduce en las capas más porosas

dando apariencia de intercalaciones sinsedimentarias (Bustillo *et al.*, 2000). En el techo de la cantera hay un nivel más compacto y algo carbonatado en el que resaltan numerosas bioturbaciones verticales cuyo relleno está totalmente silicificado, dando resaltes muy llamativos.

En los estratos que forman la base de la cantera (aproximadamente en la parte media del total de la unidad de los yesos), y con numerosas estructuras de corriente, se han reconocido abundantes rastros de pisadas de vertebrados, descritas por Pérez Lorente *et al.* (1999), y que, interpretadas por Antón (2001), pertenecen a *Hipparion*, las más abundantes, *Tragoportax* (Bóvido) y *Paracamelus* (Camello) (Fig. 1). Todas las huellas parecen indicar que seguían su paso normal y en línea recta. Además de estas pisadas, en las lajas obtenidas de la renovación de bodegas y sótanos de las casas, han aparecido huellas de *Agriotherium* (Oso) y *Machairodus* (Tigre), todas ellas conservadas en el Museo Municipal de Jumilla o en el propio yacimiento.

Como medidas de protección se han llevado a cabo diversas actuaciones que pasaremos a enumerar (Herrero, & Martínez, 2002).

Primero se produjo la compra del terreno por parte del ayuntamiento, el vallado de la zona y la construcción de la nave para protegerlas de las agresiones externas, así como, tras los estudios petrológicos realizados por Mingarro y López para el Ayuntamiento de Jumilla (inédito), se pasó a dar la primera imprimación de “Plurifach”.

Segundo, en esta fase se ha repasado el vallado para arreglar partes deterioradas del mismo y se ha cerrado con acristalamiento aislante toda la zona de la nave, dejando una parte para evitar la condensación. De esta forma se evita que en los días de lluvia y viento las huellas se mojen o se ensucien con el polvo, lo que provocaría abombamiento de la capa y por consiguiente su destrucción. Actualmente se está volviendo a dar otra nueva capa de imprimación y se ha fijado la capa de arriba a la de abajo para evitar el deslizamiento de la capa superior.

Por último se ha realizado el desescombro de la zona interior, retirando la acumulación de estériles generados por la explotación. Para retirarlos se han utilizado máquinas de gran porte, transportándolos en camiones a una zona más próxima a la carretera para tapar multitud de pequeñas calicatas, sin ningún valor geológico o paleontológico, quedando preparado para la instalación de paneles informativos y didácticos.



Fig.1. Icnitas *Paracamelus*

Referencias

- Antón, M., 2001. Paleofauna Yacimiento paleontológico. Pisadas fósiles. Hoya de la Sima. Desplegable. Ayuntamiento de Jumilla.
- Bustillo, M.A., Arias, C.; Vilas, L. 2000. Silicificación y paleokarstificación en depósitos evaporíticos continentales (Hoya de la Sima, Jumilla). *Geotemas*, **1**, 209-212.
- Herrero, C. 1997. Las huellas fósiles de la Hoya de la Sima. *El Picacho*, **93**, 21-22.
- Herrero, C. & Martínez, R. 2002. Yacimiento paleontológico Hoya de la Sima (Jumilla, Murcia). Memoria de actuaciones de estudio y conservación. *Juncellus*, **14**, 17-28.
- Pérez-Lorente, F., Serrano, F., Rodríguez, T., Mancheño, M.A. & Romero, M. 1999. Pisadas fósiles de mamíferos en el Mioceno superior de la Hoya de la Sima (Jumilla, Murcia. España). *Revista Española de Paleontología*, **14**, 257-267.
- Vilas, L., Arias, C., Rozycki, A., Herrero, C. & Martínez-Abellán, R. 2006. El yacimiento de icnitas de vertebrados de La Hoya de la Sima (Mioceno terminal). Jumilla, Murcia. España. *De Re Metallica*, **6-7**, 13-18.

Pectínidos (Pectinidae: Mollusca, Bivalvia) del Plioceno de la provincia de Almería (SE de España)

Jiménez, A.P., Aguirre, J. y Rivas, P.

Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Fuentenueva s/n. Universidad de Granada. 18002 Granada (Spain), and Centro Andaluz de Medio Ambiente, Avda. del Mediterráneo s/n, Parque de las Ciencias, 18071 Granada

Los representantes actuales de la familia Pectinidae constituyen uno de los grupos más diversificados del orden Pectinoidea. Se estima que esta familia contiene unas 300 especies distribuidas en aproximadamente 60 géneros (Waller, 2006). Si bien la taxonomía de los pectínidos a nivel de especies y géneros es aún tema de debate, recientes estudios moleculares y morfológicos (incluyendo análisis de la microestructura de la concha) han llevado al establecimiento de una clasificación filogenética a nivel de subfamilias bastante estable (Matsumoto & Hayami, 2000; Barucca *et al.*, 2004; Saavedra & Peña, 2006; Waller, 2006).

Como grupo, los pectínidos incluyen especies adaptadas a un amplio rango de hábitats y con diferentes modos de vida. Las formas más antiguas atribuidas sin ninguna duda a la familia son del Triásico inferior. Desde su aparición, el grupo muestra un registro fósil continuo hasta la actualidad. La presencia de un esqueleto mayoritariamente calcítico hace que los pectínidos tengan un alto potencial de fosilización. Suelen ser los moluscos mejor representados en las asociaciones de fósiles de medios marinos someros, especialmente durante todo el Cenozoico, lo que les confiere un alto valor bioestratigráfico y paleoecológico.

En los depósitos pliocenos de Almería (SE de España), los pectínidos son los organismos más abundantes en las asociaciones de moluscos de diferentes ambientes de plataforma. Se encuentran dispersos en el sedimento o formando densas concentraciones, tanto en facies de factorías como en niveles de tormentas. Si bien el significado paleoambiental de las asociaciones de pectínidos del Plioceno de la provincia de Almería se ha puesto de manifiesto en diferentes trabajos, tan sólo se ha realizado un estudio taxonómico de los mismos (Méndez-Cecilia, 1971). Por ello, en este trabajo, presentamos una revisión taxonómica de los pectínidos (familia Pectinidae: Mollusca, Bivalvia) del Plioceno que aflora en el Campo de Dalías, Cuenca de Almería-Níjar y Cuenca de Carboneras (provincia de Almería, SE de España). Se ha seguido la clasificación filogenética recientemente propuesta por Waller (2006) para niveles supragenéricos. Se han identificado 22 especies distribuidas en 12 géneros (*Aequipecten*, *Amusium*, *Chlamys*, *Flabellipecten*, *Flexopecten*, *Gigantopecten*, *Hinnites*, *Korobkovia*, *Manupecten*, *Palliolum*, *Pecten* y *Pseudamussium*) y 3 subfamilias (Chalmydinae, Palliolinae y Pectiniinae). Este número de especies es mayor de lo que previamente se había registrado en esta misma área. Así mismo, la clasificación filogenética seguida en este trabajo modifica algunas de las atribuciones genéricas anteriormente usadas.

Referencias

- Barucca, M., Olmo, E., Schiaparelli, S. & Canapa, A. 2004. Molecular phylogeny of the family Pectinidae (Mollusca: Bivalvia) based on mitochondrial 16S and 12S rRNA genes. *Molecular Phylogenetics and Evolution*, **31**, 89-95.
- Matsumoto, M. & Hayami, I. 2000. Phylogenetic analysis of the family Pectinidae (Bivalvia) based on mitochondrial cytochrome C oxidase subunit I. *Journal of Molluscan Studies*, **66**, 477-488.
- Méndez-Cecilia, M. A. 1971. Pectínidos pliocenos de Almería. *Estudios Geológicos*, **27**, 487-495.

- Saavedra, C. & Peña, J.B. 2006. Phylogenetics of American scallops (Bivalvia: Pectinidae) based on partial 16S and 12S ribosomal RNA gene sequences. *Marine Biology*, **150**, 111-119.
- Waller, T.R. 2006. New phylogenies of the Pectinidae (Mollusca: Bivalvia): Reconciling morphological and molecular approaches. In: *Scallops: biology, ecology and aquaculture II* (Ed. S. E. Shumway). Elsevier, Amsterdam, 1-44.

Consideraciones acerca del origen y filogenia de los “ceratolitos” (nanofósiles calcáreos) neógenos

Lancis, C.¹ y Flores, J.A.²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Campus San Vicente del Raspeig s/n, 03690 Alicante; carlos.lancis@ua.es

² Departamento de Geología (Paleontología), Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza del Parque s/n, 37008 Salamanca; flores@usal.es

El término ceratolito deriva del nombre *Ceratolithus* dado por Kamptner en 1950 al género del primer nanolito con forma de herradura, *Ceratolithus cristatus*, descrito en el estudio de sedimentos del Atlántico sur y del Mar Rojo (Kamptner, 1954). Se incluyen en la familia Ceratolithacea Norris, 1965, y forman parte de las asociaciones de nanoflora calcárea desde el Neógeno a la actualidad. La familia comprende varias especies asignables a los géneros: *Amaurolithus* y *Ceratolithus*. Los nanolitos de ambos géneros están constituidos por calcita que cristalográficamente se comporta como un único cristal que, mientras en las especies de *Amaurolithus* presenta una débil o nula birrefringencia con nícoles cruzados, en *Ceratolithus* se observa una birrefringencia fuerte. Dichas diferencias son debidas a la distinta orientación del eje *c* (Gartner & Bukry, 1975).

A pesar de que nanofósiles con una morfología similar son conocidos desde el Albiense, se considera que estas formas Cretácicas, incluidas en los géneros *Ceratolithoides* y *Ceratolithina*, no están relacionadas con los ceratolitos Cenozoicos Bown & Young (1997).

Células vivas de *Ceratolithus cristatus* y *C. telesmus*, han sido observadas por Norris (1965) y Cross *et al.* (2000) entre otros, comprobando que están constituidas por grandes coccosferas en las que los heterococolitos con forma de herradura (*Ceratolithus*) están incluidos en su interior.

Tras la revisión taxonómica del grupo por Gartner & Bukry (1975) se reconocen un total de 14 especies pertenecientes a los géneros *Amaurolithus* y *Ceratolithus*. Aunque los ceratolitos son componentes minoritarios de las asociaciones nanoflorísticas del Mioceno Superior y Plioceno Inferior, se trata de un grupo de un gran interés bioestratigráfico para este periodo de tiempo por lo que ha sido ampliamente utilizado en las biozonaciones estándar.

La filogenia del grupo no está todavía bien comprendida. Gartner (1967) establece que *Triquetrorhabdulus rugosus* sería la forma ancestral de la que derivarían los primeros especímenes del género *Amaurolithus*. Gartner & Bukry (1975) discuten el posible linaje dentro del grupo de los ceratolitos. Consideran a *A. primus* o *A. delicatus* las formas ancestrales.

Lancis (1998) y Raffi *et al.* (1998), proponen un origen polifilético para género *Amaurolithus* a partir de *Triquetrorhabdulus rugosus*. Establecen una primera línea filética, a finales del Tortonense, que conduciría de *T. rugosus* a *A. primus* y de la que derivarían en el Mesiniense *A. delicatus*, *A. tricorniculatus*, *A. ninae* y *A. bizzarus*. Otra línea posterior, que aparece ya dentro del Mesiniense a partir del mismo ancestro, conduciría a *A. amplificus*.

Gartner & Bukry (1975), consideran un origen monofilético para el género *Ceratolithus* a partir *C. acutus* que derivaría de *A. amplificus*. Lancis (1998) comparte esta idea e indica que los primeros especímenes observados de *C. acutus* son formas más frágiles y con menor birrefringencia. Para Raffi *et al.* (1998), en cambio, el género

Ceratolithus también tiene un origen polifilético, generándose en la base del Plioceno, a partir de *Triquetrorhabdulus rugosus*.

Las nuevas observaciones realizadas en secciones continuas durante el Leg 202 del ODP en el Pacífico ecuatorial nos permiten sugerir un origen monofilético del género *Amaurolithus*, en el Tortonense Superior, con la aparición de *A. primus* a partir de *T. rugosus* del que derivarían con posterioridad, el resto de especies del género. La existencia de formas intermedias avala dicha teoría. Además, al igual que Raffi *et al.* (1998) encontramos hacia finales del Mesiniense una serie de morfotipos asignables a diferentes especies del género *Amaurolithus* con distintos grados de birrefringencia, incluidas morfologías que corresponden a *Ceratolithus acutus*. Se observan además formas intermedias de este último y *A. amplificus*/*A. primus*. Interpretamos este hecho como mutaciones puntuales en algunos de los genes que controlan la orientación precisa de los ejes *c* y *a* durante los procesos de biomineralización que sólo recientemente están empezando a ser comprendidos (Nguyen *et al.*, 2005). Esto nos permitiría explicar la variabilidad observada.

Hacia la base del Plioceno encontramos morfotipos de *T. rugosus* que unos presentan birrefringencia y otros no. Los que la presentan muestran colores de polarización intensos, de segundo o tercer orden. Hemos podido observar además formas intermedias *T. rugosus*/*C. acutus* con birrefringencia intensa. Esto nos sugiere que son estas formas las que habría que considerar como los ancestros del género *Ceratolithus* e indicaría la validez de dicho género por tener un origen monofilético. A diferencia de lo que citábamos en el párrafo anterior para el género *Amaurolithus*, en este caso cabe pensar que estamos ante mutaciones de los genes que regulan la expresión de los que controlan los procesos de biomineralización. Por ello la modificación afectaría a todo el conjunto.

Agradecimientos

El presente trabajo se realiza en el marco de los proyectos GV06/093 (Generalitat Valenciana) y CGL2006 10593/BTE (MEC).

Referencias

- Bown, P.R. & Young, J.R. 1997. Mesozoic calcareous nannoplankton classification. *Journal of Nannoplankton Research*, **19**, 21-36.
- Cross, L., Kleijne A., Zeltner, A., Billard, C. & Young, J.R. 2000. New examples of Holococcolith-hetrococcolith combination coccospheres and their implications for coccolithophorid biology. *Marine Micropaleontology*, **39**, 1-34.
- Gartner, S. Jr. 1967. Calcareous Nannofossils from Neogene of Trinidad, Jamaica and Gulf of Mexico. *University of Kansas Paleontological Contributions*, **29**, 1-7.
- Gartner, S. & Bukry, D. 1975. Morphology and phylogeny of the Coccolithophyceae family Ceratolithaceae. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, **3**, 451-465.
- Kamptner, E. 1954. Untersuchungen über den Feinbau der Coccolithen. *Archiv für Protistenkunde*, **100**, 1-90.
- Lancis, C. 1998. *El nanoplancton calcáreo de las cuencas neógenas orientales de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante, 841 pp. (inédita).
- Norris, R.E. 1965. Living cells of *Ceratolithus cristatus* (Coccolithophorineae). *Archiv für Protistenkunde*, **108**, 19-24.
- Nguyen, B., Bowers, R.M., Wahlund, T. M. & Read, B.A. 2005. Suppressive subtractive hybridization of and differences in gene expression content of calcifying and noncalcifying cultures of *Emiliania huxleyi* strain 1516. *Applied and Environmental Microbiology*, **71**, 2564-2575.
- Raffi, I., Backman, J. & Rio, D. 1998. Evolutionary trends of tropical calcareous nannofossils in the late Neogene. *Marine Micropaleontology*, **35**, 17-41.

Las faunas de micromamíferos fósiles de Moli Bernat y la evolución de la cuenca del río Magro (València)

Lázaro-Calatayud, B., Ruiz-Sánchez, F. J. y Santisteban, C.

Departament de Geologia, Facultat de Biologia, Universitat de València, C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot; lacabe@alumni.uv.es

El sector comprendido entre la Sierra Cabrera y la Sierra del Ave (València), es clave para la comprensión de la dinámica alpina del dominio de la Rama Castellano-Valenciana en el Sistema Ibérico. Se halla en el extremo oriental del altiplano de Utiel-Requena y en él afloran materiales que comprenden desde el Cretácico superior hasta el Plioceno. En este intervalo de tiempo se desarrolló una cuenca sedimentaria tipo graben, con orientación E-W, compartida en tres sectores: Rambla de Bosna, al Norte, Rambla de la Horteta, en el centro, y río Magro al Sur. En la Rambla de Bosna predominan sedimentos sintectónicos (Cretácico superior y paleógenos), en relación con el cabalgamiento de Buñol. El sector del río Magro constituye el margen pasivo de la cuenca y presenta un registro sedimentario posttectónico que comprende desde el Mioceno inferior-medio hasta el Plioceno.

Los depósitos del Río Magro se hallan poco tectonizados. Están formados por dos secuencias constituidas por materiales lacustres y palustres separadas por un tramo de conglomerados aluviales. En la secuencia inferior se halla situada la serie del Barranco de Morteral, en la que se ha establecido una zonación local para el Aragoniense inferior y medio, en base a su fauna de roedores fósiles (Ruiz Sánchez *et al.*, 2003). Estos depósitos de la secuencia inferior se presentan en una disposición expansiva, hacia el margen sur de la cuenca, por lo que su techo asciende estratigráficamente en este sentido. El estudio de dos nuevas series (Molí Bernat y río Toros), en el que se han hallado restos de roedores bajo los conglomerados, certifica la migración, hacia el Sur, durante el Aragoniense medio y, posiblemente superior, de los sistemas sedimentarios aluviales y palustres condicionados por el cabalgamiento de Buñol.

En el año 2005 se muestrearon en el sector sur de la cuenca (área de Molí Bernat) una serie de depósitos formados principalmente por margas con alto contenido en materia orgánica. Los resultados de este muestreo han evidenciado la presencia de faunas de micromamíferos fósiles en varios de los niveles muestreados. Un estudio preliminar de estas faunas permite establecer unas listas faunísticas provisionales que, parcialmente, demuestran la afirmación anteriormente realizada sobre la migración hacia el Sur de los sistemas sedimentarios aluviales y palustres.

Hasta el momento, los yacimientos con micromamíferos fósiles de la serie de Molí Bernat son: MB-3, MB-4, MB-7, MB-11, MB-12 y MB-13.

Las listas faunísticas provisionales de estos yacimientos se componen de los siguientes taxones:

MB-3

Megacricetodon aff. *collongensis*

MB-4

Megacricetodon aff. *collongensis*

Fahlbuschia aff. *koenigswaldi*

MB-7

Megacricetodon aff. *collongensis*

Fahlbuschia aff. *koenigswaldi*

Microdyromys sp.

Insectivora indet.

MB-11

Megacricetodon cf. *collongensis*
Fahlbuschia/*Democricetodon* sp.
Microdyromys sp.

MB-12

Megacricetodon sp.
Microdyromys sp.

MB-13

Megacricetodon sp.
 cf. *Fahlbuschia freudenthali*
 cf. *Renzimys* sp.

Estas faunas son comparables a las de los yacimientos de la sección tipo en la cuenca de Calatayud-Teruel de la biozona D del Aragoniense (Daams & Freudenthal, 1988; Freudenthal & Daams, 1988). La presencia en MB-13 de cf. *Fahlbuschia freudenthali* y cf. *Renzimys* sp. parece confirmar una edad Aragoniense medio, zona Dd (Daams *et al.*, 1999), para el yacimiento más moderno de los muestreados hasta el momento en la serie de Molí Bernat.

El registro faunístico más moderno de la serie de Morteral, situada al Norte de la de Molí Bernat, corresponde a la localidad MT-44. Esta localidad junto a MT-41 presentan una fauna característica de la parte inferior de la biozona D del Aragoniense (Ruiz Sánchez, 1999). Estos datos parecen demostrar que el relleno de la cuenca del río Magro va evolucionando hacia el Sur.

Referencias

- Daams, R. & Freudenthal, M. 1988. Cricetidae (Rodentia) from the type Aragonian; the genus *Megacricetodon*. In: *Biostratigraphy and paleoecology of the Neogene micromammalian faunas from the Calatayud-Teruel basin (Spain)* (Ed. M. Freudenthal). *Scripta Geologica*, Special Issue, Leiden, 39-132.
- Daams, R., Van der Meulen, A.J., Álvarez-Sierra, M.A., Peláez-Campomanes, P., Calvo, J.P., Alonso-Zarza, M.A. & Krijgsman, W. 1999. Stratigraphy and sedimentology of the Aragonian (Early to Middle Miocene) in its type area (North-Central Spain). *Newsletter Stratigraphie*, **37**, 103-139.
- Freudenthal, M. & Daams, R. 1988. Cricetidae (Rodentia) from the type-Aragonian; the genera *Democricetodon*, *Fahlbuschia*, *Pseudofahlbuschia* nov. gen., and *Renzimys*. In: *Biostratigraphy and paleoecology of the Neogene micromammalian faunas from the Calatayud-Teruel basin (Spain)* (Ed. M. Freudenthal). *Scripta Geologica*, Special Issue, Leiden, 133-252.
- Ruiz Sánchez, F.J., 1999. *Estudio paleontológico de los roedores fósiles del Mioceno inferior de la cuenca del Río Magro (Valencia)*. Tesis Doctoral, Universidad de Valencia, 395 pp.
- Ruiz-Sánchez, F. J., Santisteban Bové, C. de, & Lacomba Andueza, J.I. 2003. Nuevas faunas de roedores fósiles (Mammalia, Rodentia) del Aragoniense inferior y medio en la serie del Barranco de Morteral (cuenca del Río Magro, prov. de Valencia, España). *Coloquios de Paleontología*, Vol. Ext. **1**, 579-594.

Conodontos del Devónico Medio y Superior de la Guardia d'Àres (Pirineo Central Español)

Liao, J.-C.^{1,2} y Valenzuela-Ríos, J. I.²

¹ Dpto. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais, 2, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid; Jau.Liao@uv.es

² Dpto. de Geología, Universitat de València, C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjasot; Jose.I.Valenzuela@uv.es

En el área de la La Guardia d'Àres se expone un conjunto de rocas carbonáticas con edades comprendidas entre el Devónico Inferior y el Carbonífero. Debido a la complejidad tectónica, una sucesión más o menos continua no puede ser estudiada, sin embargo los diferentes bloques pueden ser datados mediante conodontos. El intervalo estudiado aquí comprende desde la parte más superior del Eifeliense al Frasnense Inferior y pertenece a la Fm. Comabella, que en esta área está compuesta principalmente por wackstones de color claro, con algunos tramos nodulares, y con pocas capas brechoideas, especialmente en la parte más superior. La potencia varía de capas centimétricas a métricas. El objeto de este trabajo es describir la secuencia de conodontos procedentes de 2 secciones (LGA y LGA-I).

En la sección LGA, la secuencia de conodontos estudiada comienza con una asociación de la parte más superior del Eifeliense (capas 175-178a) caracterizada por *Polygnathus angusticostatus*, *Po. angustipennatus*, *Po. ling. linguiformis*, *Po. ling. klapperi*, *Po. pseudofolius*, *Icriodus platyobliquimarginatus*, *Ic. obliquimarginatus* y *Tortodus kockelianus*; todos ellos excepto el último, alcanzan hasta la Biozona de *hemiansatus* o más alto dentro del Givetense Inferior, pero *T. kockelianus* restringe esta asociación al Eifeliense; además, el registro de *Ic. obliquimarginatus* en la capa 178a indicaría una posición más cercana al límite Eifeliense/Givetense. El registro más inferior de *Po. eiflii* en la capa 178b no discrimina entre el Eifeliense y Givetense.

Debido a que las calizas correspondientes a las Biozonas de *rhenanus* y *ansatus* se superponen tectónicamente por encima de las rocas del Eifeliense y a que no hay registro de la Biozona de *hemiansatus* el límite Eifeliense/Givetense no se puede identificar en LGA.

Por encima de las capas de la Biozona *ansatus*, sólo se registran conodontos de, más probablemente, la Biozona de *hermanni*. Dado que el taxón indicativo de esta biozona está ausente, ésta se identifica con la presencia de *Po. limitaris* en la capa 200c y *T. weddigei*, en la capa 201.

La base de la Biozona de *disparilis* se reconoce por la entrada de su taxón índice *Klapperina disparilis* en la capa 214c; *Po. cristatus* se registra también en esta capa. El registro más inferior del *Po. dengleri* en la parte media de la capa 219 apoya la subdivisión de la biozona de *disparilis* en dos partes, inferior y superior.

El límite Givetense/Frasnense se traza 122 cm por encima de la base de la capa 221 con la entrada de *Anyrodella binodosa* que también permite reconocer la Zona MN 1 de Klapper (1988). Se documenta también una secuencia de ancyrodéllidos con *A. pristina*, *A. rotundiloba* y *A. alata*; la entrada de *A. rotundiloba* a techo de la capa 222 marca la base de la Zona MN2 de Klapper (1988).

La sección de menor espesor, LGA-I empieza en torno al límite Givetense/Frasnense. La capa basal "1a" contiene *Skeletognathus norrisi*, que indica la parte más superior del Givetense. El registro de *A. pristina* en la capa "1b" indica el comienzo del Frasnense. La ausencia de *A. rotundiloba* no permite la identificación de la Zona MN2 de Klapper (1988), pero existe una continuidad física en algunas de las capas

de ambas secciones LGA y LGA-I por lo que este límite puede proyectarse aproximadamente en la base de la capa 6.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por DAAD (J.-C.L.) y la Fundación Alexander von Humboldt (J.I.V.-R.) y representa una contribución al PICG-499 “Devonian land-sea interaction: Evolution of Ecosystems and climate” (DEVEC). Agradecemos también a Carlos Martínez, Ladislav Slavik, Dodo Dojen, Peter Königshof, Pirata y Devon por sus ayudas ofrecidas durante las campañas de muestreo.

Referencias

- Klapper, G. 1988. The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. In: *Devonian of the World*. (Eds. N. J. McMillan *et al.*), *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, **14**, 449-468.
- Liao, J.-C. y Valenzuela-Ríos, J.I. 2004. El género *Ancyrodella* en el Frasnense Inferior de los Pirineos Centrales Españoles. In: *XX Jornadas de Paleontología* (Eds. A. Calonge *et al.*), 97-98.

Nuevos datos sobre los microvertebrados (Amphibia, Squamata & Mammalia) del Pleistoceno superior de la Cova del Gegant (Sitges, Barcelona)

López-García, J.M.¹, Blain, H.-A.¹, Cuenca-Bescós, G.² y Galindo-Pellicena, M.A.²

¹ Institut de Paleoecologia Humana i Evolució Social, Universitat Rovira i Virgili, Plaça Imperial Tàrraco 1, 43005 Tarragona; jlopez@prehistoria.urv.cat; hablain@prehistoria.urv.cat

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Área de Paleontología de la Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza; cuencag@unizar.es; marian@aragosaurus.com

La Cova del Gegant se encuentra situada en la “Punta de les Coves”, entre Sitges y Vilanova i la Geltrú, unos 40 km al sur de Barcelona. Esta cavidad se abre directamente al litoral Mediterráneo (inundada en la actualidad). Forma parte del Massif del Garraf en la Serralada Prelitoral Catalana, una cadena montañosa compuesta principalmente por limos y dolomías del Cretácico Inferior. La cueva constituye un importante registro de las primeras ocupaciones humanas en Cataluña. Los materiales arqueológicos y paleontológicos fueron excavados durante las campañas de los años 1974 y 1975, realizadas por la Sección de Ecología del Cuaternario del Instituto Jaime Almera (Viñas & Villalta, 1975). En dicho depósito se diferenciaron cuatro niveles estratigráficos, de los cuales tan sólo los niveles que van del III (más antiguo) al I (más reciente) contienen material arqueo-paleontológico (Viñas & Villalta, 1975; Masriera González, 1975). La interpretación cronológica sobre la estratigrafía del yacimiento, sugiere que la acumulación sedimentaria en dicha cavidad se produjo entre los 128-40 Ka B.P. (Viñas & Villalta, 1975). Recientemente la descripción de una mandíbula de neandertal procedente de este yacimiento por Daura *et al.* (2005) y depositada en la colección del “Arxiu Municipal de Sitges”, ha suscitado un interés nuevo para el estudio de sus restos.

Un total de 225 restos de microvertebrados ha sido identificado en los niveles del Pleistoceno superior de la Cova del Gegant. En el caso de la herpetofauna se trata de una primera determinación. De este modo, se han identificado los anuros *Pelobates cultripes*, *Bufo bufo*, *Bufo calamita* y Ranidae indet., y los escamosos *Timon* cf. *lepidus*, *Malpolon monspessulanus*, *Rhinechis scalaris* y *Vipera* sp. En el caso de los micromamíferos se trata de una revisión del material ya publicado por Viñas & Villalta (1975) y Alcalde (1986), que nos ha permitido realizar algunas modificaciones previas. De ellas, la que suscita mayor interés es que *Iberomys brecciensis* pasa a *Iberomys cabreræ*.

Iberomys cabreræ (topillo de cabreræ) es una especie endémica de la Península Ibérica descendiente del linaje de *Iberomys brecciensis*, que hace su aparición durante el Pleistoceno superior. La cita más antigua conocida hasta el momento del topillo de cabreræ se encuentra en el yacimiento de Camino (Pinilla del Valle, Madrid) con 90.000 años aproximadamente (Laplana & Sevilla, 2006). Ello nos permite acotar la cronología del yacimiento y, sugiere una edad para la ocupación humana de la Cova del Gegant durante finales del Estadio Isotópico 5 y el Estadio Isotópico 4-3 (MIS5 y MIS4-3).

La asociación de microvertebrados identificados sugiere un tipo de medio semiabierto (bosque mediterráneo abierto) con taxones ligados a ambientes forestales (*Apodemus sylvaticus*, *Eliomys quercinus* o *Hystrix* cf. *brachyura vinogradovi*) y de taxones relacionados con medios abiertos (*Terricola dudecimcostatus*, *Microtus arvalis*, *Erinaceus europaeus*, *Crocidura russula*, *Pelobates cultripes* y los escamosos en general). La presencia de *Iberomys cabreræ*, *Microtus agrestis*, *Sorex coronatus-araneus* y *Talpa europaea* denotan unas condiciones húmedas, tanto en el ambiente como en el subsuelo aunque el sapo de espuelas (*P. cultripes*) y la culebra de escalera (*Rh. scalaris*) son

indicadores de ambientes mediterráneos bastante secos. La utilización del “mutual climatic range principle”, para los taxones presentes en los diversos niveles del yacimiento permite inferir datos cuantitativos relativos al clima, el cual era ligeramente más frío que el actual durante la ocupación humana de la cavidad.

Agradecimientos

Agradecemos a Julio Gómez-Alba, conservador del Museu de Geologia de Barcelona, el permitirnos utilizar este material para su estudio. Al Dr. Jordi Agusti (Institut de Paleoecologia Humana, Tarragona) por su ayuda durante la elaboración de este trabajo. Juan Manuel López García es beneficiario de una beca predoctoral (FIC) de la Generalitat de Catalunya, ayuda financiada por el Fondo Social Europeo.

Referencias

- Alcalde, G. 1986. *Les faunes de rongeurs du Pléistocène supérieur et de l'Holocène de Catalogne (Espagne) et leurs significations paléoécologiques et paléoclimatiques*. Diplôme E.P.H.E., Paris, 114 p.
- Daura, J., Sanz, M., Subirá, M.E., Quam, R., Fullola, J.M. & Arsuaga, J.L. 2005. A Neandertal mandible from the Cova del Gegant (Sitges, Barcelona, Spain). *Journal of Human Evolution*, **49**, 56-70.
- Laplana, C. & Sevilla, P. 2006. Nuevos datos sobre los micromamíferos (Roedores, Insectívoros y Quirópteros) del yacimiento de Camino (Pleistoceno Superior, Pinilla del Valle, Madrid). In: *XXII Jornadas de Paleontología. Libro de Resúmenes* (Ed. E. Fernández Martínez). Universidad de León, León, 135-137.
- Masriera González, A. 1975. Observaciones sedimentológicas sobre el depósito cuaternario de la Cova del Gegant (Sitges, Barcelona). *Speleon*, **1**, 35-38.
- Viñas, R. & Villalta, J.F. 1975. El depósito cuaternario de la “Cova del Gegant”. *Speleon*, **1**, 19-33.

Datos preliminares sobre los micromamíferos (Insectívoros, Quirópteros y Roedores) del Musteriense (Pleistoceno superior) de la cueva de la Arbreda (Serinyà, Girona)

López-García, J.M.¹, Cuenca-Bescós, G.², Soler Masferrer, N.³, Soler Subils, J.⁴ y Maroto Genover, J.³

¹ Institut de Paleoecologia Humana i Evolució Social, Universitat Rovira i Virgili, Pl. Imperial Tàrraco 1, 43005 Tarragona; jlopez@prehistoria.urv.cat

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Área de Paleontología de la Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza; cuencag@unizar.es

³ Àrea de Prehistòria, Universitat de Girona, Pl. Ferrater Mora 1, 17071 Girona; narcis.soler@udg.edu; julia.maroto@udg.edu

⁴ Institut für Ur- und Frühgeschichte, Universität Tübingen, Schloss Hohentübingen, 72070 Tübingen; joaquim.soler@gmail.com

La cueva de la Arbreda se encuentra situada en la parte meridional del Paraje de las cuevas del Reclau (Serinyà), entre el margen oeste del Pla d'Usall y el río Serinyadell, a unos 200 m sobre el nivel del mar. El Pla d'Usall forma parte de la cuenca lacustre de Banyoles–Besalú, que está delimitada por relieves eocenos y neógenos, y rellena por materiales pliocuaternarios. La cavidad, un abrigo formado por travertino de cascada y con un cierto grado de karstificación, contiene un depósito sedimentario que va del Musteriense (Pleistoceno superior) al Neolítico (Holoceno) (Soler & Maroto, 1987; Maroto *et al.*, 1996), constituyendo de este modo un importante registro arqueo-paleontológico para el conocimiento de las ocupaciones humanas prehistóricas de Cataluña.

El estudio de los micromamíferos (Insectívoros, Quirópteros y Roedores) de los niveles superiores, nivel A al nivel I, que comprenden la segunda parte del Pleistoceno superior e inicios del Holoceno (c. 40-10 ka BP), se encuentra reflejado en los trabajos de Alcalde (1986, 1987), Galobart *et al.* (1996) y Alcalde & Galobart (2002).

En esta comunicación presentamos los datos preliminares de las campañas de excavación recientes, desde 1999 al 2006. Hasta el momento se ha recuperado un total de 375 restos de micromamíferos, de los cuales 193 han podido ser asignados, a nivel de género o especie, a un taxón determinado. De este modo, se han identificado los insectívoros *Talpa* sp. (topo), los quirópteros *Myotis myotis* (murciélago ratonero grande) y *Myotis myotis-blythi* (murciélago ratonero grande-mediano), y los roedores *Arvicola sapidus* (rata de agua), *Microtus arvalis* (topillo campesino), *Microtus agrestis* (topillo agreste), *M. agrestis-arvalis*, *Chionomys nivalis* (topillo nival), *Terricola duodecimcostatus* (topillo común), *T. tipo pyrenaicus* (topillo pirenaico), *Apodemus sylvaticus* (ratón de bosque) y *Eliomys quercinus* (lirón careto) (Tabla 1).

El estudio preliminar de estos restos nos permite realizar una aproximación paleoecológica previa a esta cavidad y sus proximidades durante los momentos de ocupación musterienenses. La asociación de micromamíferos muestra que la mayoría de las especies identificadas se encuentran relacionadas con medios de tipo semiabierto, tanto por la presencia de especies ligadas a medios forestales (*Apodemus sylvaticus*, *Eliomys quercinus* y *Myotis myotis*) como por la presencia de especies vinculadas a medios abiertos (*Terricola duodecimcostatus*, *Terricola tipo pyrenaicus*, *Microtus agrestis* y *Chionomys nivalis*). Además, la presencia de *Talpa* sp., *Arvicola sapidus*, *Microtus agrestis*, *Microtus arvalis* y *Chionomys nivalis* indicaría un cierto grado de humedad, tanto en el subsuelo como puntualmente en el ambiente.

Cultura	Musteriense																				
Edad Ka B.P.	39,9± 0.6																				
Nivel	I																				
Unidad Estratigráfica	BE 118	BE 119	BE 120	BE 121	BE 121	BE 122	BE 123	BE 124	BE 125	BE 126	BE 127	BE 128	BE 133	BE 135	BE 137	BE 139bis	BE 140	BE 142bis	BE 144	BE 144bis	BE 145bis
<i>A.sapidus</i>	x				x				x		x										
<i>M.arvalis</i>	x					x															
<i>M.agrestis</i>	x	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x						x	x		
<i>M.agrestis-arvalis</i>			x	x					x	x											
<i>Chionomys nivalis</i>					x																
<i>T.duodecimcostatus</i>							x	x													
<i>T.type pyrenaicus</i>			x																		
<i>A.sylvaticus</i>		x		x	x	x	x	x		x											
<i>E.querinus</i>		x		x			x	x	x												
<i>Talpa</i> sp.								x	x												
<i>M.myotis</i>	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>M.myotis-blythi</i>	x	x	x	x		x															

Tabla 1. Presencia de las diversas especies de insectívoros, quirópteros y roedores de los niveles y unidades estratigráficas musterienses de la cueva de la Arbreda.

Agradecimientos

J.M. López García disfruta de una beca predoctoral (FIC) de la Generalitat de Catalunya. Ayuda financiada por el Fondo Social Europeo. G. Cuenca-Bescós disfruta de una Beca de Movilidad S. Madariaga en NM, USA. J. Soler es becario postdoctoral de investigación del Ministerio de Educación y Ciencia. Proyectos PO BOS 2003-8938, DGI CGL 2006-13532-C03-01-02, HUM2004-04679, BHA2002-02342. La excavación de la cueva de la Arbreda está financiada por el Departament de Cultura de la Generalitat de Catalunya.

Referencias

- Alcalde, G. 1986. *Les faunes de rongeurs du Pléistocène supérieur et de l'Holocène de Catalogne (Espagne) et leurs significations paléoécologiques et paléoclimatiques*. Diplôme E.P.H.E., Paris, 114 p.
- Alcalde, G. 1987. Els rosegadors del Paleolític superior de la Cova de l'Arbreda (Serinyà, Catalunya). Significació paleoecològica i paleoclimàtica. *Cypsela* 6, Girona, 89-91.
- Alcalde, G. & Galobart, A. 2002. Els petits mamífers del plistocè superior. In: *Els vertebrats fòssils del Pla de l'Estany*. (Eds. J. Maroto, S. Ramió & A. Galobart), Quaderns del Centre d'Estudis Comarcals, Banyoles, 141-154.
- Galobart, A., Maroto, J. & Ros, X. 1996. Las faunas cuaternarias de mamíferos de la cuenca de Banyoles-Besalú (Girona). *Revista Española de Paleontología* (Núm. Extraordinario), 248-255.
- Maroto, J., Soler, N. & Fullola, J.M. 1996. Cultural Change between Middle and Upper Palaeolithic in Catalonia. In: *The Last Neandertals, the First Anatomically Modern Humans: A Tale about the Human Diversity. Cultural Change and Human Evolution: The crisis at 40 Ka BP*. (Eds. E. Carbonell & M. Vaquero), Capellades, 219-250.
- Soler, N & Maroto, J. 1987. L'estratigrafia de la cova de l'Arbreda (Serinyà, Girona). *Cypsela*, 6, 53-66.

El registro de los Castoridae (Rodentia, Mammalia) del Aragoniense y Vallesiense (Mioceno Medio y Superior) de las cuencas centrales españolas.

López Guerrero, P.¹, Oliver Pérez, A.¹, Álvarez Sierra, M.A.², García Paredes, I.¹ y Peláez-Campomanes, P.¹

¹ Museo Nacional de Ciencias Naturales, José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid; mcnp1832@mncn.csic.es, mcnao831@mncn.csic.es; isgarpa@mncn.csic.es; mcnp177@mncn.csic.es

² Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais, 28040 Madrid; masierra@geo.ucm.es

Los castores representan un grupo importante de micromamíferos de gran talla, ya que han sido utilizados habitualmente como indicadores paleoambientales. En general, su presencia se ha asociado a la existencia de cursos de agua permanentes y, por tanto, son indicadores de condiciones de humedad relativamente elevada y de existencia de vegetación ripícola desarrollada (Meulen & Daams, 1992; Daams *et al.*, 1999). Actualmente, dentro de la familia Castoridae se reconocen seis géneros presentes en el Mioceno europeo (Hugueney, 1999): *Steneofiber*, *Chalicomys*, *Trogontherium* (*Euroxenomys*), *Anchitheriomys*, *Dipoides* y *Eucastor* (*Schreuderia*). En España, durante el Aragoniense y el Vallesiense, se han citado tres de estos géneros: *Chalicomys*, *Trogontherium* (*Euroxenomys*) y *Eucastor* (*Schreuderia*).

En este trabajo se realiza el estudio del material de la familia Castoridae del Aragoniense y Vallesiense de las cuencas de Calatayud-Daroca, Madrid y Duero. El periodo estudiado es muy importante, ya que representa la nueva aparición de la familia Castoridae en España después de un intervalo de casi seis millones de años sin registro. Este hecho supone una clara diferencia respecto a lo que ocurre en Francia y Centro-Europa, dónde la distribución de la familia es continua durante todo el Mioceno (Hugueney, 1999).

En España este grupo aparece en el registro durante parte del Mioceno Inferior (MN1-MN3) y no vuelve a estar presente hasta la zona MN7/8 (Daams *et al.*, 1988; Daams *et al.*, 1999). La ausencia de castores durante la mayor parte del Aragoniense español, probablemente se debe a la existencia de condiciones paleoambientales poco favorables al establecimiento de representantes del grupo. Durante las zonas MN4 y MN5 se detecta una marcada tendencia hacia condiciones de mayor aridez en las Cuencas centrales de la Península Ibérica, tendencia que no comienza a invertirse hasta la zona MN6 (Daams *et al.*, 1999; Alcalá *et al.*, 2000). No obstante, las condiciones de humedad necesarias para el establecimiento de poblaciones de castores no se consiguen hasta bien entrada la zona MN7/8, ya que la primera aparición de este grupo se produce en los yacimientos de Simancas 2 en la Cuenca del Duero (López Martínez *et al.*, 1986) y en Toril 3 en la Cuenca de Calatayud-Daroca (Álvarez Sierra *et al.*, 2003). Sin embargo, en la Cuenca de Madrid el primer registro de castores no se produce hasta el Vallesiense Superior (MN10) en el yacimiento del Cerro de los Batallones (Morales *et al.*, 2004).

A pesar de la relevancia paleoecológica y biocronológica de la familia Castoridae, sus representantes en la Península Ibérica no han sido objeto de estudios exhaustivos, por lo que la información disponible sobre este grupo es muy reducida en comparación con otras familias de roedores. Por tanto, el estudio del material de castores recolectado recientemente, así como del ya citado en la bibliografía, es de suma importancia para poder ampliar el conocimiento de esta interesante familia.

Agradecimientos

Queremos expresar nuestro agradecimiento a todas las personas que han colaborado en las excavaciones y en el tratamiento de las muestras en el campo. Este trabajo ha sido financiado parcialmente por los proyectos CGL2004-02094/BTE, CGL 2005-03900/BTE y por el grupo de investigación CAM-UCM 910607.

Referencias

- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A., Álvarez-Sierra, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J., Dam, J. van, Garcés, M., Krijgsman, W., Meulen, A. J. van der, Peláez-Campomanes, P., Pérez-González, A., Sánchez Moral, S., Sancho, R. & Sanz Rubio, E. 2000. El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el neógeno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **13**, 323-343.
- Álvarez Sierra, M.A., Calvo, J.P., Morales, J., Alonso-Zarza, A., Azanza, B., García Paredes, I., Hernández Fernández, M., Meulen, A. J. van der, Peláez-Campomanes, P., Quiralte, V., Salesa, M.J., Sánchez, I.M. & Soria, D. 2003. El tránsito Aragoniense-Vallesiense en el área de Daroca-Nombrevilla (Zaragoza, España). *Coloquios de Paleontología* Vol. Extr. **1**, 25-33.
- Daams, R., Freudenthal, M. & Meulen, A. J. van der. 1988. Ecostratigraphy of micromammal faunas from the Neogene of Spain. *Scripta Geologica*, Spec. Issue **1**, 287-302.
- Daams, R., Meulen, A. J. van der, Peláez-Campomanes, P. & Álvarez-Sierra M.A. 1999. Trends in rodent assemblages from the Aragonian (Early Middle Miocene) of the Calatayud-Daroca Basin (Aragón, Spain). In: *Hominoid Evolution and Climate Change in Europe. 1 The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe*. (Eds. J. Agustí, L. Rook, & P. Andrews). Cambridge University Press, 127-139.
- Hugueney, M. 1999. Family Castoridae. In: *Land Mammals of Europe*. (Eds. G. E. Rössner & K. Heissig). Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 281-300.
- López Martínez, N., García-Moreno, E. & Álvarez-Sierra, M.A. 1986. Paleontología y bioestratigrafía (micromamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensia*, **22**, 191-212.
- Meulen, A. J. van der & Daams, R. 1992. Evolution of Early-Middle Miocene rodent faunas in relation to long-term palaeoenvironment changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **93**, 227-253.
- Morales, J., Alcalá, L., Álvarez-Sierra, M.A., Antón, M., Azanza, B., Calvo, J.P., Carrasco, P., Fraile, S., García Paredes, I., Gómez, E., Hernández Fernández, M., Merino, L., Meulen, A.J. van der, Martín Escorza, C., Montoya, P., Nieto, M., Peigné, S., Pérez, B., Peláez-Campomanes, P., Pozo, M., Quiralte, V., Salesa, M.J., Sánchez, I.M. Sánchez Marco, A., Silva, P.G., Soria, D. & Turner, A. 2004. Paleontología del sistema de yacimientos de mamíferos miocenos del Cerro de los Batallones, Cuenca de Madrid. *Geogaceta*, **35**, 139-142.

Revisión histórica de la preparación de materiales paleontológicos

Marín, D., Suñer, M., Crespo-Roures, V.D. y Gascó, F.

Departament de Geologia, Àrea de Paleontologia, Universitat de València. Doctor Moliner, 50. 46100 Burjassot, Valencia; marinmon@uv.es.

La preparación de los materiales paleontológicos comienza con la recuperación de los fósiles en el campo y es necesaria tanto para revelar los rasgos de los ejemplares fósiles, como para conservar dichos rasgos y evitar su deterioro posterior a la extracción de la matriz sedimentaria. En paleontología, el término preparación hace referencia al conjunto de tratamientos que recibe el fósil, encaminados a su estudio.

Dada la variedad de grupos fósiles que aparece en el registro fósil, se han desarrollado técnicas muy diversas y específicas para cada uno de ellos. Así, por ejemplo, los tratamientos que se aplican sobre ejemplares de macromamíferos, son muy diferentes de los de los foraminíferos, o los que reciben las icnitas de vertebrados o los fósiles en ámbar. Por ello, para abordar tareas de preparación es necesario conocer la composición y estructura del fósil a tratar, así como la sedimentología del material que lo rodea.

Los últimos avances tecnológicos han permitido el impulso de nuevas líneas de investigación en el ámbito de la paleontología (análisis de ADN, estudios histológicos, etc.) Por ello, la metodología de preparación ha debido ir adecuándose a las necesidades de los estudios científicos del momento.

En este trabajo se realiza una revisión de los tratamientos, utensilios y productos empleados en la recuperación y preparación de fósiles a lo largo de la historia. Estos materiales casi nunca han sido específicamente estudiados y diseñados para fines paleontológicos, por lo que han sido adaptados para ser utilizados en este campo.

El desarrollo de herramientas mecánicas a partir de los años 60, tales como abrasímetros (Stucker, 1961), ultrasonidos (Macadie, 1967) y percutores (Jones, 1969) facilitaron las tareas de limpieza y permitieron trabajar con mayor precisión. Desde la década de 1940, el empleo de las resinas sintéticas, como consolidantes y adhesivos, ha sido generalizado (Howie, 1995), sustituyendo paulatinamente el uso de derivados orgánicos. En cuanto a los métodos químicos, no empiezan a utilizarse hasta finales de los años 30. Los resultados de los primeros experimentos realizados con diversos ácidos para el tratamiento de los fósiles, fueron publicados por Toombs (1948).

Actualmente, la preparación de un fósil está estrechamente ligada con los estudios que se pretenden llevar a cabo. Por tanto, se debe tener presente que algunos tratamientos comúnmente empleados pueden alterar la información del fósil al modificar sus propiedades físicas y químicas, por lo que se deben realizar en base a criterios científicos.

Referencias

- Howie F. M., 1995. Development of treatments. In: *The care and conservation of Palaeontological Material*, (Coord: Chris Collins) Butterworth-Heinemann, Londres, 1-4.
- Jones, M.D. 1969. A pneumatic power tool for the palaeontologist. *Museum Assistant Group*, Newsletter, March, 1-10
- Macadie, C.I. 1967. Ultra-sonic probes in palaeontology. *Journal of Linnean Society*, **47**, 251-253.
- Stucker, G. 1961. Salvaging fossils by jet. *Curator*, **IV**, 332-340.
- Toombs, H. 1948. The use of acetic acid in the development of vertebrate fossils. *Museums Journal*, **48**, 54-55.

Triassic *Lingularia* (Brachiopoda) from Moya, Cuenca (SE Iberian Ranges, Spain)

Márquez-Aliaga, A.¹, Emig, C. C.² and López-Gómez, J.³

¹ Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva y Departamento de Geología, Universidad de Valencia, C/ Dr. Moliner 50, E-46100 Burjasot, Valencia; ana.marquez@uv.es

² BrachNet, 20, rue Chaix, F-13007 Marseille; emig@free.fr

³ Instituto de Geología Económica CSIC, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, E-28040 Madrid; jlopez@geo.ucm.es

In Spain, during the marine transgression of the Middle Triassic several lingulide populations in the SE portion of the Iberian Ranges (the western part of the Sephardic Province, southern Tethys Realm) were fossilized. Under various names lingulides of this age have been described from a number of localities in the provinces of Valencia, Cuenca, Teruel, Guadalajara, Zaragoza, Balearic, Cadiz (see Márquez-Aliaga *et al.*, 1999). Records of “*Lingula*” in the Iberian Range are plentiful. Most are located in the uppermost part of the Muschelkalk facies, a very shallow marine or brackish environment. In Jalance (Valencia province) and Henarejos (Cuenca province) these specimens have been identified as *Lingularia* cf. *smirnovae* by Márquez-Aliaga *et al.* (1999), and those recently recorded in Moya (Cuenca province) seem to be identical.

This locality is near the village of Moya where Triassic sediments crop out. The exposures in this area are constituted by three facies that broadly correspond to the classic tripartite subdivision of Buntsandstein, Muschelkalk and Keuper. The Buntsandstein is represented by the Cañizar Formation, a fluvial unit dated as Anisian in its uppermost part. The transgressive Muschelkalk facies is represented by two dolomite units, the Landete and the Cañete Formations, respectively Anisian and Ladinian in age, separated by the marly and clayey Mas Formation. The lingulide-rich level occurs in the Cañete Formation.

The Iberian Ranges are NW-SE trending linear structures formed during Alpine orogenies in a basin that originated during the Early Permian, as one of a series of rift basins in Western Europe developed during the rupture of Pangaea. An analysis of the palaeogeographical distribution of *Lingularia* in the Paleo- and Neotethys in relation to the northward movement of Cimmerian terranes is included

The morphology of the lingulide brachiopods from the Moya site is similar to that of specimens previously described in Jalance and Henarejos by Márquez-Aliaga *et al.* (1999), and thus the Moya lingulides are also assigned to *Lingularia*. Among the large number of specimens collected one has been fossilized with its pedicle, an exceptional occurrence in fossil lingulids (Fig. 1).

From a taphonomic point of view, the lingulides occur as free-lying discrete valves, without directional orientation. They have been interpreted as a fossil assemblage of an autochthonous population, with well preserved original phosphatic shells, however in some cases only moulds of the valves remain. A few specimens show internal anatomical scars. Many valves are deformed, mainly along the midline: such features cannot be interpreted as characteristics of the shell because they were caused by fossil diagenetic processes due to very rapid desiccation and heating. A mass mortality of the lingulide population probably occurred during a very drastic drop to a salinity to less than 20 psu, presumably in very shallow water. During the rapid putrefaction of the soft body accelerated by osmotic changes, individuals were released from the burrow. Then the dorsal valve became separated from the ventral valve (Fig. 1) while the pedicle and body parts were still

attached to the ventral valve. This latter valve at some later time was removed as well. The final step of fossilization of the lingulide layers took place under non marine conditions.

The taphonomic environments in the Moya area were probably different from and more drastic than involved in the preservation of lingulides at Jalance and Henajeros.



Figure 1. Pedicle attached to the ventral valve of a *Lingularia* specimen.

Acknowledgments

We are most grateful to Nestor J. Sander ((Modesto, California, USA) for comments on and improvements in the English of the earlier version.

References

- Arche, A. & López-Gómez, J. 2005. Sudden changes in fluvial style across the Permian–Triassic boundary in the eastern Iberian Ranges, Spain: Analysis of possible causes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **229**, 104-126.
- Márquez-Aliaga, A., Emig, C.C. & Brito, J.M. 1999. Triassic lingulide brachiopods from the Iberian Range (Spain). *Geobios*, **32**, 815-821.

Inferencias paleoecológicas en la familia Amphicyonidae (Mammalia, Carnivora): una aproximación craneométrica

Martín Serra, A., Figueirido, B. Torregrosa, V., Palmqvist, P. y Pérez Claros, J.A.

Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campus de Teatinos 29071 Málaga; almarse@hotmail.com; ficas@uv.es; torregrosa@uma.es; ppb@uma.es; johnny@uma.es

En este trabajo se ha caracterizado, mediante el ajuste de series de Fourier, el contorno del cráneo en norma superior de un conjunto de especímenes ($N = 211$) de diversas especies de carnívoros actuales ($N = 34$) pertenecientes a las familias Hyaenidae, Canidae, Felidae y Ursidae. Se ha realizado un análisis morfométrico comparativo para intentar comprender las posibles adaptaciones ecológicas inferibles del análisis de la arquitectura craneana de la familia Amphicyonidae.

Los anficiónidos son una familia de carnívoros extintos cuyo rango de distribución abarca desde finales del Eoceno hasta principios del Mioceno (Hunt, 2002). Su diseño morfológico es exclusivo dentro del orden Carnivora, pues muestran ciertas características compartidas con los representantes de otras familias de fisípedos, como Ursidae (vg., condición plantígrada y porciones distales de las extremidades acortadas), Canidae (vg., rostro largo y carníceras secodontas) e incluso Felidae (vg., presencia de una cola larga). Esta combinación de caracteres, unida a la ausencia de representantes actuales, ha llevado al debate sobre su posición sistemática desde que se conoce el grupo, aunque los últimos estudios parecen indicar que los anficiónidos podrían estar más relacionados con los úrsidos (Wyss & Flynn, 1993). Todo ello dificulta la distinción entre aquellos caracteres que resultan del legado filogenético particular de esta familia frente a los que representan adaptaciones a un género de vida determinado. El objetivo principal de este trabajo es poner de manifiesto las preferencias tróficas de diversas especies de anficiónidos, para lo que el análisis del contorno de los cráneos en norma superior se ha revelado como una herramienta sumamente resolutive, a tenor de los resultados obtenidos en trabajos previos (Martín Serra *et al.*, 2006).

La caracterización morfométrica se ha realizado usando el análisis de Fourier sobre fotografías de los cráneos de las especies actuales y extintas en norma dorsal. Con estos fines se procedió a digitalizar los contornos usando el programa CorelPhoto-Paint, introduciendo posteriormente los ficheros de coordenadas en un programa desarrollado en lenguaje Basic para efectuar el ajuste de la serie de Fourier. Este análisis permite caracterizar cualquier curva (en nuestro caso cerradas, al tratarse de los contornos craneanos) a partir de la suma de curvas periódicas simples (para más detalles sobre la metodología, véase Martín Serra *et al.*, 2006). Se han usado las amplitudes de los 30 primeros armónicos. La ventaja principal de esta metodología es que permite efectuar un análisis de la forma de los cráneos con independencia de su tamaño, razón por la que se calcularon también como variables la longitud y anchura máximas, el perímetro y el área de las proyecciones de los contornos craneanos.

Los resultados obtenidos revelan que la forma del contorno de los cráneos en las especies de carnívoros actuales se correlaciona con su género de vida (Fig.1), permitiendo discriminar entre fracturadores de huesos, hipercarnívoros y omnívoros. De este modo, se pueden hacer inferencias ecomorfológicas sobre las especies extintas en función de su anatomía craneana. Así, el análisis sugiere que las especies de anficiónidos analizadas podrían encuadrarse en diferentes categorías tróficas, como hipercarnívoros en el caso de *Amphicyon frendens* y *Daphoenodon falkenbachy*, omnívoros en el de *Amphicyon*

galushai, *Pliocyon medius* y las dos especies del género *Daphoenus*, o fracturador de huesos en el de *Ischyrocyon gidleyi*. No obstante, existen algunas especies que ocupan una posición intermedia entre dos categorías en el morfoespacio. Así, *Adilophontes brachykolos* y *Amphicyon ingens* se encuentran entre las nubes de puntos de hipercarnívoros y fracturadores de hueso, aunque están próximos a los especímenes de lobo (*Canis lupus*) y se encuentran al lado de un ejemplar de lobo pintado (*Lycaon pictus*). *Pseudocyon sp.* es clasificado por el análisis discriminante como fracturador de huesos, pero se encuentra próximo a la nube de puntos de los omnívoros, aunque también cerca de algunas hienas manchadas (*Crocuta crocuta*). Estos resultados podrán ser contrastados en el futuro teniendo en cuenta aspectos de la dentición y el esqueleto postcranial.

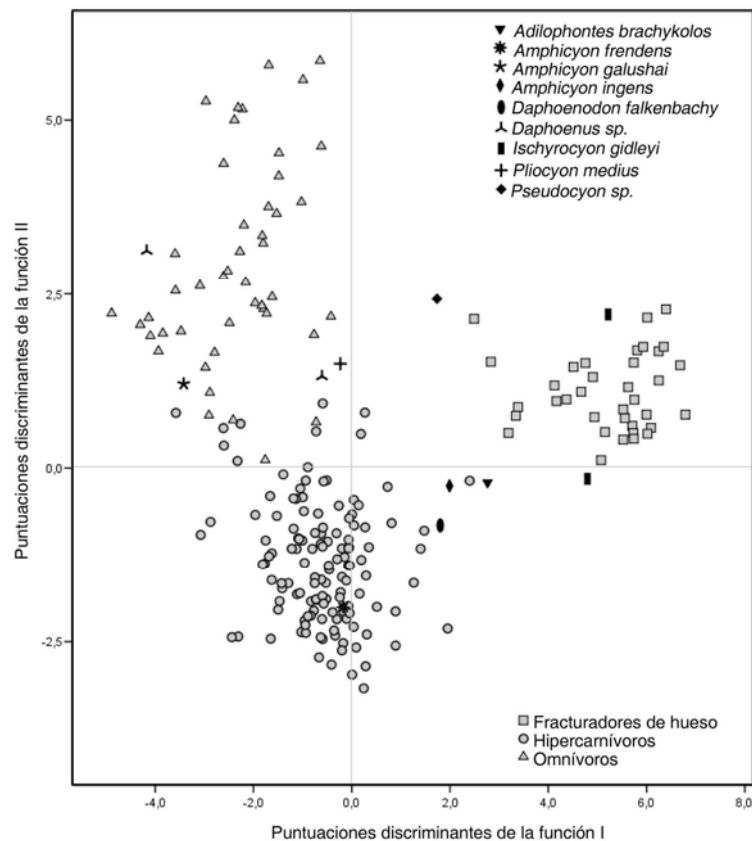


Figura 1. Distribución de las especies analizadas, agrupadas según categoría trófica, en el morfoespacio definido por las puntuaciones discriminantes calculadas a partir de las amplitudes de los 30 primeros armónicos.

Referencias

- Hunt, R.M. Jr. 2002. Intercontinental migration of Neogene amphicyonids (Mammalia, Carnivora): appearance of the Eurasian beardog *Ysengrinia* in North America. *American Museum Novitates*, **3384**, 1-53.
- Martín Serra, A., Torregrosa, V., Figueirido, B., Palmqvist, P. & Pérez-Claros, J.A. 2006. Caracterización morfométrica del contorno de los cráneos de carnívoros mediante el análisis elíptico de Fourier e inferencias paleoecológicas. In: *Resúmenes de las comunicaciones de las XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología (León)*, 59-61.
- Wyss, A.R. & Flynn, J.J. 1993. A phylogenetic analysis and definition of the Carnivora. In: *Mammal Phylogeny: Placentals* (F.S. Szalay, M.J. Novacek, & M.C. McKenna). New York: Springer-Verlag, 32-52.

Corales y poliquetos: Un ejemplo de comensalismo en el Plioceno mediterráneo

Martinell, J. y Domènech, R.

Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona; jmartinell@ub.edu; rosa.domenech@ub.edu

La presencia de corales escleractinios en los sedimentos marinos pliocenos del Mediterráneo occidental es conocida desde el siglo XIX (De Angelis, 1894; Montanaro, 1931). Esta fauna no constituye un elemento característico de tales sedimentos, aunque localmente puede ser significativa.

A la espera de una revisión del grupo en el Plioceno mediterráneo, se han estudiado las trazas bioerosivas observadas sobre escleractinios ahermatípicos solitarios de las principales cuencas del área. En concreto, se dispone de muestras procedentes de las cuencas de Liguria (1), Alpes Marítimos (2), Rosellón (3), Alt Empordà (4), Baix Llobregat (5) y Baix Ebre (6) (en la parte septentrional del Mediterráneo occidental) y de las de Almería-Níjar (7), Vélez-Málaga (8) y Estepona (9) (en la parte más meridional) (Tabla 1). En general, los esqueletos son de pequeño tamaño (entre 1 y 3 cm de alto y hasta 1 cm de ancho son las dimensiones habituales). Algunos ejemplares de *Flabellum* recolectados en las cuencas de la Liguria, Alt Empordà y Estepona superan los 4 cm de altura por 5 de anchura.

Entobia isp. y *Trypanites* isp. son las trazas de bioerosión más usuales detectadas en estos corales, junto con algún pequeño *Oichnus* isp. y esporádicos *Pinaceocladichnus* isp. Junto a estas estructuras, sin embargo, aparece una quinta traza de aspecto meandroide no atribuible a ningún taxón descrito hasta el momento, cuya presencia se ha detectado en esqueletos de 6 de los géneros identificados (Tabla 1).

Esta traza está formada por un surco meandroide de 2-3 mm de anchura y 1-2 de profundidad que corta el esqueleto y dibuja distintos recorridos. El surco recorre más o menos helicoidalmente el esqueleto y lo corta limpiamente, sin evidencias de reacción por parte del huésped. Prácticamente en todos los casos hay 1 solo surco por esqueleto. Se han identificado tres distintos patrones de crecimiento, que constituirán la base para una próxima propuesta sistemática: 1) patrón meandroide, 2) patrón tipo sacacorchos y 3) patrón tipo hierro de marcar. Como el resto de las trazas, no se trata de una estructura abundante, pero si recurrente en todas las cuencas analizadas.

Fage (1936) fue el primero en describir estos surcos en flabélidos actuales, y los atribuyó a la actividad del poliqueto *Lumbrineris flabellicola* (Fage, 1936). Zibrowius *et al.* (1975) observaron estas estructuras en corales solitarios actuales de aguas profundas y en ejemplares neógenos de otras localidades (Marruecos atlántico, por ejemplo). Estos autores constataron que el poliqueto secreta y habita un tubo membranoso y produce un surco sobre el esqueleto coralino. En base a la lenta velocidad de cambio en los poliquetos a lo largo del tiempo, Zibrowius *et al.* (1975) concluyen que la misma asociación actual entre *Lumbrineris* y determinados corales ahermatípicos podría extenderse hasta, como mínimo, el Mioceno.

La relación establecida entre el poliqueto y el coral es claramente simbiótica, obligada y permanente (Zibrowius *et al.*, 1975; Martin & Britayev, 1998). Los estudios sobre material actual (Martin & Britayev, 1998) señalan una relación de comensalismo.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
F. Rhizongiidae									
<i>Cladangia</i>					X				
F. Caryophylliidae									
<i>Caryophyllia</i>				X	X	X	X	X	X
<i>Coenocyathus</i>					X				
<i>Trochocyathus</i>			X	X	X			X	X
<i>Ceratotrochus</i>	X				X			X	X
<i>Aplocyathus</i>					X				X
F. Flabellidae									
<i>Flabellum</i>	X	X	X	X	X		X	X	X
F. Dendrophylliidae									
<i>Dendrophyllia</i>					X				X
<i>Balanophyllia</i>				X	X				
F. Astrocoeniidae									
<i>Astrocoenia</i>					X	X			
F. Pocilloporidae									
<i>Madracis</i>					X				
F. Faviidae									
<i>Cladocora</i>				X	X		X		

Tabla 1. Corales ahermatípicos (solitarios y coloniales) presentes en el Plioceno del Mediterráneo occidental. En sombreado, los taxones que presentan las trazas de bioerosión estudiadas.

Agradecimientos

Nuestro agradecimiento a J. Aguirre, J.M de Gibert, A. Jiménez., M.C. Lozano, M. Pavia, E.C. Southward, J.L. Vera y H. Zibrowius. Ésta es una contribución a los proyectos de investigación BTE2003-01356 (Ministerio de Educación y Ciencia) y “Paleobiología de la cuenca de Estepona” (Junta de Andalucía), y se enmarca en las actividades del Grupo de Investigación “Paleobiología del Neogen Mediterrani” de la Universitat de Barcelona.

Referencias

- De Angelis, J. 1894. Descripción de los antozoos fósiles pliocénicos de Cataluña. In: *Descripción de los terrenos pliocénicos de la cuenca del Bajo Llobregat y Llano de Barcelona* (Ed. J. Almera), Imp. de Hernich, Barcelona, 1-40.
- Fage, L. 1936. Sur l'association d'un annélide polychète “*Lumbriconereis flabellicola*” n.sp. et d'un Madrépore “*Flabellum pavonium distinctum*” E. et H. *Comptes Rendus XII Congrès International de Zoologie*, 941-945.
- Martin, D. & Britayev, T.A. 1998. Symbiotic Polychaetes: Review of known species. *Oceanography and Marine Biology*, **36**, 217-340.
- Montanaro, E. 1931. Coralli pliocenici dell'Emilia, *Palaeontografia Italica*, **31**, 63-91.
- Zibrowius, H., Southward, E.C. & Day, J.H., 1975. Various cnidarians, with notes on its Recent and fossil scleractinian hosts. *Journal of the Marine Biology Association, U.K.*, **55**, 83-108.

La fauna de grandes mamíferos de Fuente Nueva-3 y Barranco León-5: estado de la cuestión

Martínez-Navarro, B.¹, Palmqvist, P.², Madurell, J.³, Ros-Montoya, S.⁴, Espigares, M.P.⁴, Torregrosa, V.², Pérez-Claros, J.A.², Abbazzi, L.⁵, Alberdi, M.T.⁶, Lacomat, F.⁷ y Palombo, M.R.⁸

¹ ICREA, Area de Prehistòria, Universitat Rovira i Virgili-IPHES, Plaça Imperial Tàrraco 1, 43005 Tarragona; bienvenido@icrea.es

² Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. 29071 Málaga; Paul.Palmqvist@uma.es, johnny@uma.es, torregrosa@uma.es

³ Institut de Paleontologia "M. Crusafont", C/ Escola Industrial 23, 08201 Sabadell; jmadurell@hotmail.com

⁴ Museo de Prehistoria y Paleontología de Orce, 18858 Orce, Granada; sergioros@eresmas.com, mrespigares@hotmail.com

⁵ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, via G. La Pira 4, 50121 Firenze, Italia; labbazzi@steno.geo.unifi.it

⁶ Museo Nacional de Ciencias Naturales, C/José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid; mcnaa3j@mncn.csic.es

⁷ Research Station for Quaternary Paleontology Senckenberg, 99423 Weimar, Alemania; flacombat@gmail.com

⁸ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli studi di Roma "La Sapienza", CNR Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, 00185 Roma, Italia; mariarita.palombo@uniroma1.it

El presente estudio contribuye a mejorar el conocimiento de las asociaciones de mamíferos de las yacimientos paleontológicos y arqueológicos de Fuente Nueva-3 y de Barranco León-5 (Orce, Granada), situados en el Pleistoceno inferior y datados aproximadamente en 1.3 ± 0.1 Ma, ampliando sus listas faunísticas especialmente en lo referente al registro de especies de carnívoros, tales como *Pannonictis* cf. *nestii*, Mustelidae indet. (pequeña talla) y *Lycaon lycaonoides*. También se ha perfeccionado el conocimiento de los ungulados, especialmente tras la determinación del caprino de gran talla *Ammotragus europaeus*, además de los Équidos *Equus sussenbornensis* y *Equus altidens granatensis*, del rinocerótido *Stephanorhinus hundsheimensis* y de los cérvidos *Metacervocerus rhenanus* y *Praemegaceros verticornis*.

Esta asociación de grandes mamíferos es muy parecida a la de Venta Micena, también situada en Orce y correspondiente a la primera mitad del Pleistoceno inferior, pero denota la presencia de nuevas formas, aunque escasas, como la llegada del caprino *Ammotragus europaeus*, de dentición hipsodonta, que reemplaza en la Europa mediterránea al ovibovino *Soergelia minor*, de dentición braquidonta. Este evento está también registrado por la llegada del caballo de gran talla *Equus sussenbornensis*, localizado en Barranco León-5, que parece coexistir durante un tiempo con el équido de constitución más grácil que aparece en Venta Micena, *Equus altidens*. Este evento faunístico indica un cambio en las condiciones climáticas y ecológicas de la Europa meridional, con un aumento de la aridificación que se traduce en la expansión de los ambientes abiertos, despejados de árboles, en detrimento de las zonas boscosas, donde especies pacedoras sustituyen a las ramoneadoras.

Origen y evolución del género *Bos* (Bovini, Bovidae, Mammalia)

Martínez-Navarro, B.¹, Pérez-Claros, J.A.², Palombo, M.R.³, Rook, L.⁴ y Palmqvist, P.²

¹ ICREA, Area de Prehistòria-IPHES, Universitat Rovira i Virgili. Plaça Imperial Tàrraco, 1. 43005 Tarragona, Spain; bienvenido@icrea.es

² Departamento de Geología y Ecología (Área de Paleontología), Facultad de Ciencias, Campus Universitario de Teatinos. 29071 Málaga, Spain; Johnny@uma.es, ppb@uma.es

³ Department of Earth Sciences, University of Roma "La Sapienza", and CNR Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, Piazzale Aldo Moro 5, 00185 Roma, Italy; mariarita.palombo@uniroma1.it

⁴ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, via G. La Pira 4, 50121 Firenze, Italy; lorenzo.rook@unifi.it

El origen del género *Bos* es un tema muy debatido. Desde hace ~0.5 Ma hasta tiempos históricos este género es bien conocido en las asociaciones euroasiáticas de grandes mamíferos, donde está representado por *Bos primigenius*. Esta especie presenta una anatomía craneal muy derivada que muestra importantes diferencias morfológicas con otros géneros plio-pleistocénicos euroasiáticos de la tribu Bovini como *Leptobos*, *Bison*, *Proamphibos-Hemibos* y *Bubalus*. La evidencia clara más antigua de *Bos* es el fragmento craneal ASB-198-1 del yacimiento del Pleistoceno medio antiguo (~0.6-0.8 Ma) de Asbole (Lower Awash Valley, Etiopía). La primera aparición de *Bos* en Europa es en el yacimiento de Venosa-Notarchirico, sur de Italia (~0.5-0.6 Ma). Aunque el origen de *Bos* ha sido tradicionalmente conectado con *Leptobos* y *Bison*, después de un estudio anatómico y morfométrico detallado se propone aquí un origen diferente, conectando las formas euroasiáticas de *B. primigenius* del Pleistoceno medio con el linaje africano de gran talla del Plioceno superior y del Pleistoceno inferior de la tribu Bovini, *Pelorovis sensu stricto*. La dispersión del linaje *Bos* hacia Oriente próximo durante el Pleistoceno inferior y hacia Europa occidental durante el Pleistoceno medio parece coincidir cronológicamente con la dispersión de la cultura Achelense fuera de África.

La microestructura del esmalte en conodontos: un posible ejemplo de adaptación funcional

Martínez-Pérez, C.¹, Donoghue, P.C.J.² y Purnell, M.A.³

¹ Departamento de Geología. Universitat de València, C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (Valencia); Carlos.Martinez-Perez@uv.es

² Department of Earth Sciences, University of Bristol, Wills Memorial Building, Queen's Road, Bristol, UK, BS8 1RJ; phil.donoghue@bristol.ac.uk.

³ Department of Geology, University of Leicester, University Road, Leicester, UK, LE1 7RH; map2@leicester.ac.uk.

Aunque las afinidades paleobiológicas de los conodontos han sido objeto de discusión en las últimas décadas, actualmente es aceptado por la mayoría de autores que éstos comprenden una clase extinta de vertebrados primitivos, cuya posición filogenética se sitúa entre los vertebrados actuales sin mandíbulas y sin esqueletos mineralizados (mixines y lampreas) y el resto de peces con y sin mandíbula, los cuales poseen ya esqueletos fuertemente mineralizados (Donoghue *et al.*, 2000). Esta situación hace de los conodontos uno de los grupos más importantes para el estudio de la esqueletización de los vertebrados más primitivos, ya que constituyen el primer clado que explora la biomineralización de su esqueleto en forma de un aparato orofaríngeo para el procesamiento del alimento.

Dadas sus afinidades biológicas, los diferentes tejidos que conforman los elementos conodontales han sido atribuidos a tejidos típicamente de vertebrados, tales como la dentina o el esmalte (Sansom *et al.*, 1992, 1994). De entre éstos, el de mayor importancia en conodontos es el esmalte, ya que prácticamente todo el elemento está compuesto por él, y toda la morfología del conodonto está generada por este material (Donoghue y Aldridge, 2001). Este hecho tiene importantes repercusiones, ya que gracias a su alto porcentaje de mineralización (hasta un 95%), el esmalte es uno de los biomateriales más resistentes. Pero esta característica lo convierte a su vez en uno de los materiales más frágiles, con los consecuentes problemas que esto puede acarrear. Para solucionar esta situación, se han sugerido toda una serie de adaptaciones funcionales relacionadas con un aumento en la complejidad de la microestructura del esmalte, encontrando numerosos ejemplos en los dientes de los mamíferos (ver p. ej. Rensberger, 1995) y en algunos taxones de conodontos (Donoghue, 2001). Estas adaptaciones se han relacionado principalmente con el desarrollo de diferentes tipos de microestructuras más o menos complejas, aunque en ciertos casos surge la duda de si estas “adaptaciones” pueden ser explicables por simples factores de fabricación o restricciones filogenéticas.

Según lo anteriormente expuesto, el objetivo principal del presente trabajo es describir algunos de estos tipos de microestructuras observados en el esmalte de los conodontos, interpretando los mismos desde un punto de vista funcional. Para ello se ha realizado un Análisis de Elementos Finitos (AEF) sobre los elementos P₁ del conodonto carbonífero *Gnathodus bilineatus*. El AEF nos ha permitido estudiar cómo se comportarían estos elementos sometidos a un estrés biomecánico, identificando los diferentes patrones internos de compresión y estrés, y comparando éstos con los diferentes patrones en la microestructura.

En primer lugar, el estudio histológico ha permitido identificar diversos tipos de microestructuras asociados a diferentes zonas topológicas dentro de los elementos P₁ de *Gnathodus*: la parte dorsal de la plataforma, la ventral de la misma y la lámina libre, caracterizadas todas ellas por realizar diferentes funciones durante la oclusión y procesamiento

del alimento, y por lo tanto sometidas a diferentes esfuerzos. En cada una de estas áreas se han identificado a su vez diversos tipos de microestructuras, algunos de los cuales se comentan a continuación. De entre las diferentes áreas identificadas, podemos destacar la microestructura de la parte ventral de la plataforma, donde se produce el mayor estrés mecánico durante la oclusión (Donoghue & Purnell, 1999). En esta zona lo más característico es la ordenación de los cristales perpendiculares o subperpendiculares a la superficie, formando una gran “V” cuyo vértice se sitúa en el centro de la cavidad basal extendiéndose hasta la superficie oral; y cuya disposición coincide con un claro patrón de concentración del estrés obtenido a partir del AEF. Otro tipo microestructural importante es la aparición de dominios organizados en paquetes en forma de “V”, con los cristales dispuestos en forma de abanico. Este tipo de microestructura se localiza en los laterales de la plataforma, justo donde la morfología externa produce una curvatura y donde el AEF muestra unos picos de acumulación del estrés. Este tipo de ordenación de los cristales en dominios ya ha sido descrito en mamíferos (Rensberger, 1995) y otros conodontos (Donoghue, 2001), y se le ha atribuido un importante papel para reducir la homogeneidad del tejido, evitando así la propagación de las posibles roturas ocasionadas debido a la acumulación del estrés.

Conforme nos desplazamos hacia la parte dorsal de la plataforma, la microestructura se va haciendo más simple, y los cristales se disponen paralelos formando capas. Esta zona coincide con una oclusión menos eficiente y, por tanto, sometida a un menor estrés mecánico. Por último, la tercera zona diferenciable se trata de la lámina libre, donde los cristales se ordenan en la superficie, perpendiculares a las fuerzas esperadas. Esta organización es a primera vista contraintuitiva, ya que esta orientación de los cristales es menos resistente al desgaste (Rensberger & von Koenigswald, 1980). Sin embargo, este hecho fue explicado previamente por Donoghue (2001), quien sugiere que esto puede ser una adaptación para evitar la propagación de las roturas ante una fuerza tangencial.

Según todo lo anteriormente expuesto y a la vista de los resultados obtenidos gracias al Análisis de Elementos Finitos, podemos concluir que existe una relación directa entre los diferentes tipos microestructurales descritos en *Gnathodus*, y los diferentes patrones de compresión y estrés generados por el AEF. Esto nos permite corroborar la propuesta de Donoghue (2001) de que la variación en la microestructura de los conodontos se puede explicar por adaptaciones funcionales al procesado del alimento.

Referencias

- Donoghue P.C.J. 2001. Microstructural variation in conodont enamel is a functional adaptation. *Proceedings of the Royal Society of London, Series B*, **268**, 1691-1698.
- Donoghue, P.C.J. & Aldridge, R.J. 2001. Origin of a mineralized skeleton. In: *Major Events in Early Vertebrate Evolution* (Ed. P.Ahlberg). Systematics Association. Routledge, London, 85-105.
- Donoghue P.C.J., Forey, P.L. & Aldridge, R.J. 2000. Conodont affinity and chordate phylogeny. *Biological Reviews*, **75**, 191-251.
- Donoghue, P.C.J. & Purnell, M.A. 1999. Mammal-like occlusion in conodonts. *Paleobiology*, **25**(1), 58-74.
- Rensberger, J.M. & von Koenigswald, W. 1980. Functional and phylogenetic interpretation of enamel microstructure in rhinoceroses. *Paleobiology*, **6**, 477-495.
- Rensberger, J.M. 1995. Determination of stresses in mammalian dental enamel and their relevance to the interpretation of feeding behaviours in extinct taxa. In: *Functional morphology in vertebrate paleontology* (Ed. J. Thomason). Cambridge University Press. 151-172.
- Sansom, I.J., Smith, M.P. & Smith, M.M. 1994. Dentine in conodonts. *Nature*, **368**, 591.
- Sansom, I.J., Smith, M.P., Armstrong, H.A. & Smith, M.M. 1992. Presence of the earliest vertebrate hard tissues in conodonts. *Science*, **256**, 1308-1311.

Conodontos del Emsiense (Devónico Inferior) de la Guardia d'Àres (Pirineos centrales españoles)

Martínez-Pérez, C. y Valenzuela-Ríos, J.I

Departamento de Geología, Universitat de València, C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (Valencia);
Carlos.Martinez-Perez@uv.es, J.I.Valenzuela@uv.es.

El Emsiense, con aproximadamente 17,2 millones de años de duración, es el piso más largo de los tres que componen el Devónico Inferior; los otros dos (Lockhoviense y Praguense) suman aproximadamente 9 m.a. (Kaufmann, 2006). Para intentar “equilibrar” esta importante diferencia la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Devónico se planteó como una de sus principales metas la redefinición de los límites del Emsiense, principalmente el inferior, así como la subdivisión del piso en 2 subpisos. Para contribuir a la consecución de estos objetivos, el equipo del Devónico de la Universidad de Valencia comenzó hace aproximadamente unos 5 años un estudio exhaustivo de los materiales de esta edad en los Pirineos Centrales Españoles. De entre las múltiples secciones estudiadas, se presentan datos de 3 nuevas: LGA, LGA-X y LGA-XI, todas ellas en las proximidades de la población de La Guardia d'Àres (Lérida).

El estudio preliminar de estas secciones ha proporcionado importantes conodontos que comprenden desde el Praguense más alto hasta el Eifeliense inferior. El registro más bajo encontrado proviene del techo de la Fm. Castanesa, concretamente de la capa 4 de la sección LGA-X. Este nivel ha proporcionado importantes conodontos como *Polygnathus pirenae* e *Icriodus celtibericus*, asociación que indica la proximidad de este nivel al límite Praguense-Emsiense. Por encima de estos niveles, en la capa 16, se han registrado *Po. excavatus*, *Ic. celtibericus* y varios ejemplares del grupo de *Ic. bilatericrescen*, lo que indica claramente una edad de Emsiense bajo. Sin embargo, la ausencia de *Po. kitabicus* no permite el establecimiento del límite de Praguense-Emsiense según el GSSP (Yolkin *et al.*, 1994). La base de la sección LGA-XI se correlaciona con la parte superior de LGA-X, a la que se le atribuye una edad de Emsiense inferior. Aunque se ha registrado una rica asociación de conodontos en este tramo, ésta no proporciona suficientes detalles para una mayor precisión. La sección LGA se levanta sobre el techo de LGA-XI, pero se encuentran separadas por un contacto tectónico. La capa LGA 10, que se corresponde litológicamente con las capas de Castells (Fm. Villech), ha proporcionado una rica fauna de *Polygnathus* del grupo *Po. mashkovae-catharinae* (cuyos registros se extienden hasta la capa 24c). Su presencia indica que la capa 10 y siguientes (ver más abajo) pertenecerían a la zona *gronbergi* según Bultynck (1989). Otro registro importante lo constituye *Po. nothoperbonus* en las capas 15 y 18, lo que hace suponer que estos niveles podrían corresponder a la zona de *nothoperbonus* (Emsiense inferior alto). Por encima, en la capa 26, la presencia de *Po. inversus* y *Po. laticostatus* podrían indicar ya una edad de Emsiense superior, dato de gran importancia para la subdivisión del Emsiense en dos subpisos. El siguiente registro importante corresponde a la parte superior de la Fm. Villech, en las capas 170 a 180, las cuales contienen numerosos ejemplares de conodontos del grupo *Po. costatus*, grupo de gran relevancia para el establecimiento del límite superior del Emsiense con el Eifeliense. Además, la presencia de *Po. quadratus* en la capa 171 y *Po. linguiformis* en las capas 172 y superiores, corroboran una edad de Emsiense superior-Eifeliense inferior para esta parte de la sección.

Según las datos anteriormente mencionados, se puede concluir que los conodontos registrados en las secciones de La Guardia d'Àres son de gran importancia para la

resolución de los problemas anteriormente comentados. Del mismo modo, se puede destacar que el estudio preliminar de estas 3 secciones aumenta el número de las secciones relevantes en los Pirineos para mejorar el conocimiento general de las faunas de conodontos del Devónico Inferior y de su distribución regional y supraregional.

Agradecimientos

Este trabajo representa una contribución al IGPC 499 “Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate” (DEVEC).

Referencias

- Bultynck, P. 1989. Conodonts from La Grange limestone (Emsian) Armorican massif, North-western France. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **117**: 173- 203.
- Kaufmann, B. 2006. Calibrating the Devonian Time Scale: a synthesis of U-Pb ID-TIMS ages and conodont stratigraphy. *Earth Science Reviews*, **76**, 175-190.
- Yolkin, E.A., Weddige, K., Izokh, N.G. & Erina, M.V. 1994. New Emsian conodont zonation (Lower Devonian). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **168**: 139-157.

Sedimentological processes and their implications on unusual fossiliferous beds or “Lagerstätten”

Florentin J-M. R. Maurrasse

Department of Earth Sciences, Florida International University, Miami, FL 33199, USA; maurrass@fiu.edu

Thanatocoenoses (taphonomic fossil accumulations) may present exceptionally well preserved and rich fossil assemblages known as Accumulation and Konservat “Lagerstätten” coined by Seilacher & Westphal (1971).

“Accumulation Lagerstätten” characterize deposits associated with transport mechanisms of remains that consist essentially of resistant hard parts often carried at a distance from their actual living environment. Taking account of selective hydraulic fractionation and destruction during transport, their paleobiological importance may offer a limited record of the ecosystem diversity from which they derived. Examples of such deposits are the “Love Bone Bed” from the Middle to Upper Miocene Bone Valley Member of the Hawthorn Group of Florida (Webb et al., 1981; Feranec & MacFadden, 2006).

Conservation assemblages or “Konservat Lagerstätten” represent various in situ conditions that trapped and preserved living taxa. Based on sedimentological processes they may be differentiated in the following groups:

1) Accidental assemblages are essentially overland deposits where fossilization occurred in absence of specific aqueous sedimentological processes. Factors that led to these fossil associations are completely random, like a lottery system. Thus, all taxa that lived in the ecosystem may or may not have had the opportunity to be represented in the preserved association. Organisms present are accidentally and randomly “selected”, trapped in a medium that neither reflects nor is related to their actual ecosystem where they had practically no probability of being preserved. Such terrestrial assemblages are skewed toward organisms that may represent a certain behavior that was conducive to their entrapment. Examples of accidental assemblages include Amber deposits (Oligocene-Miocene, Dominican amber), and the La Brea Tar Pits (Pleistocene). Although organisms may have lived close to the place where they accumulated, a large portion of the biota has been filtered out, as attests the fact that at La Brea, for instance, about 90% of the mammal fossils found represent carnivores.

2) Facultative assemblages develop under subaqueous conditions that preserve organisms from widely different habitats. Some of the organisms of a given deposit are normal to the environment, while others would have little or no chance of preservation in the environment where they originated. Examples of such assemblages are typified by the Upper Jurassic Solnhofen Limestone in Germany, the Eocene Green River Fossil Lake deposits in Wyoming and Utah, western United States, the Dodo fossil bed of the Mare – aux-Songes in Mauritius island, and the lower Cretaceous, Albian stage, Tlayúa deposits in Tepexi, Mexico (Espinosa-Arrubarrena & Montellano-Ballestros, 2006). In these assemblages fortuitous circumstances led to the association of dissimilar organisms within a deposit confined to a limited region. Limited anoxic conditions at the bottom in either fresh or shallow-marine waters permitted such preservation.

3) Ecosystem assemblages may occur in wide areas of the oceans and are controlled by oxygenation conditions in the water column. These assemblages most closely preserve existing ecosystems of a given area and reflect original bioceonoses with limited external input. They are deterministic systems as the occurrence of the different organisms is not

due to chance. In addition to standard sedimentological factors related to hydrodynamic conditions and basin physiography, ecosystem assemblages essentially developed under conditions lacking chemical and biological processes of alteration and destruction due to oxygen depletion. Shaly facies are essential to the occurrence of these “Konservat Lagerstätten” because they are associated with environments with conditions favorable to the preservation of organic matter (Briggs, 2003). Oxygen depletion may have developed throughout the water column, and anoxia at the bottom. These environments are often associated with significant terrigenous fluxes, which may have further enhanced unusual conditions of preservation.

Typical examples of such assemblages are the Ediacaran megabiota in fine-grained sandstone (Late Pre-Cambrian), the Burgess Shale (late-Early Cambrian), the Maotianshan Shales (Chengjiang-type deposits, Mid-Cambrian), the fish beds from the Upper Cretaceous Agua Nueva Formation (Cenomanian/Turonian). Conditions associated with these deposits are analogous to well known Mesozoic perturbations in the oceans or Oceanic Anoxic Events. Recent biomarker studies of low molecular weight n-alkanes further indicate that these environments may have been dominated by cyanobacteria (Duque-Botero & Maurrasse, 2005).

References

- Briggs, D.E.G., 2003. The role of decay and mineralization in the preservation of soft-bodied fossils. *Annual Review, Earth and Planetary Sciences*, 275 – 301.
- Duque-Botero, F., & Maurrasse, F. J-M. 2005. Cyanobacterial productivity, variations of the organic carbon and facies of the Indidura Formation (Cenomanian-Turonian), Northeastern Mexico. *Journal of Iberian Geology*, **31**, 85-98.
- Espinosa-Arrubarrena, L., & Montellano-Ballestros, M. 2006, Excursion poscongreso Tepexi de Rodríguez, Puebla, Libreto Guía. In: *Memoria X Congreso Nacional de Paleontología y Libreto Guía excursión a Tepexi de Rodríguez, Puebla*. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 141-172.
- Feranec, R.S. & Mac-Fadden, B.C. 2006. Isotopic discrimination of resource partitioning among ungulates in C3-dominated communities from the Miocene of Florida and California. *Paleobiology*, **32**, 191-205.
- Seilacher, A. & Westphal, F. 1971. Fossil-Lagerstätten. In: *Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook 8*. International Sedimentological Congress, Heidelberg, 327-335.
- Webb, D.S., MacFadden, B.J. & Baskin Jon A. 1981. Geology and paleontology of the Love Bone Bed from the late Miocene of Florida. *American Journal of Science*, **281**, 513-544.

The cardioceratid succession and the recognition of the Callovian-Oxfordian boundary at Savournon (SE France).

Meléndez, G.¹, Atrops, F.² & Page, K.N.³

¹ Dpto. de Geología (Paleontología), Universidad de Zaragoza, C./ Pedro Cerbuna 12, E-50009 Zaragoza (España); gmelende@unizar.es

² Centre Sciences de la Terre, Fac. Sciences de Lyon-1, 27-43 Bd. du 11 de Novembre; F-69622 Villeurbanne (France); Francois.Atrops@univ-lyon1.fr

³ School of Earth, Ocean and Environmental Science, University of Plymouth, Drake Circus, Plymouth PL4 8AA, UK; kpage@plymouth.ac.uk

The search for a suitable stratotype candidate section for the Callovian–Oxfordian boundary has recently been focused on two main areas, after the comparative analysis of the main four potential candidate sections presented by the convenor of the Group (Meléndez, 2006): The section of Redcliff Point at Dorset (S England, Page *et al.*, 2006; Meléndez *et al.*, 2006) and the section of Peyral, at Savournon, SE France (Atrops & Meléndez, 2003).

The section of Peyral, located some few hundred meters South from the village of Savournon (Haute Provence, near Serres) displays some particular features making it a suitable candidate section for Oxfordian GSSP: superb outcrop condition of the classical “Terres noires” (black shale) facies across the Callovian-Oxfordian boundary, punctuated by some crucial limestone marker beds. Also, good accessibility and abundant and diversified ammonite content. Some nearby outcrops such as “Savournon-South” and “Les Plans” have provided supplementary information and material, and are used as control sections. The detailed recording of the section has provided a fairly rich ammonite collection across the Callovian-Oxfordian boundary. This includes a rich succession of typical Tethyan groups: Phylloceratina-Lytoceratina ammonioidea as well as Peltoceratinae, Hecticoceratinae, Grossouvriinae and early Perisphinctinae. Common representatives of Boreal Cardioceratinae, from *Quenstedtoceras lamberti* Sowerby to *Cardioceras scarburgense* (Young & Bird) Lange have allowed a close comparison with the pattern succession recently proposed for this interval in S England (Page *et al.*, 2006).

In the studied section (see Fig. 1), levels 10 to 21, over 10 m in thickness, belong to the upper Callovian, Lamberti Biozone. The last 4-5 m have yielded common specimens of *C. paucicostatum* Lange. They shift progressively from earlier, typical, involute forms showing thick, bundled ribbing with low point of furcation (*paucicostatum*-alfa) to more typical, thickly ribbed (non-bundled) evolute forms (*paucicostatum*-beta). Late representatives of *C. paucicostatum* Lange (= *paucicostatum*-gamma), showing finer, slightly projected ribbing and the beginning of a ventral keel on innermost whorls, are common at level 21-c and become rare at bed 23a.

The base of the Oxfordian stage is fixed at the base of level 23 (see Fig. 1) coinciding with the first recording of some specimens of *Cardioceras* of the group *C. redcliffense* Page *et al.* This new form is characterized by displaying clear intermediate features between *C. paucicostatum*-gamma and *C. scarburgense* (Y & B): the development of a clear ventral keel in the inner whorls up to 15-20 mm in diameter and the ribbing on the flank becoming slightly finer and more flexuous. *C. redcliffense* becomes progressively more common towards the upper part of level 23. Therefore, this 5.8 m thick interval corresponds to the basal Oxfordian Redcliffense Biohorizon. Above this point, typical representatives of *C. scarburgense* (Y & B) become progressively more common (levels 24-27) hence defining the Scarburgense Biohorizon.

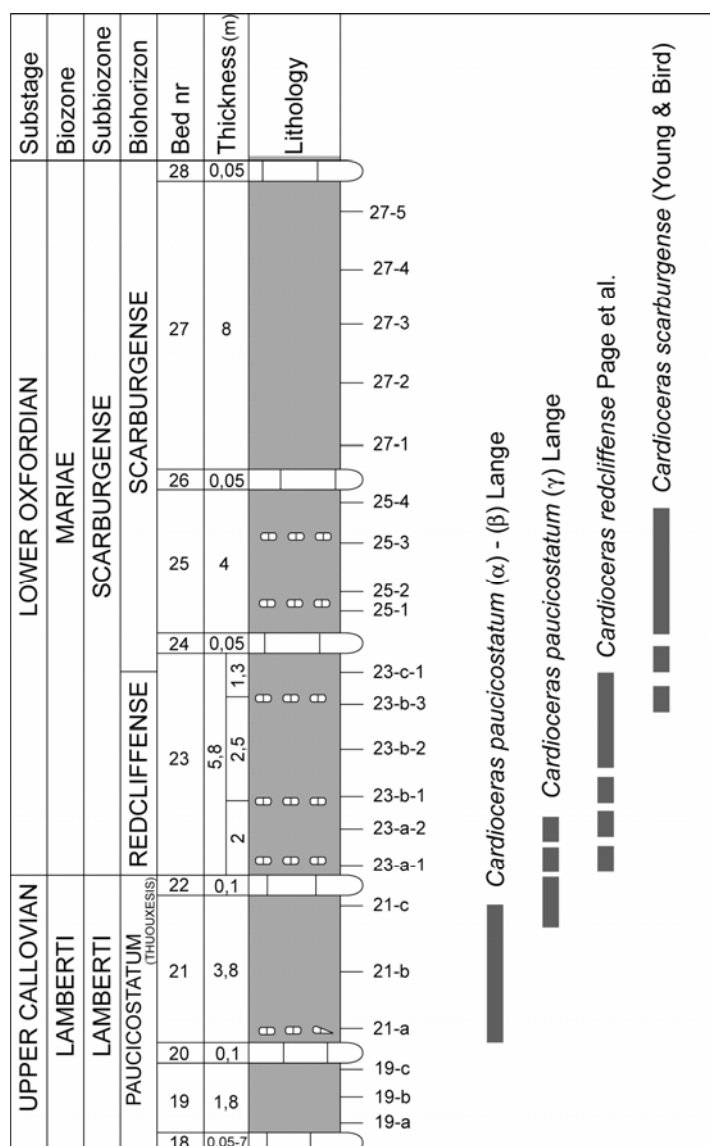


Figure 1. The *Cardioceras* succession at Peyral (Savournon) proposed as basal Oxfordian GSSP.

Acknowledgements

This work is a part of the research project CGL 2004- 02694/BTE (MEC-CSIC), Spain. Isabel Pérez Urresti (Zaragoza) and Katerina Tesakova (Moscow) helped out with the graphic.

References

- Atrops, F. & Meléndez, G. 2003. The section of Peyral at Savournon, Provence SE France, as a potential GSSP candidate for the Callovian – Oxfordian boundary at a global scale. In: Resúmenes XIX Jornadas de Paleontología (Eds. M.V. Pardo & R. Gozalo). Universidad de Valencia, 30-31.
- Meléndez, G. 2006. Report of the Oxfordian Working Group. In: International Subcommittee on Jurassic Stratigraphy. Newsletter 33 (Eds. N. Morton & P. Bown). IUGS, London, 16-19.
- Meléndez, G. 2006, Page, K.N., Wright, J.K. & Atrops, F. 2006. The ammonite faunas of the Callovian-Oxfordian boundary interval in Europe and their relevance to the establishment of an Oxfordian GSSP. *Volumina Jurassica*, 4, 185.
- Page, K.N., Meléndez, G., Hart, M., Price, G., Wright, J.K., Bown P. & Bello, J. 2006. Integrated stratigraphical study of the candidate Oxfordian Global Stratotype section and Point (GSSP) at Redcliff Point, Weymouth, Dorset, UK. *Volumina Jurassica*, 4, 200-201.

El geoturismo como vía de difusión del Patrimonio geológico y paleontológico: Visión comparativa de los programas de geoturismo en Brasil (Estado de Paraná) y España (Comunidad Autónoma de Aragón)

Meléndez, G.¹, Moreira, J.C.² y Soria, M.¹

¹ Dpto. Geología (Paleontología), Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza (España); gmelende@unizar.es

² Dpto. de Turismo, Universidade Estadual de Ponta Grossa, 84010-790 Ponta Grossa (Brasil); jasmine@uepg.br

Por Geoturismo se entiende la incorporación del Patrimonio geológico y paleontológico a la oferta turística de un determinado país o región. Esta incorporación conlleva, lógicamente, *“la provisión de facilidades interpretativas y servicios para promocionar el valor y los beneficios sociales de los lugares y materiales geológicos y geomorfológicos, y asegurar su conservación, para el uso de estudiantes, turistas y otras personas con interés recreativo y de ocio”* (Hose, 2000)

Factores condicionantes (Fig. 1)

Entendido como una actividad propia dentro de la oferta turística derivada, pero independiente, de la difusión del Patrimonio Geológico, el desarrollo del Geoturismo incluye un conjunto de factores que condicionan; favorecen o bien limitan, su desarrollo. Éstos pueden resumirse en tres grandes grupos: (1) Los de carácter científico, propios de la comunidad geológica, que son los referentes a la demarcación, descripción y definición legal del Patrimonio geológico; (2) Los de carácter político, propios de la Administración, referentes a la legislación, la definición de regulaciones y figuras legales específicas (y su promoción) y la aplicación de las mismas; y (3) Los de carácter social y turístico (*“Trade turístico”*) en los que interviene la iniciativa privada, las agencias y operadores turísticos y todos los sectores sociales habitualmente implicados en el desarrollo turístico (hostelería, transporte, marketing...), incluido el conjunto de técnicas de comercialización y productos de recuerdo (*“merchandising”*). Los tres conjuntos de factores intervienen por igual en el desarrollo del Geoturismo (flechas gruesas en el gráfico) que mantiene una posición equidistante de las tres. La relación entre los tres grupos de factores, por otra parte, no es solamente de proximidad o posición sino que es una interacción dinámica y mutua (flechas simples de doble sentido en el gráfico).

Estado Actual

En el Estado de Paraná en Brasil y la Comunidad Autónoma de Aragón en España, la incorporación del Patrimonio geológico y paleontológico a los programas turísticos se encuentra aún en un estado incipiente. En los últimos diez años, sin embargo, en la Comunidad Aragonesa se detecta un considerable esfuerzo por parte de los geólogos y de las Administraciones por difundir los valores del patrimonio geológico y paleontológico en la Sociedad y por acondicionar muchos puntos de especial interés geológico y paleontológico para su visita, promoviendo los valores geológicos y paleontológicos de la región como motor del desarrollo turístico. Este puede ser el caso del Parque Paleontológico *Dinópolis* y del Parque Geológico de Aliaga en Teruel y de Sobrarbe en el Pirineo oscense (Comunidad Autónoma de Aragón), España. El desarrollo creciente de centros museísticos locales, el acondicionamiento de instalaciones en áreas de acceso a yacimientos paleontológicos relevantes (Murero, Galve, Bueña, Concud), la colocación de paneles explicativos, y la restauración de yacimientos paleontológicos *in situ*, (Galve,

Arén) son otros buenos ejemplos de estas medidas incipientes de aproximación al Geoturismo.

En Brasil el Estado de Paraná, situado al Sur del país, fue uno de los primeros estados en implantar programas referentes al Geoturismo. En 2002, investigadores de la Universidad Estatal de Ponta Grossa, en colaboración con la Universidad Federal de Paraná y la Sociedad Brasileña de Geología organizaron el primer simposio sobre rutas geológicas de Paraná, con objeto de discutir estos problemas y presentar trabajos y excursiones técnicas incluyendo el potencial didáctico y turístico de los monumentos geológicos.

En 2003, la empresa MINEROPAR (Minerales de Paraná S.A.) una empresa de economía mixta que ejerce el papel del Servicio Geológico de Paraná, órgano integrado en la Secretaría de Estado de Industria, Comercio y asuntos de Mercosur, inició el proyecto de Yacimientos Geológicos y Paleontológicos de Paraná, mediante un convenio establecido entre diversas instituciones y órganos turísticos, culturales, ambientales y universidades. Los objetivos eran la integración de la geología en los programas de turismo y los consecuentes aspectos de la gestión de los mismos, propiciando que los puntos más importantes del Patrimonio geológico, tales como afloramientos, paisajes y minas, formen también parte de los productos turísticos. Asimismo, el llevar los conocimientos geológicos a los visitantes de los espacios naturales protegidos. A tal efecto se instalaron paneles explicativos sobre Geología y temas relacionados en los puntos y yacimientos de más importancia del Estado (Fig. 2).

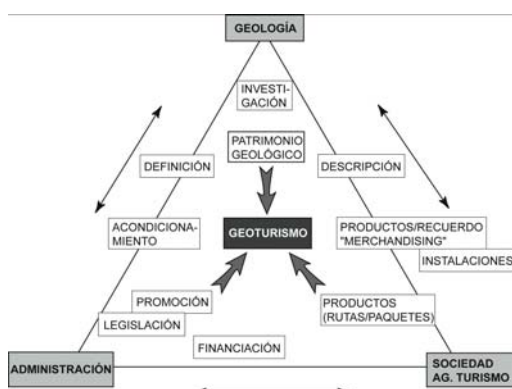


Figura 1. Diagrama triangular mostrando los principales factores condicionantes del geoturismo.

Figura 2. Panel explicativo en español expuesto en las Cataratas de Iguazú en Paraná (Brasil).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado con la ayuda de una beca de la Fundación Carolina (SCH) y del proyecto CGL 2004- 02694/BTE (MEC-CSIC). Los autores agradecen a Isabel Pérez Urresti su ayuda en la confección de la Figura 1.

Referencias

- Hose, T. A. 2000. "Geoturismo" europeo. Interpretación geológica y promoción de la conservación geológica para turistas. In: *Patrimonio geológico: conservación y gestión* (Eds. D. Baretino, W.A.P. Wimbledon & E. Gallego). Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 137-159.

Palaeogeographic and palaeontologic event across the Tethys, in the Submediterranean and Mediterranean platforms at the Callovian-Oxfordian transition

Meléndez, G.¹, Ramajo, J.¹, Bello, J.¹, D'Arpa, C.², Di Stefano, P.³, Fermeli, G.⁴, Karakitsios, V.⁴, Scherreiks, R.⁵ and Zarcone, G.³

¹ Dpto. Geología (Paleontología), Univ. Zaragoza, E-50009 Zaragoza (Spain); gmelende@unizar.es

² Museo Geologico G.G. Gemmellaro, Corso Tukory 131, I-09134 Palermo (Italy); cdarpa@unipa.it

³ Dpto. Geologia, Università di Palermo, Via Archirafi 22, I-90123 Palermo (Italy); pietro.distefano@unipa.it

⁴ Dept. of Hist. Geology & Palaeontology, Fac. Geology and Geoenvironment, Nat Kapodistrian Univ Athens, Panepistimiopolis, 15784 Zographou Athens (Greece); gfermeli@geol.uoa.gr

⁵ Geologische Staatssammlung, Luisenstr. 37, 80333, Munich, German; R.Scherreiks@hotmailmail.com

The major stratigraphic gap recognized at the Middle-Upper Jurassic boundary across the western Tethys, in such distant regions as East Iberia (Iberian platforms), West Sicily, and the western Hellenic Peninsula, has been the subject of various different interpretations including sea level changes and major tectonic events under a tectonic extensional regime in Tethys. Regional differences in thickness and sequence development (and hence, extension or width of the gap) during the Callovian have been clearly attributed to local tectonics. This is the case, e.g., of differences recorded in eastern Iberian platform. In turn, such features as the apparent synchronicity of shallowing to emersion episodes at the Callovian-Oxfordian boundary (in most of Submediterranean and Mediterranean provinces) and the recovery of somewhat deep marine subtidal conditions at the turn of middle Oxfordian Plicatilis-Transversarium zones have rather called for eustatic cyclic factors.

The comparison of ammonite successions during this stratigraphic interval in different regions of Submediterranean Province in the Southwest European margin (Iberian platform) and areas belonging to the south-Tethyan margin, or Mediterranean s.str., such as Betic Range, western Sicily and as far as western Greece (Klissoura section) might cast some light on this problem. The compared study of Callovian-early Kimmeridgian ammonite successions in pelagic carbonate sequences across the western Tethys between eastern Iberia and West Sicily shows a clear divergence in the biogeographic distribution of ammonite families: a certain taxonomic homogeneity of such groups as Perisphinctidae, Oppeliidae and Peltoceratinae during the Callovian in Submediterranean and Mediterranean provinces is followed by a sharp differentiation of some of them, mostly perisphinctids at the turn of lower-middle Oxfordian: representatives of subfamily Perisphinctinae remain attached to Submediterranean-Subboreal provinces whilst Passendorferiinae spread widely throughout the southern margin of Tethys (Mediterranean Province) and the external margin of south-European platforms. This biogeographical divergence seems to reflect a correlative change in the palaeogeographic setting of West-tethyan epicontinental and epi-oceanic platforms. Such palaeogeographic change is evidenced by the tectonic evolution of the NW-Sicilian *Panormide* block, where a long lasting (Callovian-Oxfordian) emersion interval documented by a widespread erosional surface including the development of bauxite deposits, is followed by a sequence of unconformable sequence of early Kimmeridgian stromatolitic, limestones. Such widespread emersion of the Panormide platform, apparently anomalous in a period of maximum Tethyan extension, might have been produced by tectonic transpressive movements along the shear zone between Iberia and Africa (D'Arpa *et al.*, 2006).

The comparative analysis of Callovian-Oxfordian stratigraphic and ammonite succession in the studied areas shows a different development of Callovian sequences in different areas, most probably reflecting a tectonically controlled sedimentation and sequence development in both faunal provinces. Callovian ammonites in turn, show a general taxonomic homogeneity, the main ammonite groups recorded in Submediterranean Province being also recorded in true Mediterranean areas.

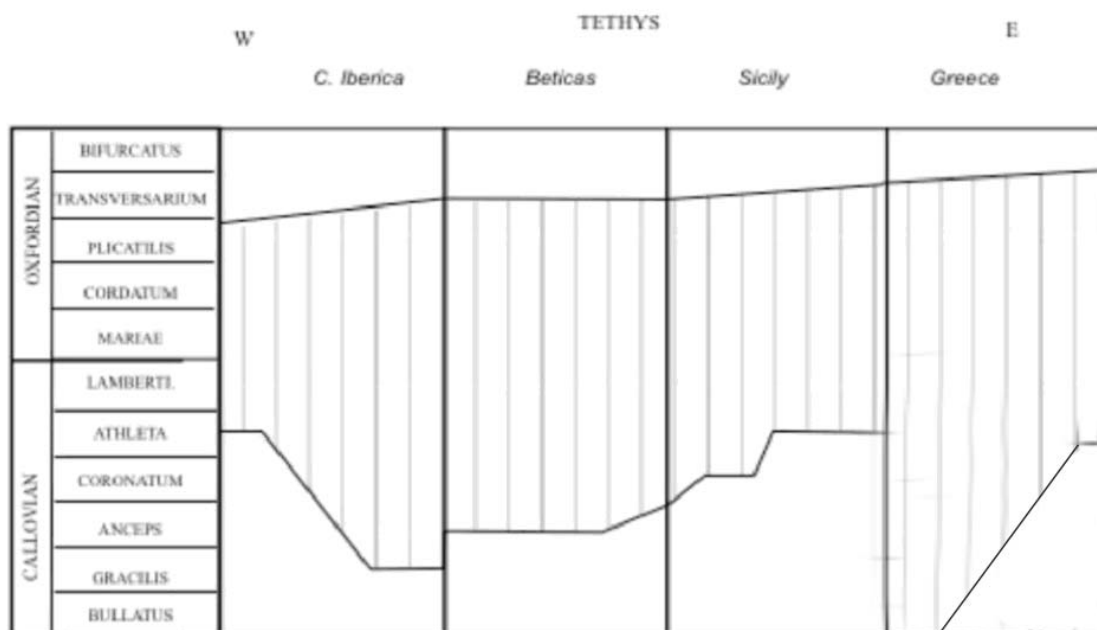


Figure 1. General range of the Middle-Upper Jurassic gap across the Tethys

The widespread, recorded stratigraphic gap at the Callovian-Oxfordian boundary shows a very different range in the different studied areas. However, the upper boundary of this gap appears certainly synchronous, roughly reaching the lower-middle part of Transversarium Biozone (Fig.1) and being slightly higher in more easterly areas as W Greece (section of Klissoura) where it can reach the base of Bifurcatus Biozone, Torcalense Biohorizon. Below this level, the stratigraphic and ammonite record appear rather incomplete and discontinuous, usually associated to generalized processes of taphonomic reelaboration and low sedimentary rate intervals. This synchronous event throughout the Tethys is generally regarded as resulting from a widespread eustatic rise. However, the block isolation of epioceanic platforms across the Tethys, marked by the development of Rosso Ammonitico facies and the biogeographic differentiation of some ammonite groups (Passendorferiinae Meléndez) also suggests the action of a widespread palaeogeographic-tectonic event at the turn of Transversarium Chronozone in the Tethyan Realm.

Acknowledgements

This work is a part of the research project CGL 2004- 02694/BTE (MEC-CSIC), Spain.

References

- D'Arpa, C., Di Stefano, P., Meléndez, G., Mindszenty, A., Mallarino, G., & Zarcone, G. 2006. Oxfordian paleobiogeographic perturbation between the Iberian and Sicilian regions: the role of the Panormide carbonate platform. *Volumina Jurassica*, **4**, 111.

Sobre la interpretación funcional de la hipsodoncia en los ungulados

Mendoza, M.¹ y Palmqvist, P.²

¹ Institut Català de Paleontologia, Departament de Biologia Animal, Biologia Vegetal i Ecologia, Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Cerdanyola del Vallès, Barcelona; manuel.mendoza@icp.cat

² Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campus de Teatinos s/n, 29071 Málaga; ppb@uma.es

La condición hipsodonta de ciertos grupos de mamíferos, caracterizable por el desarrollo de coronas dentarias comparativamente altas, se ha venido interpretando como una adaptación funcional a una dieta rica en agentes abrasivos. Así, la explicación más aceptada es que el polvo y la arenilla que se acumulan sobre las plantas herbáceas de ambientes despejados y, sobre todo, los silicofitolitos que incorporan tales plantas como defensa pasiva frente al pastoreo por los ungulados, serían el principal factor desencadenante de la evolución hacia una dentición progresivamente más hipsodonta (véanse, entre otros, Stirton, 1947; Van Valen, 1960; Janis, 1995; Lucas *et al.*, 2000). El grado de hipsodoncia se ha utilizado, pues, para inferir las preferencias alimenticias de especies extintas y para efectuar reconstrucciones paleoambientales (Janis *et al.*, 2000, 2002; Bargo *et al.*, 2006; Strömberg, 2006). De hecho, algunos ejemplos clásicos sobre el cambio evolutivo se basan en la interpretación funcional de la dentición yugal hipsodonta de ciertos ungulados, como el desarrollo del bioma de praderas y la diversificación de los équidos en Norteamérica durante el Mioceno (v.g., Simpson, 1951).

El principal objetivo de este estudio es evaluar la importancia relativa de ambos factores, el consumo de pasto y el forrajeo en hábitats abiertos, en el desarrollo de dientes hipsodontos en los ungulados. Para ello, se han utilizado herramientas de exploración, como el *knowledge discovery* (Cios *et al.*, 1998), basadas en técnicas de aprendizaje computacional aplicadas a 134 especies actuales de artiodáctilos y perisodáctilos, distribuidas en 13 familias (para más detalles sobre el uso de estas técnicas, véase Mendoza, 2007).

Los resultados obtenidos (Fig. 1) sugieren que la hipsodoncia representa en los ungulados una adaptación al forrajeo en hábitats despejados de árboles, donde las plantas que crecen a nivel del suelo acumulan materiales abrasivos como polvo y arenilla. En cambio, las especies que ramonean a niveles altos de la vegetación o se alimentan de plantas riparias (a menudo ricas también en silicofitolitos), sobre las que no se acumulan materiales abrasivos, presentan una dentición más braquiodonta. Sin embargo, un resultado insólito es que el umbral mínimo de hipsodoncia para adaptarse al forrajeo en hábitats abiertos parece aumentar con la longitud relativa de la parte anterior de la mandíbula. Por el contrario, no se detecta una correlación directa entre el grado de hipsodoncia y el consumo de pasto, sino que dicha relación deriva del hecho de que la mayoría de las especies pacedoras viven en hábitats abiertos. Así, las especies pacedoras no son en general más hipsodontas que las no pacedoras cuando ambas se desenvuelven en hábitats despejados de árboles. Por el contrario, sí se da una relación directa entre la anchura relativa del premaxilar y el consumo de pasto. Tal relación, sin embargo, es mostrada sólo por las especies de hábitats abiertos o mixtos, pues algunas de medios forestados también presentan hocicos anchos.

Por todo ello, se puede afirmar que el índice de hipsodoncia, combinado con la longitud relativa de la parte anterior de la mandíbula y con la anchura relativa del premaxilar, permite inferir las preferencias tróficas y de hábitat de los ungulados extintos.

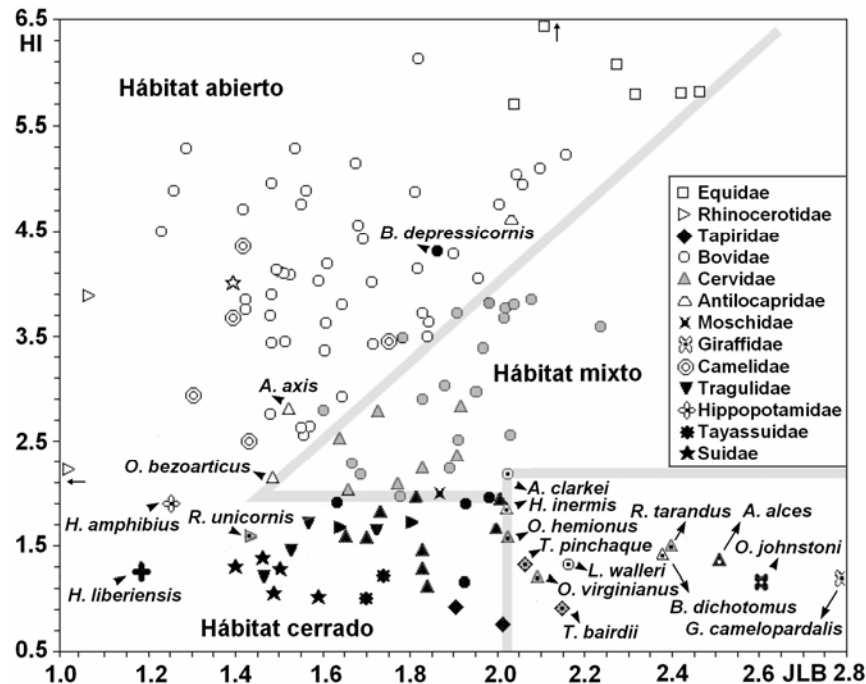


Figura 1. Relación, en los ungulados modernos, entre el grado de hipsodoncia (HI, estimado dividiendo la altura de la corona dentaria del m3 por la anchura de la base del diente) y la longitud relativa de la parte anterior de la mandíbula (JLB, calculada dividiendo las dimensiones del diastema mandibular por la longitud de la serie molar). Símbolos blancos: especies de medios abiertos; símbolos grises: especies de hábitats intermedios; símbolos negros: especies de medios arbolados; símbolos con un punto interno: especies con alimentación peculiar, como ramoneadores de altura y comedores de plantas riparias.

Referencias

- Bargo, M.S., De Iuliis, G. & Vizcaíno, S.F. 2006. Hypsodonty in Pleistocene ground sloths. *Acta Palaeont. Polon.*, **51**, 53-61.
- Cios K., Pedrycz, W. & Świniarski, R.W. 1998. *Data Mining Methods in Knowledge Discovery*. Kluwer Publishers, Boston.
- Janis, C.M. 1995. Correlations between craniodental morphology and feeding behaviour in ungulates: reciprocal illumination between living and fossil taxa. In: *Functional Morphology in Vertebrate Paleontology* (Ed. J.J. Thomason). Cambridge: Cambridge University Press, 76-98.
- Janis C.M., Damuth, J. & Theodor, J.M. 2000. Miocene ungulates and terrestrial primary productivity: where have all the browsers gone? *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **14**, 7899-7904.
- Janis C. M., Damuth, J. y Theodor, J.M. 2002. The origins and evolution of the North American grassland biome: the story from the hoofed mammals. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **177**, 183-198.
- Lucas, P.W., Turner, I.M., Dominy, N.J. & Yamashita, N. 2000. Mechanical defences to herbivory. *Ann. Bot.*, **86**, 913-920.
- Mendoza, M. 2007. Decision Trees: a machine learning methodology for characterizing morphological patterns resulting from ecological adaptations. In: *Automated Recognition of Biological Objects* (Ed. N. MacLeod). Systematics Association's Special Volume Series, UK, en prensa.
- Simpson, G.G. 1951. *Horses: The Story of the Horse Family in the Modern World and through Sixty Million Years of History*. Oxford: Oxford University Press.
- Stirton, R.A. 1947. Observations on evolutionary rates in hypsodonty. *Evolution*, **1**, 34-41.
- Stromberg, C.A.E. 2006. Evolution of hypsodonty in equids: testing a hypothesis of adaptation. *Paleobiology*, **32**, 236-258.
- Van Valen, L. 1960. A functional index of hypsodonty. *Evolution*, **14**, 531-532.

Fósiles de Murcia en el Museo Geominero (IGME, Madrid): la colección del Cretácico de la Sierra de Ricote

Menéndez, S., Delvene, G. y Rábano, I.

Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid; s.menendez@igme.es; g.delvene@igme.es; i.rabano@igme.es

El Museo Geominero (Instituto Geológico y Minero de España) alberga una numerosa y valiosa colección de fósiles, minerales y rocas. La importancia de sus colecciones viene dada fundamentalmente por su origen, ya que son un legado directo de la *Comisión del Mapa Geológico de España*, creada por Isabel II según Real Decreto de 12 de julio de 1849.

El museo cuenta actualmente con 46.627 ejemplares fósiles, de los cuales 1.539 proceden de Murcia, representando un 3,3% de la colección. Una revisión pormenorizada de los fósiles murcianos ha arrojado los siguientes datos. La mayoría están incluidos en la *Colección Fósiles Invertebrados y Flora Españoles* con un total de 1.496 ejemplares, y el resto se ubican dentro de la *Colección Fósiles Vertebrados Españoles*. Respecto a la asignación cronológica de los ejemplares, es de destacar que la mayoría son paleógenos (1.063), aunque también existe un buen número de especímenes cretácicos (360) y en menor medida jurásicos (38), neógenos (36), cuaternarios (34) y triásicos (8).

Del análisis de la información que se conserva de cada uno de los fósiles procedentes de Murcia, tanto en la base de datos del museo, como en las etiquetas anexas a los ejemplares, se han encontrado reseñas o apuntes que podrían resultar interesantes desde el punto de vista histórico. Estos atañen fundamentalmente al año de entrada o fecha de ingreso en el museo de este material y la fuente (persona o entidad) que realizó ese ingreso. Existen 263 registros cuyo responsable de ingreso fue José de la Revilla en 1958. Todos ellos proceden del Cretácico de Ricote (Murcia), a excepción del ejemplar MGM62T (de edad Triásico Medio).

Los materiales de la Sierra de Ricote (Mula, provincia de Murcia) han sido objeto de estudio por parte de numerosos autores desde las elaboraciones de los primeros mapas geológicos de la provincia. El más antiguo es el de Botella (1868), miembro de la Comisión del Mapa Geológico, pero los fósiles que cita proceden de colecciones previas de naturalistas murcianos (Romero, 2004). Posteriormente, Fallot (1945) ya puso de manifiesto la complejidad de la estructura de la Sierra constituida por materiales desde el Triásico hasta el Eoceno. En los años cincuenta el IGME realiza los primeras mapas geológicos a escala 1:50.000 de la zona (Hojas 912 –Mula- y 891 –Cieza-) y se publican casi simultáneamente varios trabajos en los que se dan a conocer los principales fósiles registrados, bien en forma de listados, o bien con algunos de los ejemplares figurados. Estas colecciones se custodian en el Museo Geominero, depositario también de todos los fósiles procedentes de los trabajos de la primera serie del Mapa Geológico Nacional.

Ríos & Almela (1954) tratan con especial interés el yacimiento denominado *Casa de los Miñanos*, de edad “Albense”, siendo posteriormente coautores de la Hoja de Mula (1955). La identificación del material paleontológico fue realizada por Fallot y Sornay. La mayor parte del material pertenece al Cretácico (láminas I a IV), una menor proporción al Jurásico (láminas V y VI) y un solo ejemplar al Mioceno (lámina V, figs. 6a, 6b). El material del Jurásico y del Mioceno no se encuentra depositado en el Museo Geominero, sin bien la mayoría de los taxones citados y figurados del Cretácico están en las colecciones y constan como recogidos por José de la Revilla en 1958.

Martín-Díaz & Trigueros (1955) estudian la Sierra de Ricote tutelados por su profesor José María Ríos. Estos autores renombran al yacimiento “Casa de Miñanos” como “Casa de la Sopa” e incluyen el de “Salinas de los Chascos”, de edad Neocomiense-Barremiense, correspondiente a la Hoja de Cieza. La identificación del nuevo material paleontológico aportado y la revisión de algunos ejemplares preexistentes fueron realizadas por José de la Revilla. Las láminas I y II que ilustran este trabajo contienen gran parte de las figuras ya publicadas en el trabajo previo de Ríos & Almela (1954).

Almela & Revilla (1957) retoman el estudio de los fósiles de la Sierra de Ricote centrándose en los dos yacimientos cretácicos [“Casa de Miñanos” (= “Casa de la Sopa”) y “Salinas de los Chascos”], que aportan abundantes fósiles piritizados. El trabajo contiene once láminas, la mayoría ilustradas con fotografías de ejemplares y también con algunos dibujos realizados por Pablo Yagüe Moreno. Entre las imágenes hay algunas tomadas del trabajo de Ríos & Almela (1954), y una del trabajo de Martín-Díaz & Trigueros (1955: lámina II, figs. 8, 8a). El resto del material estudiado es figurado por vez primera vez, y realizan una revisión taxonómica de todos los fósiles del Cretácico de Ricote.

Con esta nota queremos poner de manifiesto la importancia de las revisiones de material histórico depositado en los museos y pretende a su vez contribuir a la puesta en valor del patrimonio paleontológico mueble de la región de Murcia.

Referencias

- Almela, A. & Revilla, J. de la. 1957. Fósiles piritosos del Cretáceo de la Sierra de Ricote (Murcia). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **68**, 45-80.
- Botella, F. de. 1868. *Descripción geológico-minera de la provincia de Murcia y Albacete*. Imprenta del Colegio Nacional de Sordomudos y Ciegos, Madrid, 186 pp.
- Fallot, P. 1945. *Estudios geológicos en la Zona Subbética, entre Alicante y el río Guadiana Menor*. Instituto de Investigaciones Geológicas “Lucas Mallada” CSIC, Madrid, 719 pp.
- I.G.M.E. 1953. *Hoja 891 (Cieza) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 50 pp.
- I.G.M.E. 1955. *Hoja 912 (Mula) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 72 pp.
- Martín-Díaz, A. & Trigueros, J. 1955. Estudio geológico de la Sierra de Ricote. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **37**, 133-168.
- Ríos, J.M. & Almela, A. 1954. Estudio geológico de la Sierra de Ricote en la región de Mula (provincia de Murcia). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **66**, 17-100.
- Romero, G. 2004. *El Patrimonio Paleontológico de la Región de Murcia*. Tesis Doctoral, Universidad de Murcia, 411 pp. (Inédita).

Origen de los restos de micromamíferos en dos yacimientos del Plioceno de la cuenca de Guadix

Minwer-Barakat, R., García-Alix, A., Martín Suárez, E. y Freudenthal, M.

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avenida Fuentenueva s/n, 18071 Granada; rminwer@ugr.es; agalix@ugr.es; elvirms@ugr.es; mfreuden@ugr.es

Tradicionalmente se ha aceptado que las acumulaciones de micromamíferos fósiles se deben a la acción de predadores, fundamentalmente rapaces nocturnas. Este origen es evidente en el caso de rellenos kársticos; sin embargo, en yacimientos fluvio-lacustres no se pueden obviar otras formas de incorporación de restos. El objetivo de este trabajo es realizar una aproximación a la causa de la muerte de los micromamíferos encontrados en dos yacimientos estratiformes de la cuenca de Guadix: Tollo de Chiclana-1B (Rusciniense superior) y Tollo de Chiclana-3 (Villafranquiense inferior) (Minwer-Barakat, 2005).

Los efectos producidos por distintos predadores en los restos de micromamíferos son muy diferentes (Andrews, 1990). En general, los procesos digestivos de las rapaces nocturnas no alteran los huesos y dientes de micromamíferos o lo hacen de forma muy leve. Por el contrario, la acción de rapaces diurnas y mamíferos carnívoros causa modificaciones más acusadas como la corrosión severa del esmalte y la dentina o el redondeamiento de los bordes rotos de los huesos.

Las piezas dentarias con signos de digestión (producidos por rapaces diurnas y/o carnívoros) son escasas en TCH-1B y TCH-3, y su frecuencia varía en distintos grupos de micromamíferos (tabla 1). Los arvicólidos presentan los mayores porcentajes de piezas con evidencias de digestión agresiva, notablemente más altos que los de múridos. En TCH-1B hay también una proporción considerable de piezas de tálpidos con el esmalte corroído. No se encuentran signos de digestión en dientes de los demás grupos, a pesar de la abundancia de algunos de ellos (glíridos y sorícidos). Estos datos ponen de manifiesto la preferencia de estos predadores por determinadas presas (arvicólidos y, en menor medida, múridos).

Localidad	TOTAL		Muridae		Arvicolidae		Gliridae		Soricidae		Talpidae		Otros	
	N	%D	N	%D	N	%D	N	%D	N	%D	N	%D	N	%D
TCH-3	445	1.80	182	1.65	63	7.94	63	0.00	127	0.00	10	0.00	0	0.00
TCH-1B	1187	1.94	588	1.53	281	3.56	66	0.00	134	0.00	101	3.96	17	0.00

Tabla 1: Proporciones de piezas dentarias con signos de digestión en cada yacimiento para las distintas familias de micromamíferos. N: número de piezas identificadas. %D: porcentaje de piezas con signos de digestión. Las piezas de Sciuridae, Trilophomyidae y Cricetidae, escasas y sin evidencias de digestión, se cuantifican conjuntamente en la última columna.

La gran mayoría de los restos no presenta signos de digestión. Pueden corresponder a animales no depredados o bien a presas de rapaces nocturnas, cuya digestión apenas altera los restos. Para evaluar la contribución de estas aves en la formación de los yacimientos de TCH-1B y 3, se ha comparado la composición faunística de estos niveles con la de dos rellenos kársticos geográficamente muy próximos y de edades muy similares (Moreda1-A y 1-B, respectivamente), formados por acción de rapaces nocturnas (Castillo, 1990).

La distribución de los distintos grupos de micromamíferos es muy similar en los dos niveles kársticos, y muy diferente a la de los yacimientos fluvio-lacustres (figura 1). Las asociaciones faunísticas de Mo1-A y 1-B están formadas principalmente por dos múridos, *Stephanomys* (claramente dominante) y *Castillomys*, mientras que el resto de taxones son muy escasos. Estas proporciones parecen reflejar la dieta de una sola rapaz nocturna, ya

que en la alimentación de estas aves predomina una sola especie (a lo sumo, dos) de mamíferos. Por el contrario, la distribución de los grupos de micromamíferos en TCH-1B y 3 es notablemente más uniforme y no parece corresponder a un solo tipo de predador.

La abundancia de *Apodemus*, Arvicolidae, Gliridae, Soricidae y Talpidae es notablemente mayor en TCH-1B y 3 que en Mo-A y 1-B. También existen diferencias en la presencia de ciertos taxones: *Paenelimoecus*, soricido de talla muy pequeña encontrado en TCH-1B y 3, y *Pliopetaurista*, ardilla voladora de hábitos arborícolas hallada en TCH-1B, no aparecen en Mo1-A y 1B, a pesar de la riqueza de estos últimos yacimientos.

Se interpreta que en estos niveles kársticos están subrepresentados o ausentes los micromamíferos relacionados con medios boscosos (*Apodemus*, *Pliopetaurista*, Gliridae), aquellos con hábitos acuáticos o excavadores (Talpidae) y los de talla grande (Arvicolidae) o muy pequeña (Soricidae, también relacionados con hábitats boscosos). Estas observaciones son coherentes con trabajos previos que indican que los micromamíferos con hábitos diurnos, arbóreos, excavadores o de tamaño muy pequeño pueden estar ausentes o mal representados en la dieta de estas aves (Kowalski, 1990; Andrews, 1995).

En conclusión, los yacimientos de TCH-1B y 3 están formados por restos de animales muertos por distintas causas. La proporción de presas de rapaces diurnas y/o carnívoros (que producen claros signos de digestión) es pequeña. No se observa una dominancia clara de una sola especie de micromamífero, como sucede en acumulaciones formadas por una sola rapaz nocturna, por lo que es probable la intervención de varias de estas aves con preferencia por distintas presas. Además, la abundancia de taxones que no son frecuentes en la dieta de rapaces nocturnas actuales ni en rellenos kársticos de la misma edad parece indicar que parte de los restos procede de animales no depredados.

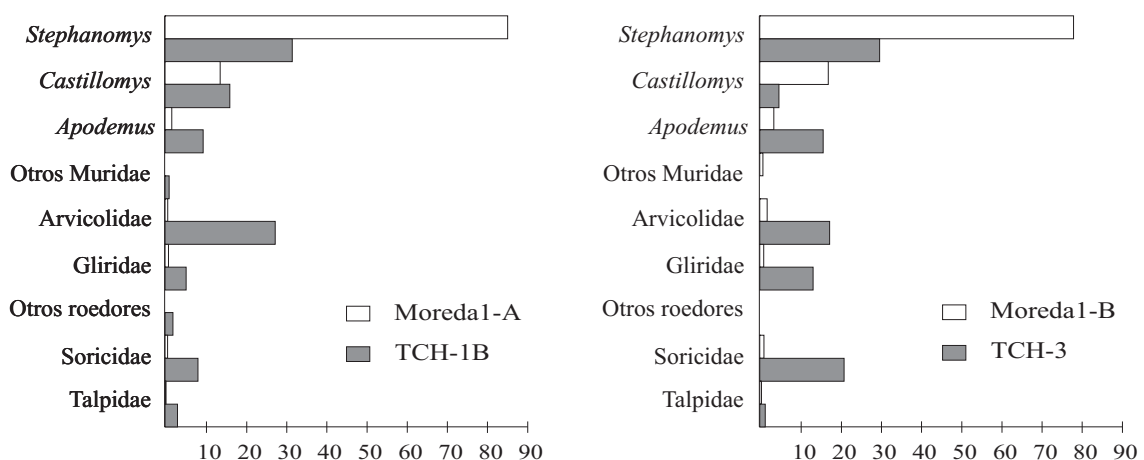


Figura 1: Comparación de las proporciones (en %) de distintos taxones en yacimientos kársticos y fluvio-lacustres. Izquierda: Moreda1-A y TCH-1B; derecha: Moreda1-B y TCH-3.

Referencias

- Andrews, P. 1990. *Owl, Caves and Fossils*. Natural History Museum Publications, London, 231 pp.
- Andrews, P. 1995. Experiments in Taphonomy. *Journal of Archaeological Science*, **22**, 147-153.
- Castillo, C. 1990. *Paleocomunidades de Micromamíferos de los Yacimientos kársticos del Neógeno Superior de Andalucía Oriental*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 225 pp. (inédita).
- Kowalski, K. 1990. Some problems of the taphonomy of small mammals. In: *International Symposium on the Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids* (Eds. O. Fejfar & W. D. Heinrich). Geological Survey, Praha, 285-296.
- Minwer-Barakat, R. 2005. *Roedores e insectívoros del Turoliense superior y el Plioceno del sector central de la cuenca de Guadix*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 548 pp. (inédita).

Inventario de los fósiles mesozoicos procedentes de la región de Murcia depositados en la Universidad de Granada

Minwer-Barakat, R.¹, Romero, G.², Sandoval, J.¹, Company, M.¹ y Tavera, J.M.¹

¹ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avenida Fuentenueva s/n, 18071 Granada; rminwer@ugr.es; sandoval@ugr.es; mcompany@ugr.es; jtavera@ugr.es

² Servicio de Patrimonio Histórico, Dirección General de Cultura de la Comunidad Autónoma de Murcia, Palacio de los Pacheco, Plaza Fontes, 2, 30001 Murcia; gromero@um.es

El Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada cuenta con amplias colecciones de fósiles mesozoicos procedentes de la región de Murcia, fruto de la labor investigadora de varios de sus miembros durante los últimos 30 años. Este departamento ha previsto la cesión de algunas de estas colecciones, que cuentan con ejemplares de gran valor científico y patrimonial, a la Dirección General de Cultura de la Región de Murcia para su almacenamiento y exposición permanente en el futuro Museo de Paleontología y Evolución Humana de la Región de Murcia.

Con vistas a una próxima cesión de las colecciones se ha creado una base de datos informatizada, imprescindible para la gestión de una colección museográfica, utilizando el modelo de ficha básica empleado en el Servicio de Patrimonio Histórico de la Dirección General de Cultura de la Región de Murcia. Se ha elegido el programa Microsoft Access, que permite una gran rapidez en la gestión de datos, diferentes opciones de consulta y un fácil manejo. La ficha básica del inventario (Fig. 1), complementada para cada ejemplar catalogado, incluye diferentes tipos de datos:

1. Número de catálogo y sigla del ejemplar.
2. Datos referentes a la clasificación taxonómica (especie, género, familia, orden, clase, filo).
3. Datos relativos a la procedencia del ejemplar: nombre del yacimiento, coordenadas (en caso de estar disponibles), municipio, provincia, país.
4. Datos relativos a la datación del fósil (era, sistema, serie, piso, biozona).
5. Datos referentes al estado de conservación de cada ejemplar catalogado (los datos complementados varían en función del tipo de pieza, estado de conservación y posible tratamiento en laboratorio). Se incluye también el nombre del investigador que realizó la determinación del fósil.
6. Otros datos: fecha de ingreso, datos del titular, localización, bibliografía relacionada con el ejemplar, observaciones.
7. Fecha de complementación de la ficha y nombre de la persona que la realizó.
8. Se ha completado cada ficha con una fotografía digital en formato JPG, salvo para aquellos ejemplares mal conservados o muy fragmentados.

Las colecciones cedidas incluyen material procedente de 10 secciones estratigráficas ubicadas en las sierras de Ricote, Lúgar, Corque y Espuña, y en la localidad de Caravaca (Tabla 1), y están constituidas por restos de invertebrados marinos del Mesozoico. Entre ellos son especialmente abundantes los ammonioideos, aunque también existen restos de otros moluscos (belemnites, bivalvos, gasterópodos), braquiópodos y equinodermos. La edad de estos fósiles está comprendida entre el Domeriense (Jurásico inferior) y el Barremiense (Cretácico inferior). El número total de ejemplares inventariados es de 3595.

La creación de esta base de datos permite un fácil acceso a la información sobre estas colecciones usando distintos tipos de criterios (taxonómicos, geográficos, temporales, conservacionales), además de la documentación gráfica de los ejemplares. Este inventario

contribuye, por otra parte, a la creación de un sistema de catalogación común para todos los fósiles procedentes de la Región de Murcia.

Emplazamiento	Sección	Edad	Ejemplares
Sierra Espuña	Morrón Chico	Domeriense superior-Toarciense superior	38
Sierra Espuña	Perona	Toarciense inferior	9
Sierra Espuña	Tres Carrascas	Domeriense medio-superior	50
Sierra Espuña	Prat Mayor	Domeriense medio-Caloviense inferior	80
Sierra Espuña	Malvariche	Domeriense inferior-Caloviense inferior	180
Sierra de Ricote	Ricote 1	Toarciense medio-Bajociense inferior	671
Sierra de Lúgar	Lúgar 1	Bajociense superior-Caloviense inferior	588
Sierra de Lúgar	Lúgar 2	Bathonienense inferior-Caloviense inferior	233
Sierra de Corque	Corque	Bajociense superior-Caloviense inferior	323
Río Argos (Caravaca)	Argos 1	Hauteriviense superior-Barremiense inferior	1423

Tabla 1. Edad y nº de ejemplares procedentes de cada sección incluida en el inventario.

Número de Registro Eliminar registro

Número identificación

Sigla

CLASIFICACIÓN

Especie

Género

Familia

Orden

Clase

Filo

PROCEDENCIA

País

Com. Autón.

Provincia

Municipio

Yacimiento

Coordenadas X Coordenadas Y

Fotografía

Ruta:



DATACIÓN

Era

Sistema

Serie

Piso

Biozona

Formación

ELEMENTO

Elemento

Conservación

Tipo

Réplica

Nº de ejempl.

Medidas

Tipo prepar.

Moide

Determinación

OTROS DATOS

Ingreso

Titular

Dirección titular

Localización

Bibliografía

Observaciones

Cumplimentación Revisado Fecha de cumplimentación

Figura 1. Ejemplo de ficha básica del inventario realizado.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del “Programa de Apoyo a la Investigación y Actuaciones tendentes a la creación del Museo Regional de Paleontología”, financiado por el Servicio de Patrimonio Histórico de la Dirección General de Cultura, Consejería de Educación y Cultura de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia.

Primera evidencia de fragmentos de cáscara de huevo en el Valanginiense-Hauteriviense (Cretácico Inferior) de la Cordillera Ibérica (Zaragoza, España)

Moreno-Azanza¹, M., Canudo, J.I.¹ y Gasca, J.M.¹

¹ Grupo Aragosaurus, Área de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza; mmazanza@unizar.es; jicanudo@unizar.es; www.aragosaurus.com

La Formación Villanueva de Huerva es el único registro continental del Valanginiense - Hauteriviense en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, restringiéndose la sedimentación a la Cubeta de Aguilón (Soria, 1997). El depósito se produjo en un sistema fluvio-lacustre sobre el que se instaló un sistema lacustre somero (tramos B y C de Soria, 1997). El yacimiento de Pochancalo-1 (Poch-1) se encuentra hacia el techo del Tramo B, en un nivel de lutitas grises depositado durante un periodo de anoxia en el sistema lacustre que favoreció la conservación de abundantes restos de vertebrados y plantas.

Se ha tamizado una muestra de unos 40 kg. de sedimento de Poch-1. El nivel fosilífero es rico en restos de microvertebrados, cáscaras de huevo y pequeños fragmentos vegetales. Entre los microvertebrados se han identificado dientes de “peces” semionotiformes e hibodóntidos, restos postcraneales de anfibios, placas de quelonios, dientes aislados de cocodrilos pertenecientes a las familias Atoposauridae, Bernissartidae y Goniopholidae, pterosaurios, mamíferos y dinosaurios saurópodos y terópodos. Entre las cáscaras de huevo hay al menos cinco tipos que hemos asignado a los morfotipos estructurales testudoide, cocodriloides, dinosauroide esferulítico y ornitoide según la clasificación propuesta por Mikhailov (1997). El estudio de estas cáscaras es precisamente el objetivo de esta comunicación.

Al tipo 1 corresponden fragmentos de cáscara de 700 a 900 µm de espesor. Presentan ornamentación sagenotuberculada en la cara externa, y en la cara interna presentan mamilas fusionadas y abundantes cráteres de reabsorción. Corresponden al morfotipo prolatoesferulítico, con un sistema canales respiratorios prolatocaniculado. Se asigna provisionalmente a la oofamilia Spherooolithidae.

El tipo 2 está representado por cáscaras finas, con un espesor medio de 640 µm, incluyendo ornamentación. La superficie externa es rugosa, con ornamentación compactituberculada y la superficie interna está fuertemente ornamentada, con las bases de las mamilas fusionadas en grupos de hasta cinco mamilas y abundantes cráteres de reabsorción. El morfotipo estructural es tubo esferulítico con unidades de crecimiento discretas o parcialmente fusionadas y el sistema de poros es tubicaniculado. Se asigna a la oofamilia Megaloolithidae.

El tipo 3 está representado por cáscaras de 500 µm de espesor y superficie externa lisa. La cara interna presenta mamilas de reducido tamaño (50 µm), mayoritariamente fusionadas en grupos de tres a cinco mamilas y fuertemente reabsorbidas, dando lugar a la formación de crestas por la coalescencia de los cráteres de reabsorción. El morfotipo estructural es oblicuoprismático, con sistema de canales respiratorios oblicuocaniculado. En vista radial se distinguen 2 capas, mamilar y prismática, bien diferenciadas pero sin un límite neto entre ambas. La relación entre la capa prismática y la mamilar es de 10/1. En núcleos cruzados se observa un patrón de extinción en prismas bien definido. Se asignan a la oofamilia Prismatoolithidae.

Las cáscaras del tipo 4 presentan espesores entre 350 y 450 μm , y una superficie externa ligeramente ondulada sobre la cual se desarrollan dos familias de poros de diferente diámetro (20 y 40 μm de diámetro medio respectivamente), sin un patrón de distribución apreciable. En sección radial se observan unidades prismáticas más altas que anchas, correspondiendo al morfotipo esferurígido. Se asignan de forma tentativa a Testudolithidae.

El tipo 5 está representado por cáscaras muy finas (<100 μm de espesor). La superficie externa es lisa o suavemente ondulada y la superficie interna lisa. En sección radial, la cáscara presenta sistema de canales angusticaniculado y morfotipo Neognato, con dos capas ultraestructurales bien diferenciadas, mamilar y continua, separadas por una superficie neta. La capa mamilar se encuentra muy reducida, constituyendo entre 1/9 y 1/11 del espesor total de la cáscara. No se aprecia capa externa. El patrón de extinción es prismático. Se asignan al morfotipo Neognato, oofamilia incertidae sedis.

Poch-1 es el primer yacimiento de fragmentos de cáscara de huevo descrito en la provincia de Zaragoza, el primero de edad Valanginiense -Hauteriviense, y por el momento el más antiguo descrito en la Cordillera Ibérica. Además es bastante rico, habiéndose recuperado más de 100 cáscaras en 40 Kg. de sedimento, siendo uno de los yacimientos tipo “eggshell debris” más ricos estudiados hasta la fecha. Resulta importante la existencia de restos directos de los taxones que probablemente depositaron los huevos. Poch-1 presenta una significativa diversidad, con al menos cinco ootaxones (tabla 1), con una asociación diferente a las descritas hasta ahora para el Cretácico Inferior de la Cordillera Ibérica (Kohring, 1990; Amo-Sanjuán, 1998).

Tipo	Ootaxón	Posible productor	Restos directos
Tipo 1	Spheroolithidae	Ornitópoda	1 diente
Tipo 2	Megalolithidae	Sauropoda	1 diente
Tipo 3	Prismático	Theropoda	6 dientes
Tipo 4	Testudolithus sp.	Quelonia	Varias placas
Tipo 5	Neognato	Neosuchia	1 diente?

Tabla 1. Relación de los diferentes taxones descritos con sus posibles productores y los restos directos de los mismos encontrados en el yacimiento Pochancalo 1.

Referencias

- Amo Sanjuán, O. 1998. *Fragmentos de cáscara de huevo de vertebrados del Cretácico Inferior de Galve (Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 116 pp.
- Kohring, R. 1990. Fossile Reptil-Eischalen (Chelonia, Crocodilia, Dinosauria) aus dem unterem Barremium von Galve (provinz Teruel, SE Spanien). *Paläontologische Zeitschrift*, **64**, 392-344.
- Mikhailov, K. E. 1997. Fossil and Recent eggshell in amniotic vertebrates; fine structure, comparative morphology and classification. *Special Papers in Palaeontology*, **56**, 1-80.
- Soria de Miguel, A.R. 1997. La sedimentación en las cuencas marginales del Surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su contorno estructural. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 363 pp.

Precisiones sobre la edad, mediante ammonoideos, de la Fm. Margas del Forcall, Aptiense inferior, en la subcuenca de Galve (Teruel, España)

Moreno, J.A.¹ y Bover, T.²

¹ Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, España; j.a.moreno@ub.edu

² Universität Bayreuth. Abteilung Geologie, Universitätsstr. 30, 95440 Bayreuth, Alemania; telm.bover@uni-bayreuth.de

La subcuenca de Galve, una de las subcuencas que integran la cuenca del Maestrazgo, se sitúa en el NE de la península Ibérica, Teruel, en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica. Los ammonites aptienses de la subcuenca de Galve sólo han merecido la atención de Weisser (1959), que reconoció la Biozona Deshayesites Deshayesi en la Formación Margas del Forcall.

El análisis bioestratigráfico de las asociaciones de ammonites recolectadas en la subcuenca de Galve permite reconocer las siguientes Biozonas de ammonites del Aptiense inferior:

Biozona Deshayesites Weissi, Horizonte Roloboceras Hambrovi: En la parte baja de las Margas del Forcall se ha recolectado: *Roloboceras hispanicum* Sornay y Marin (Fig. 1, A), *Roloboceras hambrovi* (Forbes) y *Barremites* sp..

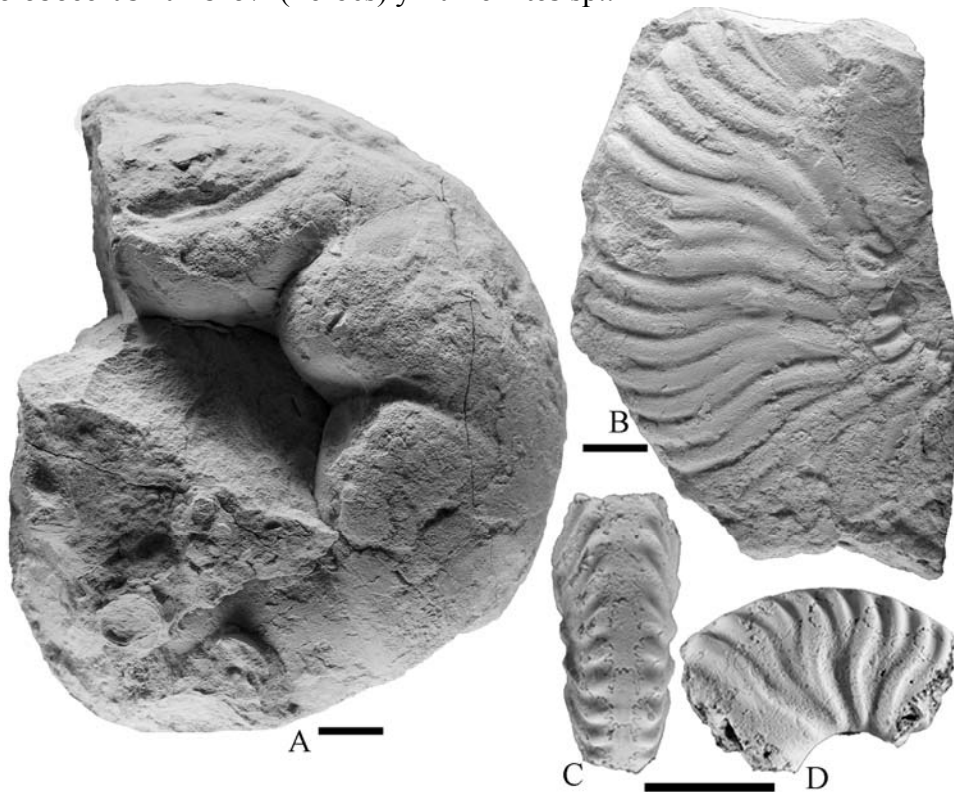


Figura 1: A: *Roloboceras hispanicum* Sornay y Marin, ejemplar CPT-3234 (Conjunto Paleontológico de Teruel) procedente de Miravete de la Sierra. B: *Deshayesites grandis* Spath, ejemplar CPT-3236 procedente de Villaroya de los Pinares. C-D: *Dufrenoyia dufrenoyi* (d'Orbigny), ejemplar CPT-3232 procedente de Miravete de la Sierra. Escala gráfica: 1 cm.

Biozona Deshayesites Deshayesi: Es la mejor representada tanto en número de especies como de ejemplares. Se han reconocido *Deshayesites deshayesi* (Leymiere in d'Orbigny), *Deshayesites grandis* Spath (Fig. 1, B), *Deshayesites latilobatus* Neuman & Uhlig y *Deshayesites vectensis* Spath, que permiten diagnosticar esta Biozona. Junto con los Deshayesítidos aparece también *Australiceras* cf. *gigas* (Sowerby), *Toxoceratoides* sp., *Cheloniceras cornuelianum* (d'Orbigny) y *Pseudosaynella undulata* (Sarsin).

Biozona Dufrenoyia Furcata: En la parte alta de la Formación Margas del Forcall se ha encontrado *Dufrenoyia dufrenoyi* (d'Orbigny) (Fig. 1, C-D) y *Cheloniceras cornuelianum* (d'Orbigny).

Referencia

Weisser, B. 1959. Acerca de la estratigrafía del Urgo-Aptense en las cadenas celtibéricas de España. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*. **55**, 17-32.

Caracterización de dimorfismo morfodimensional en *Deshayesites deshayesi* (Leymerie in d'Orbigny) (Ancyloceratina, Ammonoidea)

Moreno, J.A.¹ y Company, M.²

¹ Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona; j.a.moreno@ub.edu

² Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avda. Fuentenueva s/n, 18002 Granada; mcompany@ugr.es

Deshayesites deshayesi (Leymerie in d'Orbigny) es la especie tipo del género *Deshayesites* y la especie índice de una zona de ammonites del Aptiense inferior. Paradójicamente se trata de una especie mal caracterizada y que ha sido objeto de interpretaciones diversas. Ello se debe básicamente a que su holotipo corresponde a las vueltas internas de un fragmocono, por lo que la mayor parte de los ejemplares atribuidos a esta especie han sido formas juveniles o núcleos de pequeño tamaño sin una relación claramente establecida con formas adultas.

Los materiales correspondientes a la Biozona de *D. deshayesi* del macizo del Garraf (sección del Farreny) y de la subcuenca de Galve en la Cordillera Ibérica (secciones de Miravete de la Sierra y de Villaroya de los Pinares) han proporcionado una abundante y relativamente bien preservada fauna de deshayesítidos. Su estudio ha permitido a uno de los autores de este trabajo (Moreno, 2007a, b, c) confrontar las formas juveniles atribuibles a *D. deshayesi* con individuos adultos generalmente asignados a otras especies nominales. Como resultado de ese análisis comparativo, propuso que las especies *D. grandis* Spath, *D. involutus* Casey, *D. latilobatus* (Sinzow) y *D. multicostatus* Swinnerton deberían ser consideradas sinónimas de *D. deshayesi*.

Aunque la existencia de un dimorfismo morfodimensional de origen sexual está generalmente reconocida en la mayor parte de los grupos de ammonoideos jurásicos y cretácicos, sólo existen vagas referencias a su posible expresión en los deshayesítidos (Casey, 1965; Wright *et al.*, 1996; Kelly & Whitham, 1999; Ropolo *et al.*, 2006). La mayor parte de estas especies nominales citadas anteriormente corresponden a morfologías de gran tamaño que pueden ser consideradas como macroconchas adultas o subadultas. Estas son, por otra parte, las formas más habituales (llegando a representar hasta el 98% de las poblaciones) en las asociaciones procedentes tanto del Garraf como de la Cordillera Ibérica. Junto a ellas coexisten algunos individuos adultos de dimensiones mucho más pequeñas, generalmente mucho menos frecuentes, salvo en uno de los niveles de la parte alta de la Biozona de *D. deshayesi*, muy rico en orbitolínidos, en la sección de Miravete de la Sierra, donde las proporciones se invierten. Estas morfologías son atribuibles a las especies nominales *D. vectensis* Spath, *D. wiltshirei* Casey y *D. geniculatus* Spath. Por su concurrencia espaciotemporal con las macroconchas antes descritas, pensamos que estas formas de menor tamaño deben corresponder a las microconchas de la especie *D. deshayesi*. Las fuertes diferencias en las frecuencias relativas de ambos antidimorfos en las distintas poblaciones estudiadas podrían ser debidas a un cierto grado de segregación ecológica entre ambos sexos.

Los estadios juveniles de la macroconcha y la microconcha son muy similares y no se pueden diferenciar netamente entre sí. En estadios más avanzados, y a diámetros similares, la macroconcha presenta una sección de la vuelta más alta, generalmente mayor densidad de costulación y unas costillas más finas y con menor relieve, mientras que la microconcha es más evoluta, tiene una densidad de costulación menor y sus costillas son más robustas y angulosas (Fig. 1).

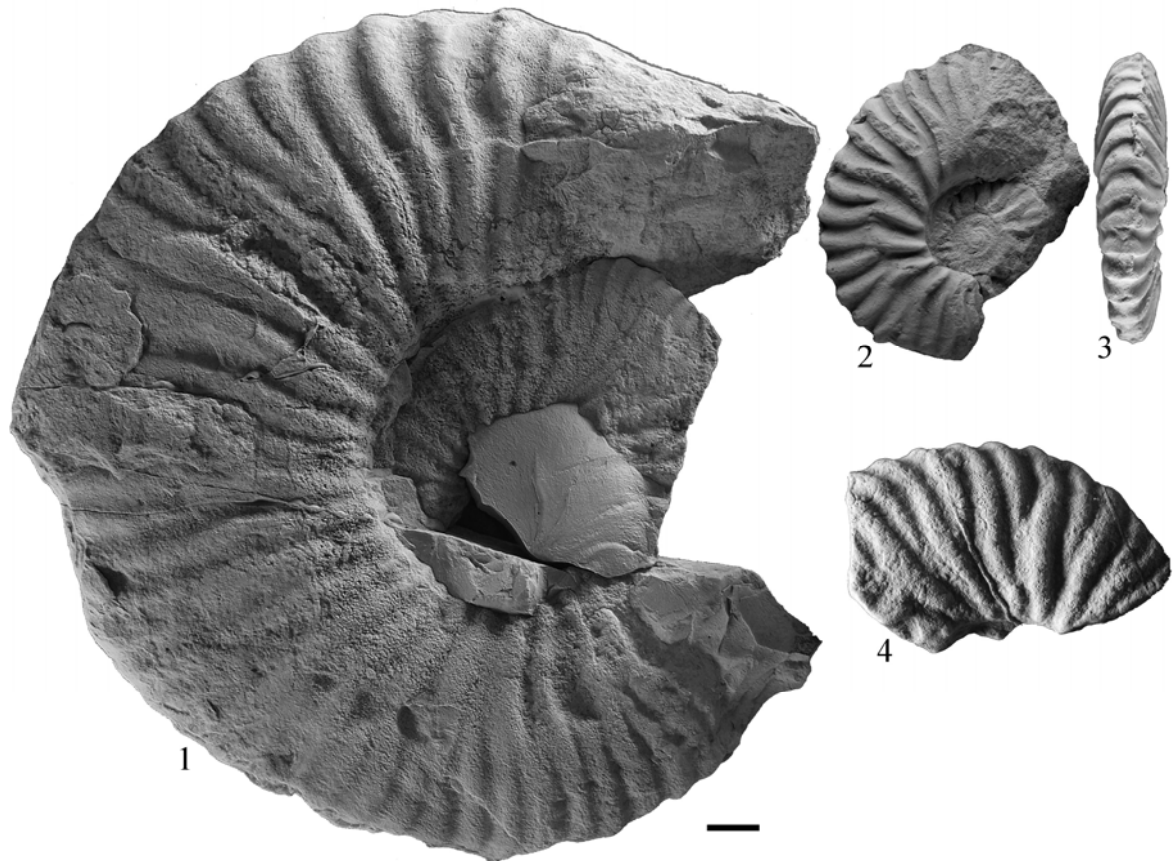


Figura 1: *Deshayesites deshayesi* (Leymerie in d'Orbigny). 1, macroconcha, ejemplar del Museo Geológico del Seminario de Barcelona (MGSB) 13848-1, procedente del Farreny (Olèrdola, Barcelona). 2-3, microconcha, ejemplar del Conjunto Paleontológico de Teruel CPT-3237, procedente de Villaroya de los Pinares (Teruel). 4, microconcha, ejemplar MGSB 1204-2, procedente del Farreny (Olèrdola, Barcelona). Escala gráfica 1 cm.

Referencias

- Casey, R. 1965. *A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. Part V.* Palaeontographical Society, London, 399-546.
- Kelly, S. & Whitham, A. 1999. Deshayesitid ammonites from the lower Aptian (Lower Cretaceous) of North-East Greenland. *Scripta Geologica, Special Issue*, **3**, 83-95.
- Moreno, J.A. 2007a. *Deshayesites latilobatus* y *Deshayesites grandis* procedentes del macizo del Garraf (Barcelona). ¿“Especies” sinónimas de *D. deshayesi* ? In: *Cantera Paleontológica, V Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología* (Cuenca, 2007), 289-300.
- Moreno, J.A. 2007b. Espècies del gènere *Deshayesites* (Ammonoidea) de la Formació Margues del Forcall de Morella (Castelló), conservats a la col.lecció Mañé (MGSB). *Batalleria* **13**, 23-30.
- Moreno, J.A. 2007c. *Tafonomia, taxonomia i biostratigrafia dels ammonits de la secció estratigràfica del Cau (Llíber, Alacant), Aptià inferior*. Treball de recerca tutelat, Universitat de Barcelona, 55 pp. (Inédito).
- Ropolo, P., Moullade, M., Gonnet, R., Conte, G. & Tronchetti, G. 2006. The Deshayesitidae Stoyanov, 1949 (Ammonoidea) of the Aptian historical stratotype region at Cassis-La Bédoule (SE France). *Carnets de Géologie, Memoir*, **2006**, 1-46.
- Wright, C.W., Callomon, J.H. & Howarth, M.K. 1996. *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part I, Mollusca 4, Revised. Volume 4: Cretaceous Ammonoidea*. Geological Society of America & University of Kansas Press, Boulder and Lawrence, 362 pp.

Caracterización estratigráfica y paleontológica de un pulso regresivo/transgresivo en el interior del ciclo Ap3 (Aptiense inferior) en la Cordillera Ibérica y en el Dominio Prebético

Moreno, J.A.¹, Company, M.², Sandoval, J.² y Tavera, J.M.²

¹ Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona; j.a.moreno@ub.edu

² Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avenida Fuentenueva s/n, 18002 Granada; mcompany@ugr.es; sandoval@ugr.es; jtavera@ugr.es

El ciclo de tercer orden Ap3 (Hardenbol *et al.*, 1998) es, probablemente, uno de los más característicos del Cretácico inferior. Su límite inferior (~120 Ma) coincide con el límite entre las Zonas de *Deshayesites oglanlensis* y de *D. weissi* (Aptiense inferior), mientras que el superior (~117 Ma) se sitúa entre las Zonas de *Dufrenoyia furcata* y de *Epicheloniceras martini* (límite Aptiense inferior-Aptiense superior), por lo que es uno de los de mayor duración del Cretácico. Su máximo transgresivo (situado en la parte alta de la Zona de *D. weissi*, horizonte de *Roloboceras hambrovi*) está asociado al evento anóxico oceánico OAE1a y representa uno de los episodios de mayor inundación de las plataformas del registro geológico (Jenkins, 1980; Jackin *et al.*, 1998), siendo claramente reconocible en todos los márgenes de la placa Ibérica.

De acuerdo con las interpretaciones generalmente aceptadas, el estadio de alto nivel del mar subsiguiente al máximo transgresivo de este ciclo se prolongaría a lo largo de las Zonas de *Deshayesites deshaysi* y *Dufrenoyia furcata* (Fig. 1). No obstante, el análisis estratigráfico y paleontológico de diversas secciones localizadas en la Cordillera Ibérica y en el Dominio Prebético nos ha permitido reconocer un pulso regresivo/transgresivo en ese intervalo y caracterizar un límite de secuencia coincidiendo con la base de la Zona de *D. furcata*.

En primer lugar, en algunas secciones como la del Cau (Prebético Interno, N de Alicante) o las de Villarroya de los Pinares y Miravete de la Sierra (subcuenca de Galve, Teruel) se observa que la sedimentación margosa característica del máximo transgresivo pasa a ser más rítmica, con más niveles calizos intercalados que atestiguan una ligera somerización en la Zona de *D. deshaysi*, volviendo al predominio de las margas en los niveles correspondientes a la Zona de *D. furcata*.

Por otra parte, las asociaciones de ammonoideos de la Zona de *D. deshaysi* en la sección del Cau muestran un carácter más proximal que las de la Zona de *D. weissi*. Así, mientras en la Zona de *D. weissi* las asociaciones están compuestas mayoritariamente por pequeños desmocerátidos de ambiente pelágico, en la Zona de *D. deshaysi* dominan los deshaysítidos de gran tamaño característicos de aguas más costeras. En la Zona de *D. furcata* son también los deshaysítidos el grupo dominante, pero en este caso representados por formas juveniles y microconchas, propias de medios algo más distales. Diferencias similares se observan entre las asociaciones de las Zonas de *D. deshaysi* y *D. furcata* en la subcuenca de Galve.

De acuerdo con Dutour (2005), la Zona de *D. furcata* puede dividirse en dos subzonas: una inferior de *D. furcata* y una superior de *D. dufrenoyi*. Tanto en el Cau como en Villarroya de los Pinares, los materiales inmediatamente superiores a la Zona de *D. deshaysi* corresponden a la Subzona de *D. dufrenoyi*, por lo que no habría registro de la Subzona de *D. furcata*. En la sección del Cau, además, el límite entre ambas zonas queda marcado por una clara superficie de discontinuidad. No obstante, sí existen materiales

atribuibles a la Subzona de *D. furcata* en áreas más internas de las cuencas, tanto en el Prebético (Serra de Fontcalent, cerca de Alicante) como en la Cordillera Ibérica (Xert, en el Maestrazgo castellonense).

Todo ello nos lleva a interpretar el límite entre las Zonas de *D. deshayesi* y *D. furcata* como un límite de secuencia. En ese caso, el estadio de alto nivel del ciclo Ap3 quedaría reducido a la Zona de *D. deshayesi*, mientras que la Subzona de *D. furcata*, no representada en las áreas más proximales, correspondería al estadio de bajo nivel de una nueva secuencia Ap3' (Fig. 1). El análisis preliminar de los datos publicados sobre las plataformas del SE de Francia, donde el control bioestratigráfico es también muy preciso, parece confirmar esta interpretación.

		Hardenbol <i>et al.</i> , 1998		Propuesta	
		T	R	T	R
Aptiense inferior	Dufrenoyia Furcata	Ap3		Ap3'	
	Deshayesites Deshayesi				
	Deshayesites Weissi			Ap3	
	Deshayesites Oglalensis				

Fig 1. Propuesta del nuevo ciclo Ap3'

Referencias

- Dutour, Y. 2005. *Biostratigraphie, évolution et renouvellements des ammonites de l'Aptien supérieur (Gargasien du bassin vocontien (Sud-Est de la France))*. Thèse Université Claude Bernard, Lyon, 280 pp.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C. & Vail, P.R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins* (Eds. P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail). SEPM, Special Publication, **60**, 3–13.
- Jacquin, T., Rusciadelli, G., Amédéo, F., de Graciansky, P.C. & Magniez-Janin, F. 1998. The North Atlantic cycle: an overview of 2nd order transgressive/regressive facies cycles in the Lower Cretaceous of Western Europe. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins* (Eds. P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail). SEPM, Special Publication, **60**, 397–409.
- Jenkyns, H.C. 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society of London*, **137**, 171–188.

Primeros datos sobre la presencia de fanerógamas marinas en el Plioceno inferior de la Península Ibérica

Muñiz, F.¹, Barrón, E.², Aguirre, J.³ y Berbel, J.⁴

¹ Grupo de Investigación RNM316 “Tectónica y Paleontología”, Facultad de Ciencias Experimentales, Univ. de Huelva, Avda. Tres de Marzo s/n, 21071 Huelva; fmgueina@uhu.es.

² Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid; e.barron@igme.es.

³ Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, c/ Fuentenueva s/n, Universidad de Granada, 18071 Granada; jaguirre@gr.es.

⁴ Avda. Nueva Alcazaba 6, 04007 Almería; jberbelr@auna.com.

En la actualidad, las fanerógamas marinas presentan 9 géneros y unas 50 especies pertenecientes a tres familias distintas: Cymodoceae, Posidoniaceae y Zosteraceae (Green & Short, 2003). Algunas de las especies de estas familias son capaces de formar extensas praderas sumergidas, un ejemplo de esto son las que forma *Posidonia oceanica* (L.) Delile en el Mediterráneo, concretamente en la costa Almeriense frente a Cabo de Gata.

Los fósiles más antiguos de fanerógamas marinas proceden del Cretácico Superior de Holanda (Voigt & Domke, 1995), habiéndose descrito como *Thalassocharis bosqueti*. Hasta la fecha existen pocos trabajos que aborden el estudio de fósiles cenozoicos de estas plantas. Únicamente se ha publicado el estudio de una asociación de *P. oceanica* registrada en materiales pliocenos de la isla griega de Rodas (Moissette *et al.*, 2007). En este sentido, se exponen los primeros datos para la Península Ibérica sobre la presencia de fanerógamas marinas de edad Plioceno inferior en Almería, SE de España.

El material estudiado procede del paraje conocido como Monte Palmo de Salas al NE de Almería. Desde el punto de vista geológico, los ejemplares se localizan en niveles carbonatados intercalados entre arcillas y limos arcillosos gris-azulados muy oscuros de edad Plioceno inferior. Este conjunto representa la parte inferior de la Unidad I dentro de la Cuenca de Almería-Níjar (Aguirre, 1998).

Descripción: la asociación estudiada está integrada por fragmentos de impresiones foliares y rizomas. Las impresiones foliares son paralelinervias, con el margen liso. No se observa en ellas nervios de primer orden, ni nervios perpendiculares que conecten a los que recorren las hojas longitudinalmente. Los rizomas son estrechos y se encuentran segmentados. Cada segmento está relacionado con la presencia de una hoja que envainaría con su base al rizoma. En algunos ejemplares, en lugar de segmentos se observa una superficie punteada con una estructura estriada longitudinalmente que estaría relacionada con la inserción de raíces que los anclarían al sustrato. Por lo general, presentan ramificaciones, pero dado el estado fragmentario de los ejemplares estudiados no se puede concluir si son de tipo simpódico o monopódico. Algunos de los rizomas se encuentran seccionados permitiendo la observación de un canal que los recorre interiormente y que podría estar relacionado con tejido medular que no ha fosilizado.

Implicaciones paleoambientales y paleoecológicas: en términos generales, el conjunto de arcillas y limos arcillosos donde aparece el material estudiado, representa unas condiciones de depósito de baja energía, cerca del nivel de base de acción de tormentas, con bajo contenido en oxígeno y depositados en un ambiente de plataforma externa (Aguirre, 1998). Respecto a la batimetría, la malacofauna que caracteriza este conjunto litológico, *Amusium*, *Corbula*, *Dentalium* y *Ditrupa*, indica un ambiente circalitoral profundo (>100 m) (Aguirre, 1998). Por otra parte, Pérez-Muñoz *et al.* (2001) establecen para estos sedimentos una asociación de foraminíferos bentónicos dominada por

Cassidulina neocarinata Thalmann que actualmente muestra los máximos de abundancia en ambientes de plataforma externa. Estos autores proponen una batimetría que oscila entre 30 y 100 m. Sin embargo, el rango batimétrico de las fanerógamas marinas oscila desde la franja intermareal hasta los 30-50 m de la plataforma media (Marina *et al.*, 2007) y habitan fundamentalmente en regiones templadas, subtropicales y tropicales, aunque algunas de ellas son capaces de vivir en mares fríos y polares (Heywood, 1985). Así mismo, las praderas de fanerógamas marinas presentan un ciclo de crecimiento anual, caracterizado por el desarrollo, crecimiento y pérdida de las hojas que permanecen unidas a la planta hasta el otoño, época en la que son arrancadas, junto con los rizomas, por los temporales y son transportados y acumulados en otras áreas (Moissette *et al.*, 2007).

En nuestro caso tanto los restos foliares como los rizomas se encuentran como fragmentos, con un cierto grado de destrucción tafonómica, y formando una concentración espacial caótica. Esto indica que los restos de plantas sufrieron un cierto transporte, aunque probablemente no muy prolongado, por el cual las hojas sufrieron más estos procesos que los rizomas al presentar tejidos más delicados. Esto explicaría el sesgo de preservación observado, donde los rizomas son más abundantes que las hojas. Por todo ello, la concentración de fanerógamas estudiada se interpreta como un depósito de tormenta, donde las plantas fueron transportadas desde zonas someras de la plataforma hacia ambientes más profundos. De hecho, los sedimentos en los que se incluye el nivel presentan otros de concentración de fósiles que han sido interpretados como tempestitas (Aguirre, 1998).

Agradecimientos

Trabajo financiado por la Dirección General de Bienes Culturales y Delegación Provincial de Cultura de Almería (Consejería de Cultura, Junta de Andalucía), por el Grupo de Investigación RNM 316 “Tectónica y Paleontología” de la Junta de Andalucía. Los autores quieren expresar su agradecimiento al mando de la Base Militar “Álvarez de Sotomayor” por las facilidades dadas durante el período de trabajo.

Referencias

- Aguirre, J. 1998. El Plioceno del SE de la Península Ibérica (provincia de Almería): síntesis estratigráfica, sedimentaria, bioestratigráfica y paleogeográfica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **11**, 297-315.
- Green, E.P. & Short, F.T. 2003. *World atlas of seagrasses*. University of California Press, Berkeley, 324 pp.
- Heywood, V.H. 1985. *Las plantas con flores*. Ed. Reverté, s.a., Barcelona, 332 pp.
- Marina, P., Barrajón, A., Bravo, N., Pulido, A., Belzunce, M. & Rueda, J.L. 2007. Puentes verdes para unir praderas submarinas en Maro-Cerro Gordo. *Quercus*, **253**, 28-34.
- Moissette, P., Koskeridou, E., Cornée, J.-J., Guillocheau, F. & Lécuyer, C. 2007. Spectacular preservation of seagrasses and seagrass-associated communities from the Pliocene of Rhodes, Greece. *Palaaios*, **22**, 200-211.
- Pérez-Muñoz, A.B., Márquez-Crespo, R., Yesares-García, J., Sánchez-Almazo, I.M. & Aguirre, J. 2001. Evolución paleoambiental durante el Plioceno inferior en la Cuenca de Almería-Níjar (SE de España) según las asociaciones de foraminíferos bentónicos. *Revista Española de Paleontología*, **nº extraordinario**, 21-34.
- Voigt, E. & Domke, W. 1955. *Thalassiocharis bosqueti* Debey ex Miquell, ein strukturell erhaltenes Seagrass aus der holländischen Kreide. *Mitteilungen aus dem geologischen und Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, **24**, 87-102.

Bioerosión de anélidos osteófagos (Siboglinidae) en el Plioceno inferior de Almería (SE de España)

Muñiz, F.¹, Esperante, R.², Gibert, J.M. de³, Mayoral, E.⁴, Santos, A.⁴ y Berbel, J.⁵

¹ Grupo de Investigación RNM316 “Tectónica y Paleontología”, Facultad de Ciencias Experimentales, Univ. de Huelva, Avda. Tres de Marzo s/n, 21071 Huelva; fmgueina@uhu.es.

² Geoscience Research Institute, Loma Linda, California 92350, USA; resperante@llu.edu.

³ Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Martí Franquès s/n, 08028 Barcelona; jmdegibert@ub.edu.

⁴ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Avda. Tres de Marzo s/n, 21071 Huelva; mayoral@uhu.es; asantos@dgyp.uhu.es

⁵ Avda. Nueva Alcazaba 6, 04007 Almería; jberbelr@auna.com.

La presencia esporádica del cadáver de un cetáceo sobre el fondo marino supone un excepcional aporte de nutrientes, aprovechados por diferentes comunidades de organismos invertebrados quimioautótrofos y heterótrofos (Smith *et al.*, 1989) incluyendo al anélido osteófago *Osedax* (O. Sabellida, Fam. Siboglinidae) (Rouse *et al.*, 2004).

Osedax perfora y destruye el sustrato óseo para obtener sus nutrientes utilizando bacterias endosimbiontes. Morfológicamente se le diferencian tres partes: una externa o emergente del hueso, llamada corona; y dos internas, el tronco y las raíces bulbosas u ovisacos donde se localizan los bacteriocitos que contienen los filamentos de la proteobacteria heterótrofa del Orden Oceanospirillales, responsable de la nutrición de *Osedax*.

En este sentido, damos a conocer la primera evidencia en el registro fósil de estructuras de bioerosión, posiblemente relacionadas con la actividad osteófaga de este singular tipo de anélido siboglínido y discutimos sobre su posible clasificación etológica.

El material estudiado procede del paraje conocido como Monte Palmo de Salas al NE de Almería (SE de España). Desde el punto de vista geológico, los ejemplares pertenecen al conjunto de limos verdoso-amarillentos y arenas finas-medias con capas de calcarenitas y calcirruditas intercaladas de edad Plioceno Inferior. Este conjunto representa la parte media de la Unidad I dentro la Cuenca de Almería-Níjar y pertenecen a un medio sublitoral con eventos tempestíticos proximales (calcarenitas y calcirruditas) (Aguirre, 1998).

Descripción: perforaciones simples con forma de tubo, orientadas perpendicularmente a la superficie del hueso, con trayectorias rectas y curvadas, en sección circulares y sin ramificaciones. La longitud máxima observada es de 40 mm y un diámetro que varía desde la parte proximal a la distal de 0,9 a 1,9 mm. Estos valores presentan una notable similitud con los mismos parámetros obtenidos para las especies conocidas de *Osedax* (Tabla 1). La parte proximal es lisa, mientras la distal presenta numerosas y pequeñas protuberancias bulbosas. Estas características morfológicas se asemejan bastante con el tronco y los ovisacos o raíces bulbosas reconocibles en *Osedax*. El relleno de las perforaciones es similar al del sedimento circundante (calcarenitas). La concentración de las estructuras de bioerosión observadas en los huesos fósiles sugiere colonización gregaria, al igual que ocurre con los actuales *Osedax* que en los estadios más avanzados de su actividad osteófaga llegan a destruir por completo la estructura interna de los huesos.

Clasificación etológica: La actividad perforante aquí descrita permite establecer su posible relación con la realizada en la actualidad por *Osedax* lo que contribuye a su interpretación desde el punto de vista del comportamiento. Según Rouse *et al.* (2004), *Osedax* se alimenta gracias a la actividad de bacterias endosimbiontes que a su vez explotan los nutrientes del sustrato óseo. Bajo esta perspectiva parece que la estructura

resultante debería clasificarse como un Fodinichnion dentro del esquema de categorías etológicas seilacheriano (Seilacher, 1953). Aunque Gibert *et al.* (2004), en una revisión de las categorías etológicas para estructuras de bioerosión, apuntaban la ausencia de Fodinichnia en sustratos duros por la carencia de materia orgánica explotable en ellos, los huesos de cetáceos constituirían una excepción. Por otro lado, Glover *et al.* (2005) no descartan que *Osedax* pudiese haber obtenido también su alimento gracias a un comportamiento quimioautótrofo basado en el contenido en sulfuro, lo que asemejaría esta estructura a otras informalmente designadas como ‘Chemichnia’ por Bromley (1996). En cualquier caso, las estructuras fósiles estudiadas y dado la clara afinidad biológica propuesta para su productor y actividad heterotrófica, parece más adecuado referirse inicialmente a estas perforaciones desde el punto de vista etológico como Fodinichnia.

Evolución: Según Rouse *et al.* (2004) la divergencia entre algunas especies de *Osedax* (calculada a partir de relojes moleculares) se remonta al Eoceno Superior. El hallazgo de estructuras de bioerosión fósiles asignables muy probablemente a este mismo género constituye la primera evidencia de que en el Plioceno Inferior ya existían anélidos específicamente adaptados a la explotación de esqueletos de ballena. La revisión de material fósil de cetáceos de diferentes edades y procedencia debería revelar más datos sobre la historia de este grupo de anélidos osteófagos.

Agradecimientos

Trabajo financiado por la Consejería de Cultura y Grupo de Investigación RNM 316 “Tectónica y Paleontología” de la Junta de Andalucía. A. Santos es beneficiaria de una beca post-doctoral (Praxis/BPD/20562) de la Fundação para a Ciência e a Tecnologia (Portugal) cofinanciada por EU (POCI 2010).

Referencias

- Aguirre, J. 1998. El Plioceno del SE de la Península Ibérica (provincia de Almería): síntesis estratigráfica, sedimentaria, bioestratigráfica y paleogeográfica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **11**, 297-315.
- Bromley, R.G. 1996. *Trace fossils. Biology, taphonomy and applications*. Chapman & Hall, London, 361 pp
- Gibert, J.M. Domènech, R. & Martinell, J. 2004. An ethological framework for animal bioerosion traces fossils upon mineral substrates with proposal of a new class, fixichnia. *Lethaia*, **37**, 429-437.
- Glover, A.G., Kållström, B., Smith, C. & Dahlgreen, T. 2005. World-wide whale worms? A new species of *Osedax* from the shallow north Atlantic. *Proceeding of the Royal Society B*, **272**, 2587-2592.
- Rouse, G.W., Goffredi, S.K. & Vrijenhoek, R.C. 2004. *Osedax*: bone-eating marine worms with dwarf males. *Science*, **305**, 668-671.
- Seilacher, A. 1953. Studien zur Palichnologie. I Über die Methoden der palichnologie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **98**, 87-124.
- Smith C.R., Kukert, H., Wheatcroft, R.A. Jumars, P.A. & Deming, J.W. 1989. Vent fauna on whale remains. *Nature*, **341**, 27-28.

Especies de <i>Osedax</i>	Longitud (máx.) T+Rb (mm)	Diámetro (mm)		Localidad	Batimetría (m)
		T	R b		
<i>O. rubiplumus</i>	46	2	4x0,3	Bahía de Monterey (EE.UU)	2891
<i>O. frankpressi</i>	12,2	0,9-1	5x3		
<i>O. mucofloris</i>	18	0,5	2	Kosterfjord (Suecia)	30-125
<i>O. japonicus</i>	12	0,7-1	0,9-2,8	Kyushu (Japón)	224-250
Ichnogénero indeterminado	40	0,9	1,9	Almería (España)	20-50

Tabla. 1. Tabla comparativa de los principales parámetros morfológicos entre las perforaciones y las especies de *Osedax* conocidas (**T**: tronco, **Rb**: raíces bulbosas).

Restos de vertebrados de la Cueva de Atxagakoa (Pleistoceno superior) (Forua, Bizkaia)

Murelaga, X.¹; Castaños, P.², López Quintana, J.C.³, Guenaga Lizasu, A.³, Bailon, S.⁴,
Saez de Lafuente, X.¹ y Zubeldia, H.⁵

¹ Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencia y Tecnología, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Apartado 644, 48080 Bilbao; xabier.murelaga@ehu.es

² I.E.S. “Juan Antonio Zunzunegui”, Doctor José Zaldua 20, 48920 Portugalete; pedrocastanos@yahoo.es

³ AGIRI Arkeologia Kultura Elkartea, 208 Postakutxa, 48300 Gernika-Lumo; arkeoagiri@hotmail.com

⁴ Laboratoire départemental de Préhistoire du Lazaret, 33bis Bd Franck Pilatte, 06300 Nice, France; sbailon@lazaret.unice.fr

⁵ Sociedad de Ciencias de Aranzadi, Sección de Prehistoria, Zorroagagaina 11, 20014 Donostia; heikozubeldia@gmail.com

El yacimiento de Atxagakoa se localiza en la ladera Sur-Sureste del monte Foruko Atxa, ubicado en el municipio de Forua (Bizkaia) y más concretamente dentro de la explotación de áridos de la empresa “Peña Forua S.A”. Topográficamente se encuentra a una altura de 34 metros sobre el nivel del mar. El relleno sedimentario que forma el yacimiento se encuentra en una cavidad cárstica formada en calizas urgonianas del Cretácico inferior. Las coordenadas UTM son: X: 525.693 Y: 4.797.980. El testigo pleistocénico excavado se encontraba colgado y adherido al único tramo conservado de la galería (orientada 160° Sur), seccionada longitudinalmente por la actividad de la cantera. El depósito conservado presenta unas medidas de 3,60 m de longitud, 1,60 m de anchura y una potencia o grosor de 1,70 m.

La cueva de Atxagakoa desapareció como consecuencia de la actividad de la cantera de Peña Forua, desconociendo la fecha exacta de su desmantelamiento. La primera noticia referida a esta caverna procede de 1959, cuando el Grupo Espeleológico Vizcaíno localizó restos de gran bóvido, hiena y lobo (Nolte & Aramburu, 1968). En 1978 se recuperan nuevas evidencias faunísticas, entre ellas un molar de rinoceronte (Fernández Ibáñez, 1981). En el año 2001, con motivo de la catalogación de los yacimientos arqueológicos emplazados en áreas de encinar cantábrico de Urdaibai, se comprueba la existencia de un testigo de sedimento que presumiblemente correspondía al yacimiento de Atxagakoa. La intervención arqueológica en la cueva de Atxagakoa se ha desarrollado durante los años 2002 y 2003. Los trabajos de excavación sistemática en el testigo de la cueva de Atxagakoa han permitido documentar una secuencia estratigráfica de extraordinario interés para el conocimiento de la evolución humana y faunística de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai (López Quintana *et al.*, 2004, 2005). Por una parte, en el conjunto inferior se han localizado los indicios más antiguos de ocupación humana de Urdaibai, correspondientes con toda probabilidad al Paleolítico medio. Posteriormente, en el conjunto intermedio, la cueva pasó a ser un refugio de carnívoros, en el que se verifica la presencia de especies faunísticas excepcionales, como el rinoceronte estepario, la hiena y la marmota, poco frecuentes en el Pleistoceno cantábrico. Por otra parte, se trata de un conjunto paleontológico de gran riqueza desde el punto de vista taxonómico: cinco especies de ungulados (*Equus caballus*, *Bos primigenius/Bison priscus*, *Cervus elaphus*, *Capreolus capreolus*, *Stephanorhinus hemitoechus*), cuatro de carnívoros (*Ursus arctos*, *Crocota crocuta*, *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*), un lagomorfo (*Lepus europaeus*), cinco roedores (*Arvicola* sp., *Pliomys lenki*, *Microtus agrestis-arvalis*, *Apodemus sylvaticus-flavicollis*, *Marmota marmota*), dos insectívoros (*Talpa* cf. *occidentalis*, *Neomys* sp.), dos reptiles

(Lacertidae indet, *Anguis fragilis*) y algunos restos de aves y peces aún por identificar (López Quintana *et al.*, 2005).

La presencia de especies como el rinoceronte, la marmota y la hiena induce a pensar que la cronología de este conjunto faunístico es anterior a Würm IV y posiblemente también al Würm III. Aunque los distintos representantes de la asociación faunística están presentes al menos desde el interglacial Riss-Würm, la agrupación de Atxagakoa es habitual durante los dos primeros estadales (Würm I-Würm II) de la última glaciación coincidiendo con el Musteriense (López Quintana *et al.*, 2005).

Entre los macrorestos, los restos de herbívoros son muy escasos cuando en los yacimientos de ocupación humana suelen superar el 90 % de todo el material óseo debido a que suelen ser los objetivos habituales de caza por parte de los humanos. Además no se han encontrado especies como la cabra montés, el sarrio y el jabalí que casi nunca están ausentes de las listas faunísticas de yacimientos de origen antrópico. En la caña de un hueso largo de Ungulado se han observado claras marcas producidas por un carnívoro. Tanto la baja proporción de restos de herbívoros como la presencia de marcas producidas por carnívoros, sugieren que la acumulación no es antrópica. Dentro de los carnívoros que podrían haber acumulado los restos se encuentran la hiena, el oso y/o el lobo. La posición marginal del hallazgo hace pensar en una ocupación lateral de alguno de estos carnívoros en una gran cavidad que en algún momento tuvo algún tipo de presencia humana que es difícil estimar a la vista de lo que queda.

Los restos de micromamíferos se encuentran muy mal conservados, siendo muy escasos los restos de aquellas piezas anatómicas más frágiles y grandes. Además, presentan una gran desarticulación de los restos, como así lo indica la alta proporción de dientes sueltos y la escasez de mandíbulas y la nula conservación de cráneos. Los restos serían depositados en las cercanías de la entrada de la cavidad cárstica para posteriormente ser transportados al interior de la cueva por flujos de agua no muy energéticos. Los restos de peces, aun siendo muy frágiles, se encuentran mejor conservados por lo que la historia tafonómica sufrida por estos es diferente. (López Quintana *et al.*, 2005).

Agradecimientos

En la obtención y preparación del material fósil, así como en la realización del presente estudio se ha contado con la inestimable ayuda de las siguientes personas e instituciones: Eduardo Pemán (Aranzadi), Salvador García (Aula paleontológica de Cenicero), Gloria Cuenca (Universidad de Zaragoza) y Carmen Sesé (Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid). Los proyectos CGL2004-02987 del Ministerio de Educación y Ciencia, S-PE06UN30 (Gobierno Vasco) y Unesco 05/01 (de la Universidad del País Vasco).

Referencias

- Fernández Ibáñez, C. 1981. Últimos descubrimientos de paleontología cuaternaria en cavernas vizcainas. *Boletín Geológico y Minero*, **42**, 423-428.
- López Quintana, J.C., Castaños, P. & Guenaga, A. 2004. La cueva de Atxagakoa (Forua): primeros indicios de ocupación humana en Urdaibai y biodiversidad faunística pleistocénica. En: *IX Jornadas de Urdaibai sobre Desarrollo Sostenible. Patrimonio Cultural*. UNESCO Etxea-Gobierno Vasco, Bilbao, 101-106.
- López Quintana, J.C., Castaños Ugarte, P., Guenaga Lizasu, 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*, **5**, 11-24.
- Nolte & Aramburu, E 1968. *Catálogo de simas y cuevas de la provincia de Vizcaya*. Grupo Espeológico Vizcaíno, Bilbao, 291 pp.

Tortugas marinas del Eoceno superior (Bartoniense) de la Comarca de Vic (Provincia de Barcelona, NE de la Cuenca del Ebro).

Murelaga, X.¹, Lapparent de Broin, F. de ², Farrés, F.³, Altimiras, J.³ y López, G.⁴

¹ Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencia y Tecnología, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Apartado 644, 48080 Bilbao; xabier.murelaga@ehu.es

² Département Histoire de la Terre du Muséum National d'Histoire Naturelle, USM 5143 du CNRS, Paléontologie, 8 rue Buffon, 75005 Paris, France; fdela@mnhn.fr

³ Museu Geològic del Seminari de Barcelona., Diputació 231, 08007 Barcelona, Geolab-Vic; jaltimiras@hgv.cat

⁴ Universitat Autònoma de Barcelona, Edifici C, Campus de la UAB, Facultat de Ciències, Departament de Geologia (Paleontologia), 08193 Bellaterra (Cerdanyola del Vallès); gregori.lopez@uab.cat

Aunque hasta la fecha no se ha realizado un estudio detallado de los restos de tortugas encontrados en el Eoceno marino del NE de la Cuenca del Ebro, en la literatura científica se pueden encontrar citas de varios hallazgos puntuales. La primera vez que se mencionan restos fósiles de tortugas en el área en la que se enmarca el presente estudio es cuando Madoz (1847) cita la presencia de restos fósiles de tortugas encontrados en la localidad de Centelles. Años más tarde, Faura i Sans (1915) describe el molde de un caparazón de tortuga de 50 cm encontrado en la cantera de Montjuich en Gerona, en la que se explotaban calizas con nummulítidos del Luteciense, aunque fuera de la comarca de Vic. En 1956, Bataller cita el espécimen descrito por Faura i Sans (1915) y unas placas atribuidas a *Trionyx*, encontrados en facies del Luteciense en las cercanías de la Font del Ferro de Sant Julià de Vilatorrada. Años más tarde, Farrés (1961) da a conocer la presencia de restos de tortugas en el Luteciense de Taradell, Sant Julià de Vilatorrada y Folgueroles y en el Bartoniense de Gurb. El último trabajo que cita la presencia de tortugas marinas en la zona es el de Farrés & Staid-Stadt (1964) los cuales dan a conocer el hallazgo de placas de tortuga en el nivel de "*Dentalium*" (margas de Vespella). Desde la década de finales de los años 50, el grupo GeoLab-Vic dentro de la Sección de Ciencias del *Patronat d'Estudis Ausonencs* y en la actualidad como Delegación del *Museu Geològic del Seminari de Barcelona*, lleva realizando diversos estudios paleontológicos en el área de Vic. Fruto de estas actividades se encontraron tres ejemplares de tortugas marinas del Bartoniense bastante completos los cuales son el objeto del presente trabajo. Estos especímenes están depositados en la colección Farrés, fondo GeoLab-Vic, consultables a partir del *Museu Geològic del Seminari de Barcelona*.

La comarca de Vic se encuentra en el extremo NE de la Cuenca del Ebro estando formada principalmente por facies marinas, transicionales y continentales del Eoceno. Los materiales descritos en este trabajo se han encontrado en el extremo NW de la comarca de Vic donde la secuencia marina y de transición está compuesta de muro a techo por margas de Vic-Manlleu, margas de La Guixa, margas de Gurb, margas de Vespella, calizas-margas y areniscas de Sant Martí Xic y las areniscas, calizas y margas rojas de la Formación Artés. En la comarca de Vic, los restos de tortugas se han encontrado en las margas de Gurb, de Vespella y en la serie silicoclástica de Sant Martí Xic.

Las margas de Gurb son de origen marino, como así lo atestigua la abundancia de invertebrados marinos encontrados en ellas, entre los que destaca la presencia de *Harpactocarcinus punctulatus*, *Spondylus caldesensis*, *Chlamys biarritzensis*, *Rotularia spirulaea*, *Pycnodonte gigantea*, briozoos, corales y espongiarios (Farrés & Staid-Stadt, 1964). En la localidad de Gurb se ha encontrado parte de un espaldar donde se puede

observar el lado visceral de varias pleurales, las cuales solamente podemos afirmar que pertenecen al orden Chelonii.

Las margas de Vespella se depositaron en un medio marino de plataforma. En estas facies, además de los restos de tortugas se han encontrado abundantes restos de invertebrados marinos (entre los que se podemos destacar, *Dentalium tenuistriatum*, *Diastoma costellatum*, *Dymia crearoi*, *Epitonium bouillei*, *Cardita minuta*) y de peces (*Carcharocles*, *Striatolamia*, *Pristis*, *Cylindracanthus*) (Farrés & Staid-Staad, 1964). En estas facies, los restos fósiles de tortugas se han encontrado en las localidades de Múnter, Santa Cecília de Voltregà y Santa Maria de Besora. En esta última localidad se ha conservado el molde interno de un caparazón de unos 30 cm de largo que no se ha podido clasificar más que a nivel de orden. En las otras dos localidades se han encontrado placas sueltas de una tortuga sin ornamentación que podrían pertenecer a un Cheloniidae indet. y placas sueltas y un espaldar de una tortuga con ornamentación y grandes fontanellas que, aunque se puede asegurar que pertenece a una tortuga marina, no se puede realizar una atribución taxómica más precisa que la de Cryptodira indet.

Los sedimentos silicoclásticos junto con lechos de margas más o menos carbonatadas de Sant Martí Xic se depositaron en un medio de transición y dentro de estas facies en la localidad de Can Veuloví en el término de Sant Martí de Sobremunt se encontró un individuo con el plastrón completo y parte del caparazón, que puede atribuirse al género *Erymnochelys*. Junto a este caparazón también se han encontrado restos de invertebrados entre los cuales se encuentran *Terebellum giganteum*, *Velates vicensis*, *Turbo biarritzensis*, *Volutilithes (Athleta) aff. ambigua*, *Tellina craticulata*, *Corbis casacubertae* (Farrés & Staid-Staad, 1964), *Nummulites praegarnieri*, *Nummulites biedai* y *Nummulites chavannesii* (Serra-Kiel *et al.*, 2003).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2004-00780 del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

- Bataller, R. 1956. Contribución al conocimiento de los vertebrados terciarios de España. *Cursillos y conferencias del Instituto Lucas Mallada de Investigaciones Geológicas*, **3**, 11-28. Madrid.
- Farrés, F. 1961. Enumeración de las especies halladas en el Eoceno de la comarca de Vich. *Revista Ausa, Patronato de Estudios Ausonenses*, **36**, 340-347 y 391-397.
- Farrés, F. & Staid-Staad, J. 1964. Las correlaciones faciales del Lediense y su fauna de moluscos en la comarca de Vich. *Patronato de Estudios Ausonenses*, **4**, 41-80.
- Faura i Sans, M. 1915. Una tortuga fósil en el eocénico de Gerona. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **15**, 291-295.
- Madoz, P. 1847. *Diccionario geográfico-estadístico-histórico de España y sus posesiones de ultramar*. Tomo VI, Madrid, 311-312.
- Serra-Kiel, J., Mató, E., Saula, E., Travé, A., Ferràndez-Cañadell, C., Busquets, P., Samsó, J.M., Tosquella, J., Barnolas, A., Àlvarez-Pérez, G., Franquès, J. & Romero, J. 2003. An inventory of the marine transitional Middle/Upper Eocene deposits of the Southeastern Pyrenean Foreland Basin (NE Spain). *Geologica Acta*, **1**, 201-229.

Restos fósiles de Quelonios en la Región de Murcia

Murelaga, X.¹, Mancheño, M.A.², Carlos Calero, J.A.², Romero Sánchez, G.³, Rodríguez-Estrella, T.⁴ y Montoya, P.⁵

¹ Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencia y Tecnología, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Apartado 644, 48080 Bilbao; xabier.murelaga@ehu.es

² Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología, Facultad de Química, Universidad de Murcia, Campus de Espinardo, 30100 Murcia; cheno@um.es; jabelcc@um.es

³ Servicio de Patrimonio Histórico, Dirección General de Cultural, Comunidad Autónoma de Murcia, Palacio de los Pacheco, Plaza Fontes 2, 30001 Murcia; gromero@um.es

⁴ Departamento de Ingeniería Minera, Geología y Cartografía, Universidad Politécnica de Cartagena, Paseo Alfonso XIII, 52, 30203 Cartagena; tomas.rodriguez@upct.es

⁵ Departamento de Geología, Universidad de Valencia, Dr. Moliner s/n, 46100 Burjassot, Valencia; Plinio.Montoya@uv.es

Los restos fósiles correspondientes a tortugas que se han encontrado en la Región de Murcia se localizan en niveles tanto del Mioceno superior como del Pleistoceno inferior. Todos ellos pertenecen a tortugas terrestres de la familia Testudinidae (*sensu* Lapparent de Broin, 2001).

Entre los yacimientos miocénicos que han librado restos fósiles de tortuga destacan los tres descubiertos en los alrededores del Puerto de la Cadena, dentro del término municipal de Murcia (La Alberca, La Paloma y Autovía), y un cuarto que se localiza en Jumilla, a unos 100 km al NW de los anteriores.

Los yacimientos de La Alberca (Montenat, 1973) y La Paloma (Mancheño *et al.*, 2001) ya habían sido citados anteriormente, mientras que el yacimiento que hemos denominado de la Autovía (inédito) ha sido descubierto en 2006, por algunos de los autores de este trabajo. Los fósiles del yacimiento de La Alberca fueron adscritos al género *Testudo* (Montenat, 1973), mientras que los de La Paloma, que corresponden a dos individuos casi completos y fragmentos de un tercero, fueron determinados como *Cheirogaster bolivari* (Mancheño *et al.*, 2001). Los del yacimiento Autovía están siendo estudiados y, de momento, lo único que se conoce es que pertenecen a un ejemplar incompleto de una tortuga de gran talla (1.60 m x 1.20 m), siendo lo más probable que se trate de otro ejemplar de *Cheirogaster bolivari*. Desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico, los fósiles recuperados en los yacimientos del Puerto de la Cadena proceden de niveles similares y fueron acumulados en parecidos ambientes deposicionales. Se trata de materiales del Mioceno superior depositados en un medio de transición en el que aparecen series marinas con intercalaciones de materiales de origen continental con restos de vertebrados. Los restos de tortugas se encuentran en estas intercalaciones continentales provenientes de abanicos deltaicos (Mancheño *et al.*, 2001).

En los últimos años las prospecciones paleontológicas llevadas a cabo en los sedimentos terciarios continentales de la cuenca Jumilla-Ontur han dado como resultado el hallazgo de nuevos fósiles de vertebrados. En la zona comprendida entre La Celia, Charcos Amargos y Casa Castillo, Garrido *et al.* (2006) citan, además de varios géneros de grandes mamíferos, la presencia de un caparazón de tortuga gigante terrestre del Mioceno Superior que identifican como *Geochelone*. En la actualidad esta denominación del género, que se utilizaba para nominar las tortugas gigantes de gran talla de la Península Ibérica, ya no se utiliza por lo que, por ejemplo, *Geochelone bolivari*, ahora se denomina *Cheirogaster bolivari*. Por esta razón los restos de tortuga citados por Garrido *et al.* (2006) podríamos incluirlos dentro del mismo conjunto de tortugas gigantes del Mioceno superior murciano.

Al Pleistoceno inferior pertenecen los yacimientos de la sierra de Quibas (Abanilla), Sima de Las Palomas (Torre Pacheco) y Cueva Negra (Caravaca). El primero de ellos está ubicado en una serie de cuevas y galerías kársticas rellenas de un material detrítico muy heterométrico y de tonos rojizos. En este relleno se han acumulado abundantes restos de vertebrados entre los que se encuentran las tortugas. Cronológicamente se ha situado el yacimiento en el Pleistoceno inferior, hace aproximadamente 1.3 millones de años (Montoya *et al.* 1999). En un principio estos restos de tortugas fueron incluidos en la especie *Testudo hermanni* (Montoya *et al.*, 2001); sin embargo, estudios posteriores han revisado el género *Testudo* y como resultado se ha creado el género *Eurotestudo*, en el que se ha incluido la especie *T. hermanni*, por lo que ahora el material procedente de Quibas se denomina *E. hermanni* (Lapparent de Broin *et al.*, 2006a, b y c).

Finalmente, los restos localizados recientemente en los yacimientos de Sima de las Palomas (Torre Pacheco) y Cueva Negra (Caravaca) están aún sin determinar.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2004-00780 y CGL2004-02987 del Ministerio de Educación y Ciencia y por la Dirección General de Cultura de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia. Agradecemos a France de Lapparent sus acertados comentarios y sugerencias en la elaboración de este texto.

Referencias

- Garrido Álvarez-Coto, G., Arribas, A., Baeza Chico, E., Hernández Manchado, R., Herrero Santos, E. & Lozano, R. 2006. Prospección paleontológica en unidades miocenas de Los Barrancones (Jumilla). *XVII Jornadas de Patrimonio Histórico*, Dirección General de Cultura de la Comunidad Autónoma de Murcia, 21-23.
- Lapparent de Broin F. de 2001. The European turtle fauna from the Triassic to the Present. *Dumerilia*, **4**, 155-216.
- Lapparent de Broin, F. de, Bour, R. & Perälä, J.F. 2006a. *Eurotestudo*, a new genus for the species *Testudo hermanni* Gmelin, 1789 (Chelonii, Testudinidae). *Comptes Rendues Palevol.*, **3**, 387-396.
- Lapparent de Broin, F. de, Bour, R. & Perälä, J.F. 2006b. Morphological definition of the genus *Eurotestudo* (Testudinidae, Chelonii): First part. *Annales de Paléontologie*, **92**, 255-304.
- Lapparent de Broin, F. de, Bour, R. & Perälä, J.F. 2006c. Morphological definition of the genus *Eurotestudo* (Testudinidae, Chelonii): second part. *Annales de Paléontologie*, **92**, 325-357.
- Mancheño, M.A., Rodríguez Estrella, T., Pérez Valera, F., Pérez Valera, J.A., Jiménez Fuentes, E., Serrano, F. & Romero Sánchez, G. 2001. Las tortugas gigantes del Puerto de La Cadena (Murcia, España). *Studia Geologica Salmanticensis*, **37**, 11-23.
- Montenat, C. 1973. *Les formations néogènes et quaternaires du levant espagnol*. Tesis de Estado, Universidad de Orsay, 1170 pp.
- Montoya, P., Alberdi, M.T., Blázquez, A.M., Barbadillo, L.J., Fumanal, M.P., Made, van der J., Martín, J.M., Molina, J., Morales, J., Murelaga, X., Peñalver, E., Robles, F., Ruiz Bustos, A., Sánchez, A., Sanchiz, B., Soria, D. & Szyndlar, Z. 1999. La fauna del Pleistoceno inferior de la Sierra de Quibas (Abanilla, Murcia). *Estudios Geológicos*, **55**, 127-161.
- Montoya, P., Alberdi, M.T., Barbadillo, L.J., Made, van der, J., Morales, J., Murelaga, X., Peñalver, E., Robles, F., Ruiz Bustos, A., Sánchez, A., Sanchiz, B., Soria, D. & Szyndlar, Z. 2001. Une faune très diversifiée du Pléistocène inférieur de la Sierra de Quibas (province de Murcia, Espagne). *Comptes Rendues de la Académie des Sciences*, **332**, 387-394.

Análisis morfofuncional del género *Megacricetodon* (Cricetidae, Rodentia, Mammalia) de la Biozona Db, Aragoniense medio (Mioceno Medio) de la Península Ibérica.

Oliver Pérez, A.¹, López Guerrero, P.¹, Álvarez Sierra, M.A.², GarcíaParedes, I.¹ y Peláez-Campomanes, P.¹

¹ Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC, José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid; mcnao831@mncn.csic.es; mcnp1832@mncn.csic.es; isgarpa@mncn.csic.es; mcnp177@mncn.csic.es

² Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais, 28040 Madrid; masierra@geo.ucm.es

El género *Megacricetodon* Fahlbusch, 1964 es uno de los principales indicadores bioestratigráficos del Mioceno continental europeo debido a su gran diversidad y amplia distribución geográfica. La aparición y evolución de sus diferentes especies sirve para definir la mayoría de las biozonas locales y unidades biocronológicas de este periodo (Daams *et al.*, 1999; Aguilar, 1995; Mein, 1975; De Bruijn *et al.*, 1992). Concretamente, *Megacricetodon* caracteriza la mayor parte de las faunas españolas de micromamíferos durante el Aragoniense y el inicio del Vallesiense, siendo el roedor dominante en el Aragoniense superior (Daams *et al.*, 1999). Debido a su relevancia, este género ha sido objeto de estudio y revisión por numerosos autores (Sesé Benito, 1977; Aguilar, 1980, 1995; García-Moreno, 1986; Aguilar *et al.*, 1986, 1999; Daams & Freudenthal, 1988; Lazzari & Aguilar, 2007).

Daams *et al.* (1998, 1999) definen una nueva biozona (Db) para el Aragoniense medio, caracterizada por la existencia de dos especies de *Megacricetodon*. La especie de menor talla es *M. collongensis* (Mein, 1958) y la segunda es una nueva especie que se ha mantenido en nomenclatura abierta hasta disponer de material suficiente para su correcta caracterización. No obstante, la asignación del material de talla pequeña de los yacimientos de la zona Db a *M. collongensis* es problemática. Según Daams & Freudenthal (1988), *Megacricetodon primitivus* (Freudenthal, 1963) forma parte del linaje que dará lugar a *M. collongensis*. Sin embargo, en trabajos posteriores (Daams *et al.*, 1998, 1999) se propone la sinonimia de *M. primitivus* con *M. collongensis*, aunque no es planteada formalmente.

En este trabajo, mediante el uso de técnicas de morfometría geométrica, se pretende aportar nuevos criterios que sirvan para resolver el problema de asignación taxonómica de este género durante el Aragoniense. Esta metodología ha demostrado su utilidad para resolver problemas de asignación tanto taxonómica como anatómica (García Paredes, 2003; Maridet, 2003). Por esta razón, la aplicación de estas técnicas al estudio de las asociaciones de la zona Db puede ser de gran utilidad ya que es alrededor de este intervalo cuando se producen los mayores cambios morfológicos dentro de esta posible línea evolutiva *M. primitivus*-*M. collongensis*. Además, es importante la caracterización de la nueva especie, aun no descrita, encontrada en las localidades de la zona Db e intentar establecer sus posibles relaciones filogenéticas con el resto de especies descritas de *Megacricetodon*.

Para este estudio se cuenta con material de la zona Db de las cuencas de Calatayud-Daroca y de la Cuenca de Loranca. Este material se pretende comparar también con poblaciones de otras localidades de edades anteriores y posteriores de la Cuenca de Madrid y Calatayud-Daroca.

Agradecimientos

Queremos mostrar nuestro agradecimiento a todas las personas que han colaborado en las

excavaciones. Este trabajo ha sido financiado parcialmente por los proyectos CGL2004-02094/BTE y el grupo de investigación CAM-UCM 910607.

Referencias

- Aguilar, J.P. 1980. Nouvelle Interpretation de l'Evolution du Genre *Megacricetodon* au Cours de la Miocene. *Palaeovertebrata*, 355-364.
- Aguilar, J.P., Calvet, M. & Michaux J. 1986. Découvertes de Faunes de Micromammifères dans les Pyrénées-Orientales (France) de l'Oligocène Supérieur; Espèces Nouvelles et réflexion sur l'étalonnage. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2*, **303**, 755-760.
- Aguilar, J.P. 1995. Evolution de la lignee *Megacricetodon collongensis-Megacricetodon roussillonensis* (Cricetidae, Rodentia, Mammalia) au cours du Miocene Inferieur et Moyen dans le Sud de la France. *Palaeovertebrata* **24**, 1-45.
- Aguilar, J.P., Clauzon G. & Michaux J. 1999. Nouveaux Cricétidés (Rodentia, Mammalia) dans le Miocène Moyen de la Région de Digne (Alpes de Haute Provence) Systématique, Biochronologie, Corrélations. *Palaeontographica Abteilung*, **253**, 1-28.
- Daams, R. & Freudenthal, M. 1988. Cricetidae (Rodentia) from the type-Aragonian; the genus *Megacricetodon*. *Scripta Geologica, Spec. Issue* **1**, 3-18.
- Daams, R., Alcalá, L., Álvarez Sierra, M.A., Azanza, B., van Dam, J.A., van der Meulen, A.J., Morales, J., Nieto, M., Peláez-Campomanes, P. & Soria D., 1998. A stratigraphical framework for Miocene (MN4-MN13) continental sediments of central Spain. *Comptes Rendus Académie de Science, Paris*, **327**, 625-631.
- Daams, R., Van der Meulen A.J., Álvarez Sierra, M.A., Peláez-Campomanes, P., Calvo, J.P., Alonso Zarza, M.A. & Krijgsman, W. 1999. Stratigraphy and sedimentology of the Aragonian (Early to Middle Miocene) in its type area (North-Central Spain). *Newsletters on Stratigraphy*, **37**, 103-139.
- De Bruijn, H., Daams, R., Daxner-Höck, G., Fahlbusch, V., Ginsburg, L., Mein, P. & Morales, J. 1992. Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reinsenburg 1990. *Newsletters on Stratigraphy* **26**, 65-118.
- Fahlbusch, V. 1964. Die Cricetiden (Mammalia) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. *Bayerische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abhandlungen NF*, **118**, 1-136.
- Freudenthal, M. 1963. En twicklungsstufen der Miozänen Cricetodontinae (Mammalia, Rodentia) Mittelspaniens und Ihre Stratigraphische bedeutung. *Beaufortia*, **10**, 151-157.
- García Moreno, E. 1986. El género *Megacricetodon* (Cricetidae, Rodentia) en el Aragoniense y Vallesiense de la Cuenca del Duero. Relaciones filogenéticas. *Coloquios de Paleontología*, **41**, 51-106.
- García Paredes, I. 2003. Morfometría geométrica de la superficie oclusal de dientes de lirones (Gliridae, Rodentia, Mammalia): Estudio preliminar, problemas y posibles aplicaciones. *Coloquios de Paleontología*, Vol. Ext. **1**, 179-193.
- Lazzari, V. & Aguilar, J.-P. 2007. Les *Megacricetodon* du gisement Karstique miocène moyen de Blanquartère 1 (Pyrénées-Orientales, Sud de la France): nouvelles espèces, implications biochronologique et phylogénique. *Geobios*, **40**, 91-111.
- Maridet, O. 2003. *Revisión du genre Democricetodon (Mammalia, Rodentia, Cricetinae) et dynamique des faunes de rongeurs du Néogène d'Europe occidentales: évolution, paléobiodiversité et paléobiogéographie*. Thèse doctorale Devant l'Université Claude Bernard-Lyon, 252 pp.
- Mein, P. 1958. Les mamifères de la faune sidérolithique de Vieux-Collonges. *Nouvelles Archives du Musée d'Histoire naturelle de Lyon*, **5**, 1-122.
- Mein, P. 1975. Résultats du Groupe de travail des Vertébrés. In: *Report on Activity of RCMNS Working Group* (Ed. J. Senes). Bratislava, 78-81.
- Sese Benito, C. 1977. Los Cricétidos (Rodentia, Mammalia) de las fisuras del Mioceno Medio de Escobosa de Calatañazor (Soria, España). *Miscelanea Neogena II, Trab. Neoq. Cuat.*, **8**, 127-180.

Evaluación de la diagénesis en huesos arqueológicos. Estudio combinado del ATG e IR-TF

Ortega, L.A.¹; Zuluaga, M.C.¹; Alonso, A.¹; Castaños, P.²; Murelaga, X.³ e Insausti, M.⁴

¹ Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencia y Tecnología, Departamento de Mineralogía y Petrología, Apartado 644, 48080 Bilbao; luis.ortega@ehu.es; mcruz.zuluaga@ehu.es; ainhoa.alonso@ehu.es

² I.E.S. “Juan Antonio Zunzunegui”, Doctor José Zaldúa 20; 48920 Portugalete; pedrocastanos@yahoo.es

³ Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencia y Tecnología, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Apartado 644, 48080 Bilbao; xabier.murelaga@ehu.es

⁴ Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencia y Tecnología, Departamento de Química inorgánica, Apartado 644, 48080 Bilbao; maite.insausti@ehu.es

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio sobre el potencial que tiene el Análisis Térmico-Gravimétrico (ATG) en el estudio de huesos arqueológicos y su utilización en la evaluación en el grado de diagénesis, en conjunción con la espectrometría de Infrarrojos (IR-TF)

Los materiales empleados en este estudio corresponden a algunos restos óseos procedentes de yacimientos arqueológicos cuya distribución geográfica y cronológica es dispar (Tabla1). Para el estudio se han elegido metapodios de ciervo (*Cervus elaphus*), porque pertenecen a una porción del esqueleto de fácil identificación y, sobre todo, con un alto índice de conservación. La elección de la especie responde también a su abundancia en la mayor parte de yacimientos del Pleistoceno Superior y del Holoceno de la Península Ibérica.

Este material arqueozoológico se ha completado con un metacarpo de ciervo actual recogido en el parque Natural del Gorbea (Bizkaia) y otro procedente de un asentamiento romano inédito del siglo I sito en Hornachuelos (Badajoz).

Muestra	Localidad	Organismo	Posición anatómica	Datación
G-1	Gorbea	<i>Cervus elaphus</i>	Metacarpo	Actual
K-1	Kiputz IX	<i>Cervus elaphus</i>	Metacarpo	15590±50 BP
K-2	Kiputz IX	<i>Cervus elaphus</i>	Metacarpo	19870 ±150 BP
Li-1	Linar	<i>Cervus elaphus</i>	Metacarpo	15600 BP
MD-1	Mendandia	<i>Cervus elaphus</i>	Metacarpo	5680
MD-2	Mendandia	<i>Cervus elaphus</i>	Metacarpo	5680
MD-3	Mendandia	<i>Cervus elaphus</i>	Indet	4590
MD-4	Mendandia	<i>Cervus elaphus</i>	Metacarpo	4590
ATG-4	Atxagakoa	<i>Cervus elaphus</i>	Metapodio (Epifisis)	Musteriense
AK-1	Antoliña	<i>Cervus elaphus</i>	Metacarpo	26080±200 BP
AK-2	Antoliña	<i>Cervus elaphus</i>	Metacarpo	10800±40 BP
AK-3	Antoliña	<i>Cervus elaphus</i>	Metacarpo	10220±40 BP
SO-1	Socuevas	<i>Cervus elaphus</i>	Metatarso	Mesolítico
HO-1	Hornachuelos	<i>Cervus elaphus</i>	Metatarso	1900 BP

Tabla. 1. Relación de muestras utilizadas en el estudio

El método de Análisis Térmico-Gravimétrico consiste en evaluar la pérdida/ganancia de masa de una muestra al aumentar su temperatura. Estas pérdidas de masa a temperaturas

concretas pueden ser atribuidas a procesos de volatilización del hueso, pérdida de humedad, destrucción y volatilización de colágeno, decarbonatación del carbonato-apatito, reducción de orto y pirofosfatos. Cada uno de estos procesos tiene lugar a diferente intervalo de temperatura, siendo la presencia e intensidad de los procesos lo que nos proporciona información sobre el grado de diagénesis.

Sistemáticamente se ha observado una pérdida de masa entre 240 y 380° C atribuible a la destrucción del colágeno. Con frecuencia los huesos son los únicos materiales datables en gran número de yacimientos arqueológicos. El conocimiento de la potencialidad de los mismos, es decir la cantidad de colágeno que preservan, es clave a la hora de seleccionar el hueso y cantidad a fin de realizar dataciones con radiocarbono.

Otras pérdidas de masa sistemáticas corresponden al intervalo de temperatura de 640-730° C, que son interpretadas como consecuencia de una carbonatación secundaria, correspondiente a precipitación de carbonatos en poros y superficies de los huesos durante el soterramiento. Pérdidas de masa a temperaturas entre 760 y 830° C representan el proceso de carbonatación del apatito y la formación de carbonato-apatito (frankolita) durante los procesos diagenéticos en el hueso.

Las pérdidas de masa a mayores temperaturas se atribuyen a procesos de reacción y destrucción del fosfato de los huesos.

Los resultados obtenidos mediante ATG han sido comparados con diferentes parámetros obtenidos por IR-FT, tales como el índice de cristalinidad mineral, la relación fosfato/carbonato mineral o la cantidad de carbonato en hueso. Estos parámetros han sido propuestos por diferentes autores con la finalidad de evaluar el grado de diagénesis en dientes y huesos.

Agradecimientos

La realización de este trabajo ha sido posible gracias a la colaboración de los siguientes investigadores: J.C. López-Quintana, A. Guenaga, A. Alday, M. Sasieta; J.M. Aruabarrena, X. Sáez de Lafuente, M. Aguirre, R. Montes, A. Baldeón y A. Rodríguez, responsables de las excavaciones arqueológicas.

Los proyectos CGL2004-02987 del MEC, Unesco 05/01 y EHU06/84 han financiado este estudio.

Relaciones de similitud de las faunas de mamíferos continentales de América del Sur durante el Cretácico Superior-Paleógeno (“Edades-mamífero” Alamitense-Deseadense)

Ortiz-Jaureguizar, E.¹, Bond, M.², Carlini, A.A.² y Goin, F.J.²

¹ LASBE (Laboratorio de Sistemática y Biología Evolutiva), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Paseo del Bosque s/n, B1900FWA La Plata, Argentina; eortiz@fcnym.unlp.edu.ar

² División Paleontología Vertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Paseo del Bosque s/n, B1900FWA La Plata, Argentina; constantino1453@yahoo.com.ar; acarlini@fcnym.unlp.edu.ar; fgoin@fcnym.unlp.edu.ar

Las secuencias mamalíferas sudamericanas más completas del Cretácico Superior-Paleógeno afloran en el actual territorio patagónico argentino, existiendo secuencias menos completas (que representan parte de este lapso) en Perú, Bolivia, Chile, Uruguay, Brasil y el norte de la península antártica, que estuvo geográficamente vinculada con el sur de América del Sur hasta los 30 Ma (Zachos *et al.*, 2001; Pascual, 2006; Pascual & Ortiz-Jaureguizar, 2007). Estas secuencias permitieron reconocer un gran número de faunas, que hasta el presente han sido agrupadas en 10 “Edades-mamífero” (SALMAs): 1) Alamitense (Cretácico Superior); 2) Peligrense (Paleoceno Inferior-Medio?); 3) Tiupampense (Paleoceno Medio-Superior); 4) Itaboraiense (Paleoceno Superior); 5) Riochiquense (Paleoceno Superior-Eoceno Inferior); 6) Casamayorens (Eoceno Superior); 7) Mustersense (Eoceno Superior-Oligoceno Inferior); 8) Tinguiririquense (Oligoceno Inferior); 9) Divisaderense (Oligoceno Inferior); y 10) Deseadense (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) (Pascual *et al.*, 1996; Ortiz-Jaureguizar *et al.*, 1999; Pascual & Ortiz-Jaureguizar, 2007). En algunos casos, estas SALMAs están constituidas por faunas provenientes de diferentes regiones geográficas y/o que, aun estando localizadas en una misma región (*e.g.*, Patagonia central), provienen de sedimentos de diferente edad (*e.g.*, la SALMA Casamayorens, subdividida en las sub-SALMAs Vaquense y Barranquense; véase Cifelli, 1985). En este contexto, los objetivos de este estudio son: 1) determinar las relaciones de similitud existentes entre las faunas; y 2) evaluar las propuestas biocronológicas actualmente vigentes. A fin de un análisis más detallado de las relaciones de similitud, también se han incluido: a) la fauna de la “zona de *Carodnia*” (Paleoceno Medio-Superior) cuyas relaciones de similitud con las restantes faunas paleocenas son controvertidas (véase Bond *et al.*, 1995; Marshall *et al.*, 1997); b) las faunas de las subSALMAs Vaquense y Barranquense, en lugar de la fauna casamayorens; c) la fauna eocena antártica de la Fn. La Meseta, cuyas relaciones con las faunas patagónicas son controvertidas (véase Reguero *et al.*, 2002; Pascual & Ortiz-Jaureguizar, 2007); y d) la fauna de la SALMA Colhuehuapense (Mioceno Inferior), a fin de evaluar las relaciones de la SALMA Deseadense. Como unidades de estudio se consideraron 14 faunas, en tanto que como variables se consideraron 440 taxones (87 familias y 353 géneros). Las relaciones de similitud se determinaron por medio de técnicas de análisis multivariado (*i.e.*, fenogramas, árboles de distancia mínima y análisis de ordenación).

Los resultados obtenidos permiten concluir que: 1) la secuencia de las faunas (en particular en el análisis de ordenación y el árbol de distancias mínimas) guarda una notable concordancia con su secuencia cronológica; 2) el mayor cambio composicional se registran entre las faunas de las SALMAs Alamitense y Peligrense; 3) este cambio composicional está íntimamente vinculado con la extinción de los mamíferos gondwánicos y la llegada y diversificación de los marsupiales y placentarios (Pascual, 2006; Pascual & Ortiz-Jaureguizar, 2007); 4) no se corrobora la hipótesis de que la fauna de la “zona de

Carodnia” deba ser incluida dentro de la SALMA Itaboraiense, aunque el bajo número de taxones recuperados hace que deba contarse con más taxones antes de tomar una decisión acerca de su estatus biocronológico (véase Ortiz-Jaureguizar *et al.*, 1999); 5) la fauna de la SALMA Tiupampense guarda mayor vinculación con la fauna de la “zona de *Carodnia*” que con cualquiera de las restantes faunas, lo cual en principio apoya la hipótesis de correlación propuesta por Marshall *et al.* (1987), aunque en este punto es válida también la cautela mencionada precedentemente; 6) la fauna de la Fn. La Meseta guarda una mayor relación con las faunas peligrense y de la “zona de *Carodnia*”, lo cual corrobora la hipótesis de Pascual & Ortiz-Jaureguizar (2007) de que esta fauna antártica es un relicto de una fauna del Paleoceno Temprano y no del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior, como postulan Reguero *et al.* (2002); 7) las faunas de las subSALMAs Vaquense y Barranquense guardan entre sí la misma relación que la observada, por ejemplo, entre las faunas del Paleoceno Superior, por lo que podrían ser consideradas como dos SALMAs diferentes; 8) la fauna divisaderense muestra una mayor vinculación con la fauna eocena de la SubSALMA Vaquense que con las faunas oligocenas de las SALMAs Mustersense, Tinguiririquense y Deseadense, lo cual podría obedecer a razones biogeográficas (al ser una fauna extrapatagónica) o a la existencia de una mezcla de taxones de diferentes niveles, hipótesis ya planteada por algunos especialistas (López, com. pers.); y 9) de corroborarse esta última hipótesis, debería analizarse la posibilidad de redefinir o incluso eliminar la SALMA Divisaderense.

Agradecimientos

Este proyecto ha sido financiado por subsidios de la ANPCyT (PICT04 26298) y el CONICET (PIP 02755 y PIP 5604) a EOJ. Todos los autores son miembros de la Carrera del Investigador del CONICET, cuyo continuo apoyo agradecen.

Referencias

- Bond, M., Carlini, A.A., Goin, F.J., Legarreta, L., Ortiz-Jaureguizar, E., Pascual, R. & Uliana, M.A. 1995. Episodes in South American land-mammals evolution and sedimentation: Testing their apparent concurrence in a Paleocene succession from central Patagonia. *Actas del VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*: 45–58. Trelew.
- Cifelli, R.L. 1985. Biostratigraphy of the Casamayoran, Early Eocene of Patagonia. *American Museum Novitates*, **2820**, 1-26.
- Marshall, L.G., Sempère, T. & Butler, R.F. 1997. Chronostratigraphy of the mammal-bearing Paleocene of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**, 49–70.
- Ortiz-Jaureguizar, E., Cladera, G. & Giallombardo, A. 1999. Relaciones de similitud entre las faunas del lapso Cretácico superior-Paleoceno superior en América del Sur. *Temas Geológico-Mineros*, **26**, 280-283.
- Pascual, R. 2006. Evolution and geography: The biogeographic history of South American land mammals. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, **93**, 209-230.
- Pascual, R. & Ortiz-Jaureguizar, E. 2007. The Gondwanan and South American Episodes: Two major and unrelated moments in the history of the South American mammals. *Journal of Mammalian Evolution*, **14**, 75-137.
- Pascual, R., Ortiz-Jaureguizar, E. & Prado, J.L. 1996. Land mammals: paradigm of Cenozoic South American geobiotic evolution. In: *Contribution of Southern South America to Vertebrate Paleontology* (Editor G. Arratia), *Müncher Geowissenschaftliche Abhandlungen (A)*, **30**, 265-319.
- Reguero, M.A., Marenssi, S.A., & Santillana, S.N. 2002. Antarctic Peninsula and South America (Patagonia) Paleogene terrestrial faunas and environments: biogeographic relationships. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **179**: 189-210.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science*, **292**: 686-693.

Inferencias sobre las relaciones entre los depredadores y sus presas en el Pleistoceno inferior de Venta Micena (Orce, Granada)

Palmqvist, P.¹, Pérez-Claros, J.A.¹, Martínez-Navarro, B.², Gröcke, D.R.³, Figueirido, B.¹, Torregrosa, V.¹, Espigares, M.P.⁴, Ros-Montoya, S.⁴ y Martín Serra, A.¹

¹ Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campus de Teatinos s/n, 29071 Málaga; ppb@uma.es; johnny@uma.es; ficas@uv.es; torregrosa@uma.es; almarse@hotmail.com

² ICREA, Area de Prehistòria-IPHES, Universitat Rovira i Virgili, Plaça Imperial Tàrraco, 1, 43005 Tarragona; bienvenido@icrea.es

³ School of Geography and Geology, McMaster University, 1280 Main Street West, Hamilton, Ontario L8S 4M1, Canada; grocke@mcmaster.ca

⁴ Museo de Prehistoria y Paleontología de Orce. 18858 Orce (Granada); mpespigares@hotmail.com; sergioros@eresmas.com

La mayor parte de los estudios paleosinecológicos tendentes a la reconstrucción de las comunidades pretéritas de grandes mamíferos, en términos de las preferencias de alimentación y de hábitat, los modos de locomoción y las interacciones entre sus especies constituyentes, se han efectuado desde una perspectiva ecomorfológica o biogeoquímica, sin combinar ambos enfoques. Las excavaciones efectuadas en el yacimiento de Venta Micena, ubicado en el borde nororiental de la cuenca de Guadix-Baza (provincia de Granada), han suministrado una ingente asociación fósil de grandes mamíferos del Pleistoceno inferior (~1,5 Ma), los cuales muestran un grado excepcional de conservación a nivel biomolecular (Palmqvist *et al.*, 2003). Así, se ha logrado extraer colágeno en un 70% de las muestras de hidroxiapatito analizadas, aproximadamente, lo cual ha permitido estimar la abundancia relativa de los isótopos estables de carbono y nitrógeno en las especies de carnívoros y ungulados. Tales proporciones, combinadas con los resultados obtenidos en los análisis ecomorfológicos comparativos, han permitido efectuar inferencias sumamente detalladas sobre la paleoautoecología de las especies de grandes mamíferos y, especialmente, sobre las posibles interacciones entre los depredadores y sus presas en esta comunidad de inicios del Cuaternario. A estos efectos, se usó el modelo de mezcla dual (Phillips, 2001; Phillips & Gregg, 2003) para estimar cuantitativamente la contribución de los diferentes ungulados presa a la dieta de cada una de las cuatro especies de hipercarnívoros identificadas en el yacimiento, usando los valores promedio de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ calculados para cada especie y asumiendo el enriquecimiento isotópico medio esperable al ascender un nivel trófico. Concretamente, los resultados obtenidos (Fig. 1) sugieren que *Megantereon whitei*, el felido con dientes de sable de origen africano (Palmqvist *et al.*, 2003), cazaba por emboscada rumiantes de ambientes arbolados (*Praemegaceros* cf. *torticornis* y *Pseudodama* sp.), aunque también abatía ungulados pacesores de espacios abiertos (*Equus altidens*). Por el contrario, el macairodontino de evolución autóctona en Europa durante del Villafranchiense, *Homotherium latidens*, era un cazador a la carrera de elefantes jóvenes (*Mammuthus meridionalis*) y ejemplares adultos de las especies de ungulados de gran porte que se desenvolvían en ambientes despejados de árboles (*E. altidens* y *Bison* sp.). El jaguar europeo *Panthera* cf. *gombaszoegensis*, escasamente representado en la asociación faunística, se centraría en ungulados comedores mixtos y ramoneadores de hojas en ambientes forestados (*Soergelia minor* y los cérvidos), mientras que el cánido *Lycaon lycaonoides* cazaría en grupo ungulados de porte pequeño a medio en ambientes relativamente abiertos (*Hemitragus albus*, *Pseudodama* sp. y crías de caballo). Finalmente, la hiena gigante *Pachycrocuta brevirostris* carroñearía de forma selectiva los cadáveres de las presas cobradas por estos hipercarnívoros.

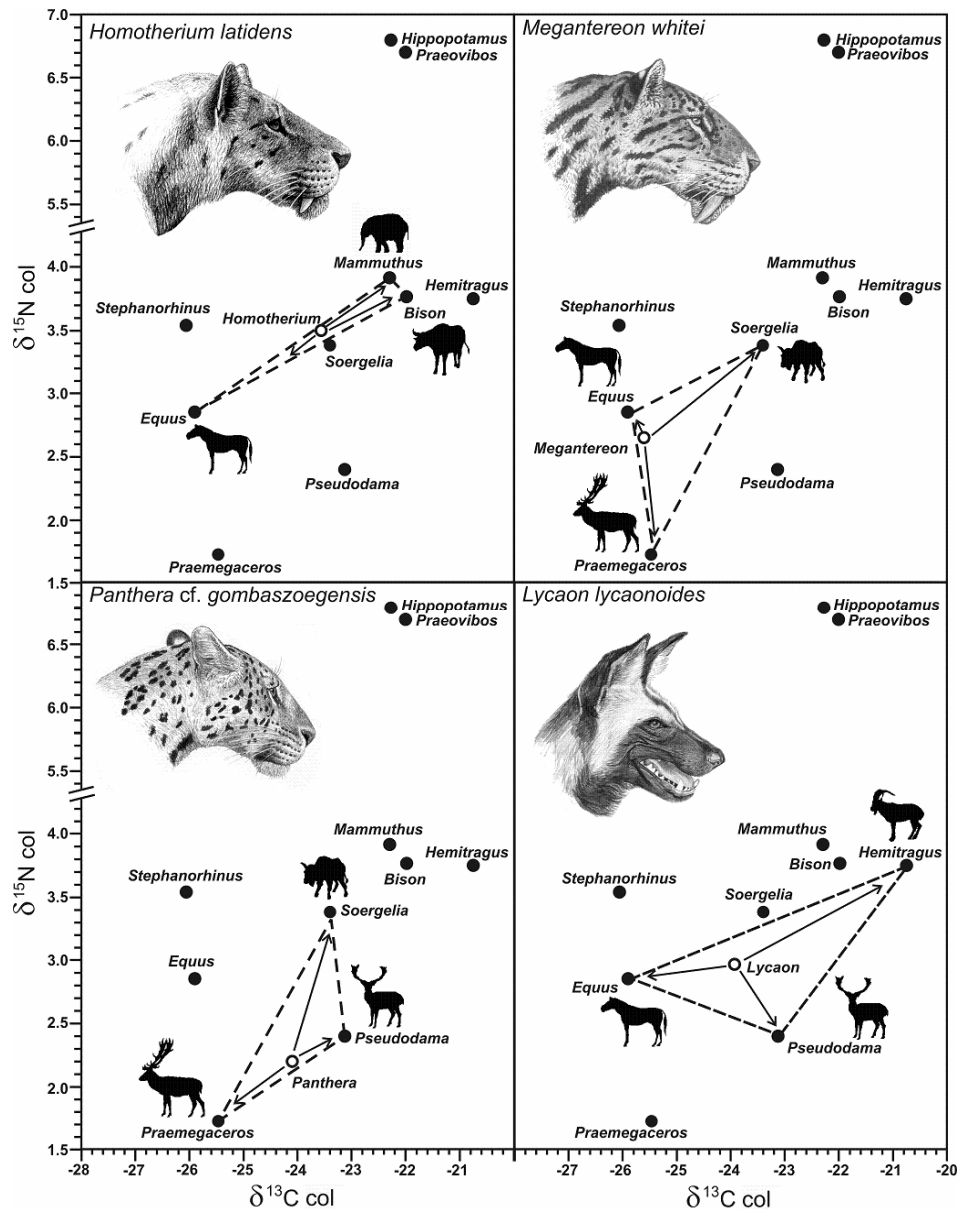


Figura 1. Proporciones de isótopos estables de carbono y nitrógeno en el colágeno óseo recuperado en las especies de grandes mamíferos del Pleistoceno inferior de Venta Micena (cuenca de Guadix-Baza, Granada). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ se han corregido para los hipercarnívoros conforme al enriquecimiento isotópico esperable en el modelo de mezcla dual para un incremento de nivel trófico. Se muestran, para cada depredador, las tres presas más probables.

Referencias

- Palmqvist, P., Gröcke, D.R., Arribas, A. & Fariña, R. 2003. Paleoeological reconstruction of a lower Pleistocene large mammals community using biogeochemical ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$, Sr:Zn) and ecomorphological approaches. *Paleobiology*, **29**, 205-229.
- Palmqvist, P., Torregrosa, V., Pérez-Claros, J.A., Martínez-Navarro, B. & Turner, A. 2007. A re-evaluation of the diversity of *Megantereon* (Mammalia, Carnivora, Machairodontinae) and the problem of species identification in extinct carnivores. *J. Vert. Paleont.*, **27**, 160-175.
- Phillips, D.L. 2001. Mixing models in analyses of diet using multiple stable isotopes: a critique. *Oecologia*, **127**, 166-170.
- Phillips, D.L. & Gregg, J.W. 2003. Source partitioning using stable isotopes: coping with too many sources. *Oecologia*, **136**, 261-269.

Nuevos datos de arqueociatos en la Cordillera Cantábrica

Perejón, A.¹, Moreno-Eiris, E.¹, Bechstädt, T.² y Menéndez, S.³

¹ Instituto de Geología Económica, CSIC-UUCM, José Antonio Novais 2, 28040 Madrid; aparqueo@geo.ucm.es; eiris@geo.ucm.es

² Geologisch-Paläontologisches Institut. Ruprecht-Karls-Universität Im Neuenheimer Feld 234., D-69120 Heidelberg, Alemania; bechstaedt@uni-hd.de

³ Instituto Geológico y Minero de España, Museo Geominero, Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid; s.menendez@igme.es

Los trabajos de campo realizados al norte de Salce (León), en los materiales carbonatados del Cámbrico inferior, Formación Láncara, en la Unidad Somiedo-Correcilla, nos han deparado el hallazgo de una interesante asociación de calcimicrobios, arqueociatos, braquiópodos y trilobites.

La sección levantada ha permitido reconocer 11 niveles de carbonatos con diferentes tipos de facies. El muro de la sucesión está constituido por los materiales detríticos de la Formación Herrería y el techo por la caliza griotte, abarcando el intervalo Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio y, por tanto, el límite entre ambas series.

Los arqueociatos con cálices solitarios y coloniales, a veces deformados y aplastados, se encuentran en niveles lenticulares a techo de las calizas grises. Directamente sobre ellos se disponen los niveles de calizas blancas encriníticas con trilobites, que marcan el tránsito entre el Cámbrico Inferior y el Cámbrico Medio.

El estudio preliminar del registro paleontológico de arqueociatos nos permite señalar, por el momento, sólo la presencia del género *Archaeocyathus*, que también está presente en las localidades conocidas de la misma edad, en el Miembro Inferior de la Formación Láncara, en el Manto del Esla.

Se distinguen cinco tipos de microfacies, siendo las principales *boundstones* de arqueociatos-calcimicrobios, *wackestones* de arqueociatos y *grainstones* bioclásticos. Los *boundstones* están constituidos por cálices de arqueociatos, en su mayoría colonias ramificadas, y abundantes calcimicrobios afectados intensamente por procesos de recristalización y dolomitización. Los *wackestones* de arqueociatos presentan un intenso proceso de estilonodulización, generando una textura nodulosa característica. En ellos se observa que los cálices están fragmentados o disueltos parcialmente pero no muy deformados. La matriz es micrítica con gran cantidad de terrígenos. Los *grainstones* bioclásticos están constituidos por fragmentos de fósiles, entre los que abundan braquiópodos, trilobites, hiolites, equinodermos, y de forma esporádica incorporan algún cáliz de arqueociato. Los bioclastos pueden estar afectados por micritización. En algunas muestras los intraclastos pueden ser tan abundantes que podríamos denominar a la microfacies como *grainstones* intraclásticos. La estrecha relación espacial entre los *wackestones* de arqueociatos y los *grainstones* bioclásticos se dispone con un contacto claramente erosivo.

Completan los cinco tipos de microfacies *grainstones* peloidales y *packstones* encriníticos. En los *grainstones* peloidales los componentes principales son los peloides que aparecen elongados y de diferentes tamaños y formas. Además se observa la presencia de algunos escasos fragmentos de bioclastos, fundamentalmente de trilobites, braquiópodos y placas de equinodermos, así como diversos parches dolomitizados de pequeño tamaño. En los *packstones* encriníticos se observa la presencia de cristales de glauconita que pueden alcanzar gran tamaño.

Este hallazgo, aunque se trate de una asociación poco diversa pero con muchos ejemplares, amplía el número de localidades con registro de arqueociatos en la Formación Láncara en la Zona Cantábrica, ya que hasta ahora sólo habían sido citados y descritos en Valdoré (Debrenne & Zamarreño, 1970) y Valdoré-Crémenes (Álvaro *et al.*, 2000; Perejón & Moreno-Eiris, 2003), ambos en el Manto del Esla.

Referencias

- Álvaro, J.J., Vennin, E., Moreno-Eiris, E., Perejón, A. & Bechstädt, T. 2000. Sedimentary patterns across of the Lower-Middle Cambrian transition in the Esla nappe (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Sedimentary Geology*, **136**, 43-63.
- Debrenne, F & Zamarreño, I. 1970. Sur la découverte d'Archéocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne. *Breviora Geológica Asturica*, **14**, 1-11.
- Perejón, A. & Moreno-Eiris, E. 2003. Arqueociatos del Bilbiliense (Cámbrico Inferior) del manto del Esla, Cordillera Cantábrica, Norte de España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, **98**, 51-71.

El Patrimonio Paleontológico Triásico del Noroeste de la Región de Murcia (Cordillera Bética, sureste de España)

Pérez-Valera, J. A.¹, Romero Sánchez, G.², Pérez-Valera, F.³, Pérez-Valera, L.A.³,
Alcalde-Fuentes, M.R.¹ y Torres-Crespo, M.N.³

¹ Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas UCM, C/ José Antonio Novais 2, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid; jalbertoperez@geo.ucm.es; charo_alcalde@yahoo.es

² Servicio de Patrimonio Histórico, Dirección General de Cultura, Comunidad Autónoma de Murcia, C/ Calderón de la Barca, 14, 2ª planta, 30005 Murcia; gromero@um.es

³ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avenida Fuentenueva s/n, 18071, Granada; fperezv@ugr.es; lperezv@correo.ugr.es; nievest@correo.ugr.es

En este trabajo se pretende dar a conocer la riqueza y diversidad paleontológica de las rocas del Triásico del Noroeste murciano, así como llamar la atención para que en un futuro cercano se protejan los afloramientos que resulten de mayor interés científico y patrimonial, gracias al nuevo marco legal creado en Murcia con la entrada en vigor, hace unos meses, de la Ley de Patrimonio Cultural (Romero, 2007).

La existencia de materiales triásicos en la Región de Murcia es conocida al menos desde el siglo XIX (Verneuil & Collomb, 1856). Jiménez de Cisneros (1906) resalta varios aspectos paleontológicos del Triásico de Caravaca. Schmidt (1936) estudia varias especies de invertebrados (principalmente bivalvos) procedentes del Muschelkalk de Cehegín (Triásico Medio). Besems & Simon (1982), hacen un estudio palinológico de las formaciones detríticas triásicas en el área de Cehegín-Bullas-Cieza. Durante los últimos años se ha producido un gran avance en la paleontología del Triásico, merced a nuevos hallazgos sobre todo de cefalópodos (Goy *et al.*, 1996; Pérez-Valera, 2005b), concretamente en el Triásico de Calasparra.

En el Noroeste de la Región de Murcia, existen dos sectores principales (sectores de Calasparra y de Cehegín) en los que afloran materiales del Triásico con un alto valor paleontológico. El sector de Calasparra se compone de los materiales triásicos situados al sureste de dicha localidad, al sur de la sierra del Molino y en las inmediaciones del pantano Alfonso XIII. Aquí afloran materiales de facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Las facies Buntsandstein se componen de materiales detríticos y detrítico-evaporíticos fundamentalmente de tonos rojizos, depositados en un contexto fluvial y fluvio-evaporítico costero. En esta formación son relativamente abundantes los restos de plantas de tipo *Equisetites*, polen y esporas y algunos niveles poseen huellas de vertebrados atribuidas al icnogénero *Chirotherium*. Por encima de esta formación aparecen materiales de facies Muschelkalk, depositados en ambientes de rampa y plataforma marina somera. Se componen de dolomías, calizas, margocalizas y margas, que hacia techo incorporan niveles de lutitas y yesos. Poseen numerosos restos fósiles tanto de invertebrados como de vertebrados. De los invertebrados se pueden destacar: cefalópodos nautiloideos y sobre todo ammonoideos, como *Israelites*, *Negevites*, *Gevanites*, *Eoprotrachyceras*, bivalvos de los géneros *Gervillia*, *Costatoria*, *Bakevillia*, *Myophoria*, "*Placunopsis*", foraminíferos de tipo involutínidos, y conodontos pertenecientes al género *Pseudofurnishius*. También se conocen restos de gasterópodos, equinodermos, braquiópodos, corales, etc. Los restos de vertebrados son relativamente frecuentes y, aparecen como huesos, vértebras y osteodermos, pertenecientes a notosaurios y placodontos (dos tipos de reptiles marinos). Por último, hay que señalar que son abundantes también las trazas fósiles, destacando los siguientes icnogéneros (Pérez-Valera, 2005a): *Gastrochaenolites*, *Diplocraterium*, *Rhizocorallium*, *Thalassinoides* y *Trypanites*. Las facies Keuper presentan conjuntos de

materiales siliclásticos y evaporíticos, depositados en un contexto fluvio-evaporítico costero. Aquí son frecuentes los restos de fauna y flora continental y de transición, como plantas de tipo *Equisetites*, polen y esporas y huellas de reptiles tipo *Chirotherium*. Además, se pueden encontrar niveles formados por acumulaciones de huesos ("bonebeds"), dientes y placas óseas de reptiles marinos. Recientemente se han hallado bivalvos presumiblemente de agua salobre pertenecientes a las familias Fimbriidae y Pachycardiidae (Pérez-Valera *et al.*, este volumen).

El sector de Cehegín comprende los afloramientos triásicos situados en la transversal Caravaca-Cehegín-Bullas. Aquí no se han reconocido materiales de facies Buntsandstein de momento, pero los que componen las facies Muschelkalk y Keuper, así como los fósiles encontrados son similares a los descritos para el sector de Calasparra. Cabe destacar las secciones de Canara (Cehegín) y de Arroyo Hurtado (Bullas), en cuanto a carbonatos del Triásico Medio (Formación Cehegín; Pérez-Valera, 2005a) ya que son importantes por la abundancia de ammonoideos que permiten su correlación con otros sectores.

De todo esto se desprende que los materiales del Triásico, en general, del Noroeste de la provincia de Murcia (sectores de Calasparra y Cehegín), afloran en buenas condiciones y albergan gran cantidad de valiosos restos fósiles siendo, por tanto, de incuestionable valor. Además, debido a la importancia del registro fósil de esta región, se están desarrollando importantes trabajos estratigráficos y paleontológicos sobre todo de los materiales de facies Muschelkalk (Triásico Medio) que situarán los afloramientos de Calasparra y de Cehegín como referencia de los estudios paleontológicos triásicos en España.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto CGL 2005-01765/BTE y una beca FPU del MEC.

Referencias

- Besems, R.E. & Simon, O.J. 1982. Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 5. On the Triassic of the Subbetic Zone in the Province of Murcia (Betic Cordilleras, Southeastern Spain). *Palaeontology*, **85**, 29-51.
- Goy, A., Martínez, G., Pérez-Valera, F., Pérez-Valera, J.A. & Trigueros Ramos, L.M. 1996. Nuevos hallazgos de cefalópodos (ammonoideos y nautiloideos) en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas. *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural*, Tomo Extraordinario, 125 Aniversario, 311-314.
- Jiménez de Cisneros, D. 1906. Excursión al Triásico superior de Sierra Negra, del término de Aspe (provincia de Alicante), y noticias acerca del mismo sistema en otros puntos del SE. de España. *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural*, **6**, 205-212.
- Pérez-Valera, F. 2005a. *Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 220 pp.
- Pérez-Valera, J.A. 2005b. Ammonoideos y bioestratigrafía del Triásico Medio (Anisiense superior-Ladiniense) en la sección de Calasparra (sector oriental de la Cordillera Bética, Murcia, España). *Coloquios de Paleontología*, **55**, 125-161.
- Pérez-Valera, J.A., Ros, S., Pérez-Valera, F., Pérez-Valera, L.A., Alcalde-Fuentes, M.R. & Márquez-Aliaga, A. 2007. Hallazgo de Fimbriidae y Pachycardiidae (Bivalvia) en areniscas y lutitas de Facies Keuper del Triásico Superior de Calasparra (Murcia). Este volumen.
- Romero, G. 2007. Plan de Intervención en el Patrimonio Paleontológico de la Región de Murcia para el periodo 2006-2009. *Memorias de Patrimonio, Intervenciones en el Patrimonio Cultural de la Región de Murcia*, **7**, 379-386.
- Schmidt, M. 1936. Fossilien der spanische Trias. *Abhandlungen der Heidelberg Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, **22**, 1-140.
- Verneuil, E. de & Collomb, E. 1853. Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **2**, 61-176.

Hallazgo de Fimbriidae y Pachycardiidae (Bivalvia) en areniscas y lutitas de Facies Keuper del Triásico Superior de Calasparra (Murcia)

Pérez-Valera, J.A.¹, Ros, S.², Pérez-Valera, F.³, Pérez-Valera, L.A.³, Alcalde-Fuentes, M.R.¹ y Márquez-Aliaga, A.²

¹ Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, C/ José Antonio Novais 2, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid; jalbertoperez@geo.ucm.es; charo_alcalde@yahoo.es

² Instituto “Cavanilles” de Biodiversidad y Biología Evolutiva y Dpto. Geología, Universidad de Valencia, C/ Dr. Moliner, 50. 46100, Burjassot, Valencia; sonia.ros@uv.es; Ana.Marquez@uv.es

³ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avenida Fuentenueva s/n, 18071, Granada; fperezv@ugr.es; lperezv@correo.ugr.es

En este trabajo se da a conocer el hallazgo de varios ejemplares de bivalvos pertenecientes a dos familias distintas, Fimbriidae y Pachycardiidae, en materiales detrítico-evaporíticos de facies Keuper del Triásico Sudibérico (Carniense, Triásico Superior) en la parte oriental de la Cordillera Bética. Estas especies de bivalvos, *Schafhaeutlia* cf. *mellingi* (Hauer, 1857) y *Trigonodus keuperinus* (Berguer, 1854) nunca antes habían sido citadas en el Triásico de la Península Ibérica, por lo que su determinación puede arrojar valiosa información de tipo paleoecológico y paleogeográfico.

A lo largo del siglo XX los estudios sobre bivalvos del triásico han sido bastante escasos en España, exceptuando autores ya clásicos como Schmidt (1936). Son más frecuentes sobre todo a partir de la obra de Márquez-Aliaga (1985). Por otra parte, los trabajos existentes analizan bivalvos procedentes de carbonatos, la gran mayoría del Triásico Medio y muy pocos del Triásico Superior, mientras que son inexistentes los que describen bivalvos encontrados en materiales detrítico-evaporíticos de facies Keuper del Triásico Superior.

Los bivalvos provienen de un afloramiento situado a pocos kilómetros al sureste de Calasparra (Murcia), perteneciente al denominado “Triásico de Calasparra” (Pérez-Valera, 2005) donde se han reconocido diferentes unidades litoestratigráficas del Grupo Keuper de Jaén (Pérez-López, 1991). La sección estratigráfica (CLK2-1) fue realizada y estudiada por Pérez-Valera (2005) y está constituida por materiales de las unidades K1, K2 y K3. Los restos de bivalvos proceden de la parte media de la unidad K1, que está formada por una alternancia de areniscas, lutitas, arcillas, yesos y algunos niveles de carbonatos. Los ejemplares de *S.* cf. *mellingi* (Fig. 1A) se encuentran en el muro de un nivel de areniscas rojas de grano fino de unos 75 cm de potencia y se presentan junto con cantos blandos y bioturbaciones. Los ejemplares de *T. keuperinus* (Fig. 1B) han sido encontrados unos metros por encima de estos niveles, en un tramo de lutitas ocreas aparentemente sin estructuras internas reconocibles. En ambos casos no se aprecian discontinuidades ni de composición ni de textura entre el molde interno y la matriz lo que nos indica que podría tratarse de elementos resedimentados. Por otro lado, ambos moldes internos conservan características externas como las líneas de crecimiento, lo que se interpreta como permanencia duradera de gruesos periostracos, frecuentes en ambientes salobres, en fase fosildiagenética temprana.

Respecto a los antecedentes paleontológicos de estos taxones, Niemeyer (2002) cita, pero no figura, el género *Schafhaeutlia* en el Muschelkalk de Siles (Jaén), planteando serias confusiones sistemáticas y obviando los conocimientos paleontológicos del triásico hispánico. *Trigonodus* ha sido citado en Serra (Valencia) (Márquez-Aliaga, 1976). La especie *Schafhaeutlia* cf. *mellingi*, es citada en el Retiense de la Lombardia (Allasinaz, 1966), en el Carniense de Japón (Hayami, 1975) y en el Triásico Superior de China (Gou,

1993). *Trigonodus keuperinus* es citada en el Triásico Superior de la cuenca germánica (Warth, 1990) y de Rusia (Okuneba, 1985).

Ambas especies están representadas en el dominio del Neotethys. Desde el punto de vista paleoecológico se trata de excavadores poco profundos de ambientes supra/intermareales.

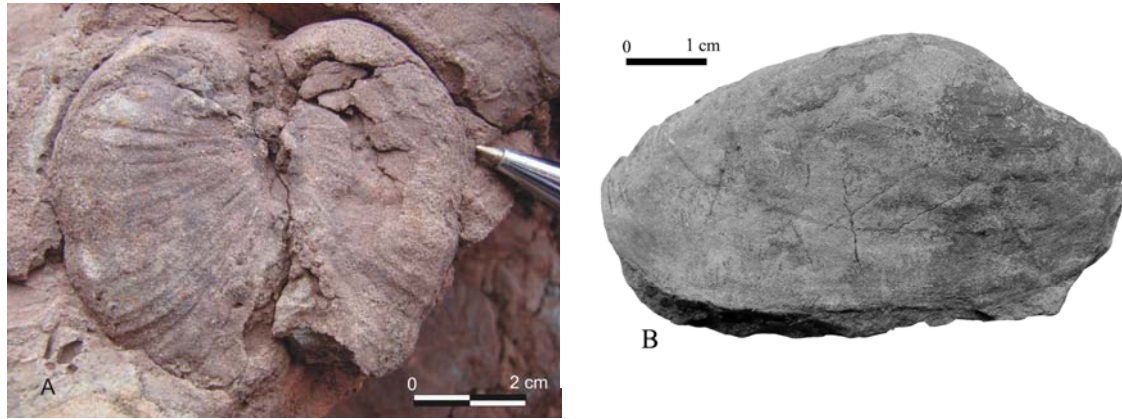


Figura 1. A) Ejemplar de *Schafhaeutlia* cf. *mellingi*, fotografiado *in situ* en el muro de un nivel de arenisca. B) Ejemplar de *Trigonodus keuperinus*, molde interno.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto CGL 2005-01765/BTE y una beca FPU del MEC.

Referencias

- Allasinaz, A. 1966. Il Trias in Lombardia (studi geologici e paleontologici). XVIII La fauna a Lamellibranchi dello Julico (Carnico medio). *Rivista Italiana di Paleontologia*, **72**, 609-752.
- Gou, Z. 1993. Bivalve fauna of Upper Triassic in Maantang area, Jiangyou, Sichuan. *Acta Palaeontologica Sinica*, **32**, 13-30.
- Hayami, I. 1975. A systematic survey of the Mesozoic Bivalvia from Japan. The University Museum, *The University of Tokyo Bulletin*, **10**, 249
- Márquez- Aliaga, A. 1976. *Estudio paleontológico del Triásico medio en el sector meridional de la Cordillera Ibérica*. Tesina de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 109 pp.
- Márquez-Aliaga, A. 1985. *Bivalvos del Triásico Medio del Sector Meridional de la Cordillera Ibérica y de los Catalánides*. Colección Tesis Doctorales, Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 429 pp.
- Niemeyer, J. 2002. Invertebraten und Vertebraten aus dem Muschelkalk von Siles (Jaen), Spanien. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **94**, 1-99.
- Okuneba, T.M. 1985. Norian bivalves and amonoias of Zabajkalja. *Annals USSR Paleontological Association USSR*, **28**, 148-168
- Pérez-López, A. 1991. *El Trías de facies germánica del sector central de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 400 pp.
- Pérez-Valera, F. 2005. *Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 220 pp. (inérita).
- Schmidt, M. 1936. Fossilien der spanische Trias. *Abhandlungen der Heidelberg Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, **22**, 1-140.
- Warth, M. 1990. Die Muscheln aus der Sandsteinfazies des Stubensandsteins (Trias, Nor, Mittel-Keuper, Km4) im Stromberg (Baden-Württ.). *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines*, **72**, 341-357.

First palynological data on the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event at Puente de Ibañeta (Burgos, Spain)

Peyrot, D.¹, Barroso-Barcenilla, F.¹, Barrón, E.² y Comas-Rengifo, M.J.¹

¹ Departamento y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM. C/ José Antonio Novais 2, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid; danip@geo.ucm.es; fbarroso@geo.ucm.es; mjcomas@geo.ucm.es

² Museo Geominero, IGME, Ríos Rosas 23, E-28003 Madrid; e.barron@igme.es

Preliminary results of a study on the palynological content of the upper Cenomanian to lower Turonian succession at Puente de Ibañeta are presented. This classical and interesting section is located in the north of the Burgos province. During the late Cretaceous, the Puente de Ibañeta area was situated on the margin of the inner platform of the Iberian Trough, which included a vast region of the Iberian Subplate. This particular palaeogeographic situation enabled the coexistence of a very diversified fauna constituted by boreal (Protoatlantic Ocean) and meridional (Tethys sea) elements. The cephalopod succession was recently studied by Barroso-Barcenilla (2006), who established a precise ammonite zonation of this section.

The studied section, composed by an alternance of bituminous/organic-rich marls ("black shales"), marly and sandy limestones, yielded well preserved assemblages of dinoflagellate cysts and terrestrial palynomorphs. More than twenty levels have been qualitatively and quantitatively studied, and a precise stratigraphical framework of the C/T boundary interval has been established.

Different successive assemblages of dinoflagellate cysts have been identified and compared with those obtained from other contemporaneous sections of Europe. The palynological study allowed the distinction of several associations of dinoflagellate cysts according to their environment of deposition. Assemblages which include *Palaeohystricophora infusorioides* Deflandre, 1935, *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Mantell, 1854 (Fig. 1B), *Pterodinium cingulatum* (Wetzel) Below, 1981, *Litosphaeridium siphoniform* (Cookson & Eisenack) Davey & Williams, 1966, *Odontochitina operculata* (Wetzel) Deflandre & Cookson, 1955 (Fig. 1A) are considered to be characteristic of open and oxic marine environments whereas the presence of *Leberidocysta* spp., *Cyclonephelium compactum* Deflandre & Cookson, 1955, *Circulodinium distinctum* (Deflandre & Cookson) Jansonius, 1986 (Fig. 1C) y *Eurydinium* spp. appears to characterize oxygen-depleted zones (Marshall & Batten, 1988; Courtinat *et al.*, 1991).

Terrestrial palynomorphs are poorly represented through out the entire section. Spores of Cyatheaceae and Schizaeaceae such as *Cyathidites* sp. (Fig. 1G) and *Cicatricosisporites* spp. have been rarely observed. Pollen grains of gymnosperms (*Classopollis*) and angiosperms such as *Tricolpites* sp., *Striatopollis* sp. (Fig. 1E), *Atlantopollis reticulatus* Krutzsch, 1967 (Fig. 1F), *A. microreticulatus* Krutzsch, 1967 (Fig. 1D) and *Complexiopollis* spp. more frequently occur.

Acknowledgments

This work has been financed by the Project CGL 2005-01765/BTE and a grant FPI of the MEC.

References

Barroso-Barcenilla, F. 2006. *Cefalópodos del Cenomaniense superior y del Turoniense inferior en el Surco Ibérico, España*. PhD thesis, Universidad Complutense de Madrid, i-xiii + 1-613 (unpublished).

Courtinat, B., Crumière, J.P. Méon, H. & Shaaf, A. 1991. Les associations de kystes de Dinoflagellés du Cenomanien-Turonien de Vergons, (Bassin Vocontien France). *Geobios*, **24**, 649-666.

Marshall, K.L. & Batten, D.J. 1988. Dinoflagellate cyst associations in Cenomanian-Turonian "Black Shale" sequences of Northern Europe. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **54**, 85-103.

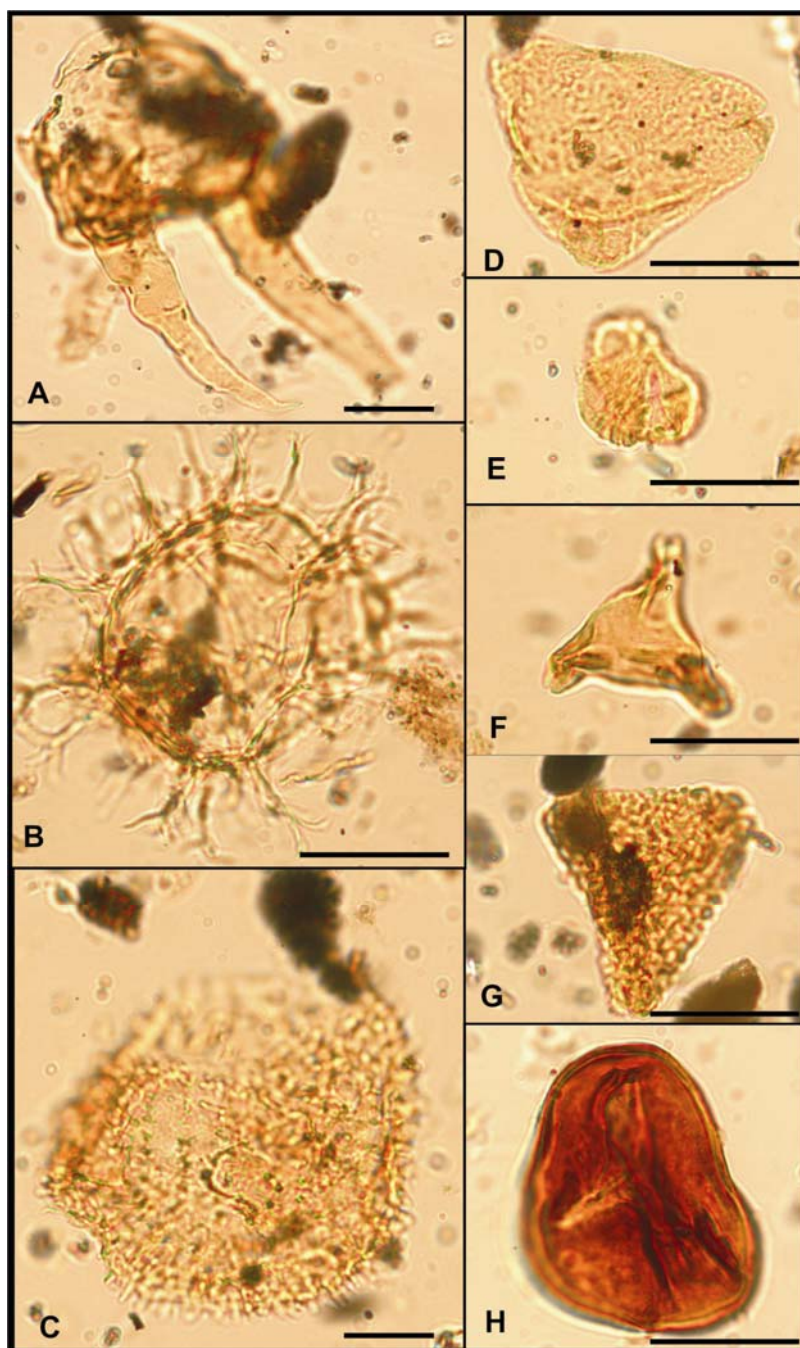


Figure 1. A. *Odontochitina operculata* (Wetzel) Deflandre & Cookson, 1955. B. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Mantell, 1854. C. *Circulodinium distinctum* (Deflandre & Cookson) Jansonius, 1986. D. *Atlantopollis microreticulatus* Krutzsch, 1967. E. *Striatopollis* sp. F. *Atlantopollis reticulatus* Krutzsch, 1967. G. *Cyathidites* sp. scale bar: 20 micrometres.

The Ostracod faunas from the Lower Toarcian of Peniche (Portugal): stratigraphic distribution

Pinto, S.¹, Cabral, M.C.¹ and Duarte, L.V.³

¹ Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia e Centro de Geologia, Campo Grande, C6, 4º, 1749-016 Lisboa, Portugal; susanapvpinto@sapo.pt; mccabral@fc.ul.pt

² Departamento de Ciências da Terra, IMAR – Instituto do Mar, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Coimbra, Portugal; lduarte@det.uc.pt

In this work we present the vertical distribution of ostracoda fauna along the topmost Pliensbachian (topmost Spinatum Zone) to the late Lower Toarcian (topmost Levisoni Zone) of the Peniche section (Lusitanian Basin, Portugal), corresponding to Leme de (last metre) and Cabo Carvoeiro (first 40 metres) Formations (Duarte & Soares, 2002). In this section, recently proposed as the Toarcian GSSP (Elmi, 2006), Polymorphum Zone is mainly composed of a marly succession, with abundant and diverse benthic and nektonic marine macrofauna. In contrast to this, Levisoni Zone is particularly enriched in siliciclastics and macrobenthos is scarce (Duarte, 1995, 1997).

In this sedimentary context, thirty samples (Fig. 1) have been collected from marly intervals. Ostracods are present in all the samples but the preservation conditions of the ostracod fauna are very poor, with recrystallized and strongly used specimens. Despite of this, biodiversity is generally high in the whole section, composed of 17 genera that correspond, at least, to 37 marine species. The top of Spinatum Zone displays both high diversity and abundance of ostracods. The dominant species are from the genus *Ogmoconcha*, *Ogmoconchella* and *Liasina*, associated with *Polycope*, *Paracypris*, *Ledahia*, among others. The Polymorphum Zone shows high diversity and variable abundance. The genera *Ogmoconcha*, *Ogmoconchella* and *Liasina* still dominate and, from the first levels of the Zone, heavily ornamented species of *Kinkelinella* are present; the genus *Isobythocypris* occurs for the first time. In Levisoni Zone, the ostracod diversity and abundance are low, in contrast with previous units. *Ogmoconcha* and *Ogmoconchella* disappear, and the genus *Cytherella* appears for the first time, becoming dominant together with *Liasina* in the first levels of the zone. In the upper part of this zone, ostracod diversity and abundance slightly increase and *Bairdiacypris* and *Cytheroptheron* occur for the first time.

Of the 37 identified ostracod species, 14 are common to the topmost Pliensbachian and Lower Toarcian. Nine of the Toarcian species extend into the Middle Toarcian and 4 of these ones reach the Upper Toarcian (unpublished data about Boca da Mata and Rabaçal sections, in the Lusitanian Basin). In the Peniche section, the appearance of *Kinkelinella* sp. 1 and *Ektyphocythere* cf. *knitteri* (Riegraf, 1984) mark the transition from the Pliensbachian to the Toarcian. The disappearance of several species of *Ogmoconcha* and *Ogmoconchella* genera, *Isobythocypris* aff. *ovalis* Bate & Coleman, 1975 and *Paracypris* cf. *redcarensis* (Blake, 1876), together with the appearance of *Cytherella* cf. *toarcensis* Bizon, 1960, *Ptychobairdia* cf. *aselfingenensis* (Lord & Moorley, 1974) and *Kinkelinella* gr. *sermoisensis* (Apostolescu, 1959) allow to easily identify the transition from Polymorphum to Levisoni Zones.

Besides some palaeoecological and palaeoenvironmental considerations about the ostracod record, with this work we conclude that the main biological changes are observed in the top of the Polymorphum Zone, just below of the C-isotope negative excursion recently published by Hesselbo *et al.* (2007) for the Peniche section, through the strong reduction in ostracods diversity and abundance (Fig. 1) and the disappearance of

Ogmoconcha, *Ogmoconchella* and *Ledahia* genera. The disappearance of these genera occurs not only in the Lusitanian Basin but at a global scale (global extinction of Metacopina).

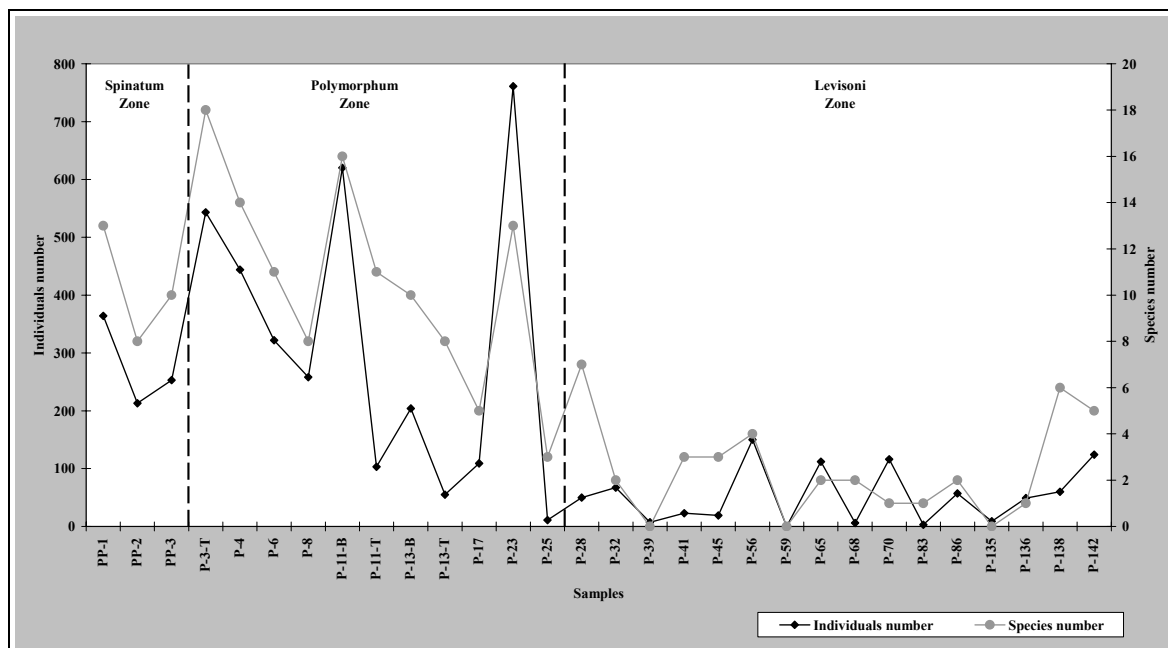


Figure 1. Distribution of both total number of ostracods and number of species per sample, in the Peniche section.

References

- Duarte, L.V. 1995. *O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e evolução sedimentogenética*. PhD Thesis, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 349 pp.
- Duarte, L.V. 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **83**, 65-94.
- Duarte, L.V. & Soares, A.F. 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **89**, 115-134.
- Elmi, S. 2006. Pliensbachian/Toarcian boundary: the proposed GSSP of Peniche (Portugal). *Volumina Jurasica*, **4**, 5-16.
- Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Duarte, L.V. & Oliveira, L.C. V. 2007. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from the fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth and Planetary Science Letters*, **253**, 455-470.

El yacimiento de icnitas de dinosaurios de Tereñes (Ribadesella, Asturias)

Piñuela, L., García-Ramos, J.C. y Ruiz-Omeñaca, J.I.

Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), 33328 Colunga y Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo; lpinuela@geol.uniovi.es; jcgramos@geol.uniovi.es; jigruiz@unizar.es

El pueblo de Tereñes se sitúa a unos 2 km al oeste de Ribadesella, formando parte de lo que se conoce como “La Costa de los Dinosaurios” que se extiende desde Gijón hasta la playa de Arra (García-Ramos *et al.*, 2000). Aunque en los acantilados costeros de la localidad que da nombre al yacimiento afloran tres de las formaciones del Jurásico Superior (Kimmeridgiense) de Asturias, Vega, Tereñes y Lastres (ordenadas cronológicamente de mayor a menor antigüedad), en la presente nota sólo haremos referencia a las icnitas de las dos primeras.

Las actuales lutitas y areniscas rojas de la Fm. Vega representaron en su momento los depósitos de ríos meandriformes, de funcionamiento efímero, separados por llanuras fangosas en las que se desarrollaron a menudo caliches y, en ocasiones, pequeñas lagunas con acusada actividad cianobacteriana.

Los depósitos de fangos calcáreos acumulados en la costa y en el fondo de un mar interior, instalado en Asturias por aquel entonces, dieron lugar a las actuales margas lumaquéticas grises con algunos niveles de calizas de la Fm. Tereñes.

En la base de un bloque suelto de arenisca de la Fm. Vega se pueden observar, a modo de contramoldes, unas veinte huellas tridáctilas dispuestas sin un orden aparente. El tamaño de las mismas oscila entre los 11 y los 18 cm de longitud, aunque la mayoría está en el rango de 11 a 14 cm, lo que supondría dos o más individuos con una altura hasta la cadera en torno a los 55 cm, los más pequeños, y de 90 cm, los mayores. La morfología de las icnitas, con dedos relativamente esbeltos, algunos de ellos con terminaciones afiladas, sugiere, en principio, su posible atribución a terópodos; sin embargo, el elevado ángulo interdigital que caracteriza a la mayoría de ellas, nos induce a pensar que se deben más probablemente a pequeños ornitópodos (García-Ramos *et al.*, 2006). Muy próximo a este bloque aparece otro de la misma formación que contiene varios contramoldes de icnitas de terópodos y algunos de saurópodos (García-Ramos *et al.*, 2002, 2004).

En la superficie de un estrato de arenisca margosa perteneciente a la Fm. Tereñes, se observa el rastro de un dinosaurio cuadrúpedo constituido por 16 icnitas conservadas como altorrelieves, atribuidos, en un principio, a saurópodos (Lires, 2000; García-Ramos *et al.*, 2002, 2004). La mayoría de las huellas corresponden a impresiones de los pies con una longitud media de 38 cm, lo que nos indicaría un individuo de unos 152 cm de altura hasta la cadera. Recientemente, un estudio más detallado de este rastro y, más concretamente de la morfología de las icnitas de los pies, con tres dedos muy cortos, conservados sólo en algunas de ellas, y dirigidos hacia delante, sugiere más bien que se trata de huellas de paso de estegosaurios, convirtiéndose así en uno de los muy escasos rastros de este grupo de dinosaurios a nivel mundial. Se asignan al icnogénero *Deltapodus* Whyte & Romano 1994, y constituyen la primera cita del mismo en la Península Ibérica.

Muy cerca de este punto existe una superficie con grietas de desecación que contiene dos icnitas tridáctilas de borde posterior asimétrico, con dedos relativamente estrechos y largos, pertenecientes a terópodos de talla media que siguen direcciones opuestas. Además, existe un bloque suelto de la misma formación que muestra dos icnitas, con margen

proximal simétrico, de dedos cortos y anchos de terminación acuminada, pero sin evidencias de garras, y con ángulo interdigital relativamente alto, que atribuimos a un ornitópodo de talla media. Las huellas están superpuestas a grietas de desecación.

A menos de cien metros, al E de las últimas, en un estrato de arenisca margosa grisácea de la Fm. Tereñes se observa el rastro de un dinosaurio bípedo, formado por cinco icnitas consecutivas con un tamaño medio de 43 cm de longitud y 41 cm de anchura. Las huellas presentan dedos estrechos y alargados, terminados en garras, propias de un terópodo; en este caso el autor tendría una altura hasta la cadera de unos 2 m.

Con la misma localización, pero en otro estrato algo más alto estratigráficamente, se pueden distinguir además de varias huellas aisladas de terópodos, al menos, cuatro rastros paralelos de otros dinosaurios bípedos, muy próximos entre sí. Teniendo en cuenta la morfología de las icnitas de estos últimos: tridáctilas, de borde posterior simétrico, con dedos cortos y anchos de terminación redondeada, se han atribuido a ornitópodos de gran talla, muy probablemente iguanodóntoideos. La disposición de los rastros siguiendo la misma dirección, un espaciado bastante regular entre ellos, así como la velocidad relativa de marcha, similar en todos los individuos, permite identificar el desplazamiento de un grupo organizado. Una prueba más queda reflejada en los dos rastros centrales, donde se observa que uno de los dinosaurios empujó al otro, desplazándolo lateralmente, lo que provocó una mayor aproximación de sus huellas que llegan incluso a superponerse. A partir de este punto, los dos rastros se separan y discurren paralelos con un movimiento acompasado de los ornitópodos (Piñuela *et al.*, 2002; García-Ramos *et al.*, 2002, 2004).

El yacimiento de Tereñes representa uno de los itinerarios más didácticos del Jurásico de Asturias, ya que en una zona reducida es posible observar múltiples variedades de icnitas y rastros. Este hecho, unido a la singularidad que muestran algunos de estos últimos, motivó la propuesta de este yacimiento como el más representativo de los asturianos para optar, junto con otros diez españoles y tres portugueses, a Patrimonio de la Humanidad por la UNESCO. La candidatura, denominada Icnitas de Dinosaurios de la Península Ibérica (IDPI), será presentada en los primeros meses de 2008.

La gran variedad de huellas que conserva, así como su fácil acceso, hacen que desde su descubrimiento, en la década de los setenta, el yacimiento de Tereñes sea el segundo más visitado de “La Costa de los Dinosaurios” después de la playa de La Griega (Colunga). Todo el sector litoral con rocas del Jurásico fue incluido en la Red de Espacios Naturales Protegidos del Principado de Asturias en 2001 bajo la figura de Monumento Natural.

Referencias

- García-Ramos, J.C., Aramburu, C., Piñuela, L. & Lires, J. 2000. *La Costa de los dinosaurios: Rutas por el Jurásico de Asturias*. Consejería de Educación y Cultura del Principado de Asturias, Oviedo, 33 pp.
- García-Ramos, J.C., Lires, J. & Piñuela, L. 2002. *Dinosaurios. Rutas por el Jurásico de Asturias*. La voz de Asturias, Lugones, 204 pp.
- García-Ramos, J.C., Piñuela, L. & Lires, J. 2004. *Guía del Jurásico de Asturias*. Zinco Comunicación, Gijón, 118 pp.
- García-Ramos, J.C., Piñuela, L. & Lires, J. 2006. *Atlas del Jurásico de Asturias*. Ediciones Nobel, Oviedo, 225 pp.
- Lires, J. 2000. *Icnitas de dinosaurios cuadrúpedos del Jurásico de Asturias. Morfometría, morfología e interpretación*. Memoria de Investigación, Universidad de Oviedo, 72 pp. (inédito).
- Piñuela, L., García-Ramos, J. C. & Lires, J. 2002. In: Congreso Internacional sobre dinosaurios y otros reptiles mesozoicos de España. Resúmenes de las comunicaciones, ponencias y paneles (Coord. F. Pérez-Lorente), Universidad de La Rioja, Logroño, 44-45.

Registro Paleontológico del Triásico Medio de Calasparra (Murcia)

Plasencia, P.¹, Márquez-Aliaga, A.¹, Pérez-Valera, F.², Pérez-Valera, J.A.³, Goy, A.³,
López-Gómez, J.⁴, Márquez, L.¹ y Pérez-López, A.²

¹ Departamento de Geología e Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva, Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (Valencia). pablo.plasencia@uv.es, ana.marquez@uv.es, leopoldo.marquez@uv.es

² Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avda. Fuentenueva s/n, 18071 Granada; fperezv@ugr.es, aperezl@ugr.es

³ Departamento de Paleontología, Facultad de Geología, Universidad Complutense Madrid, 26040 Madrid; jalbertoperez@geo.ucm.es, angoy@geo.ucm.es

⁴ Departamento de Estratigrafía – I.G.E., CSIC Facultad de Geología, Universidad Complutense Madrid, 28040 Madrid; jlopez@geo.ucm.es

En la sección de Calasparra (Murcia) el Triásico Medio está representado por rocas carbonatadas pertenecientes a la Formación Majanillos definida por Pérez-López (1991, p.67) que “corresponde a los carbonatos de facies Muschelkalk que afloran en la Zona Subbética”. La sección tipo de esta formación ha sido considerada como uno de los hipoestratotipos de la Formación Cehégín (Pérez-Valera *et al.*, 2005) por algunos de los firmantes del presente trabajo (FPV, APL, JAPV). El hallazgo y determinación de varios ammonoideos (Goy & Pérez-López, 1996; Pérez-Valera *et al.*, 2005) ha permitido la caracterización de varias zonas del Triásico Medio. Por otro lado, también han sido realizados estudios bioestratigráficos sobre otros grupos y novedosos estudios fosildiagenéticos en las microestructuras de los bivalvos (Pérez-López *et al.*, 1991; Márquez-Aliaga & Márquez, 2000). En este trabajo se analizan, por primera vez de forma conjunta, las distintas asociaciones de macro y microfósiles registradas en la sección de Calasparra, procedentes de numerosos muestreos realizados por los autores desde la mitad de los años 80.

La sucesión estudiada tiene unos 89 m de potencia en la facies Muschelkalk que se encuentran por encima de una unidad de areniscas con lutitas rojas y verdes de facies Buntsandstein y por debajo de otra, detrítico-evaporítica, correspondiente a la facies Keuper (Pérez-Valera, 2005; Pérez-Valera, 2005). La sucesión se inicia con un tramo de dolomías finas y laminadas con estructuras algales y moldes de evaporitas, con niveles margosos intercalados que hacia la parte superior pasan a ser calizas grises, formando un primer resalte carbonatado. Por encima, se encuentra un tramo de calizas margosas y margas en alternancia, con un nivel de caliza nodulosa bioclástica muy ferruginizada y un nivel de calizas con laminación difusa, que forma el segundo resalte carbonatado. Sobre éste se sitúa un potente tramo constituido por una alternancia de calizas margosas y margas, y un nivel de calizas masivas que en el techo muestran una superficie ferruginosa con bioclastos de tipo *hardground*. La parte superior de la sección se compone de niveles en alternancia de calizas margosas, calizas nodulosas, calizas bioclásticas y margas, con la aparición hacia techo de niveles de dolomías ocreas con lutitas verdes y niveles de yesos grises y blancos laminados, que señalan la proximidad de la facies Keuper.

En cuanto al registro paleontológico, en la parte inferior de la sección (primer resalte) la presencia de *Paraceratioides brotzeni* Parnes caracteriza la Zona Brotzeni, del Anisiense Superior (Illyriense). Se registran conodontos con varios morfotipos de *Pseudofurnishius* sp., micro-restos de los peces actinoptेरिगios “*Gyrolepis*” sp. y “*Lepidotes*” sp., foraminíferos como *Lamelliconus* sp., briozoos y gasterópodos del grupo “*Natica*” y *Loxonema* y los bivalvos *Paleonuculana* sp. (aff. *goldfussi* Alberti) y *Costatoria* sp. (aff. *curvirostris* Schlotheim).

En la parte media-inferior de la sección (segundo resalte) la presencia del ammonoideo *Eotrachyceras curionii* (Mojsisovics) permite caracterizar la Zona Curionii del Ladiniense Inferior (Fassaniense), cuya base ha sido reconocida recientemente por la ICS, a propuesta de la ISTS (International Subcomision on Triassic Stratigraphy) como el límite entre el Anisiense y el Ladiniense. Por encima, el registro de *Gevanites awadi* Parnes permite caracterizar la Zona Curioni (Subzona Awadi). Otros ammonoideos identificados son *Israelites ramonensis* Parnes, *Negevites zaki* Parnes y *Gevanites altecarinatus* Parnes, y *G. virgiliae* Goy. En los materiales de la Zona Curionii, se ha obtenido un registro fósil abundante y bien conservado, compuesto por conodontos como *Pseudofurnishius murcianus* van den Boogaard, micro-restos de peces actinopterigios como “*Gyrolepis*” sp. y “*Lepidotes*” sp., peces elasmobranquios como “*Lissodus*” sp. e “*Hybodus*” sp., foraminíferos como *Lamelliconus* cf. *procerus* (Liebus), equinodermos, braquiópodos, briozoos y abundantes bivalvos determinados como *Plagiostoma striata* (Schlotheim), *Chlamys schroeteri* (Giebel), *Chlamys* sp., *Gervilleia joleaudi* Schmidt, *Leptochondria alberti* (Goldfuss), *Modiolus myoconchaeformis* (Philippi), *Pseudocorbula gregaria* (Münster), *Pleuromya elongata* (Schlotheim), *Neoschyzodus laevigatus* (Goldfuss), *Bakevella costata* (Schlotheim) y “*Placunopsis*” *flabellum* Schmidt, siendo muy abundante la especie *Costatoria kiliani* (Schmidt) y escasos los gasterópodos del grupo “*Natica*” y *Loxonema*.

En la parte superior de la sección, la presencia de *Gevanites epigonus* Parnes caracteriza la Zona Epigonus del Ladiniense Superior (Longobardiense). El resto del registro fósil está constituido por *P. murcianus*, micro-restos de peces actinopterigios como “*Gyrolepis*” sp. y “*Lepidotes*” sp., peces elasmobranquios como “*Lissodus*” sp., foraminíferos como *Nodosaria ordinata* Trifonova, el epizoario *Spirorbis phlyctaena* Bronnimann et Zaninetti, equinodermos, braquiópodos, briozoos y gasterópodos indeterminados. Son muy abundantes las capas monoespecíficas de bivalvos, como *Pseudocorbula* sp., en niveles de tempestivas. También se encuentran, con menor diversidad específica, otros bivalvos ya citados en el tramo inferior.

La sección de Calasparra se caracteriza por un diverso y bien conservado registro fósil en una sucesión temporal Anisiense-Ladiniense, lo cual no es muy frecuente en la Península Ibérica. Su estudio e interpretación ha permitido interesantes aportaciones paleoecológicas y paleogeográficas al conocimiento del Triásico Medio de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Prebético) en el dominio Sefardí del Neo-Tethys.

Referencias

- Goy, A. & Pérez-López, A. 1996. Presencia de cefalópodos del tránsito Anisiense-Ladiniense en las facies Muschelkalk de la zona subbética (Cordillera Bética). *Geogaceta*, **20**, 183-186.
- Márquez- Aliaga, A. & Márquez, L. 2000. Fosildiagénesis de bivalvos del Triásico Medio del Prebético (Murcia, España): una aproximación. *Boletín Geológico y Minero*, **111**, 33-46.
- Pérez-López, A. 1991. *El Trias de facies germánica en el sector central de la Cordillera bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 400 pp.
- Pérez-López, A., Fernández, J., Solé de Porta, N. & Márquez- Aliaga, A. 1991. Bioestratigrafía del Triásico de la zona Subbética (Cordillera Bética). *Revista Española de Paleontología*, N° **Extra.**, 139-151.
- Pérez-Valera, F. 2005. *Estratigrafía y Tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, U. de Granada, inédita, 303 pp.
- Pérez Valera, J.A. 2005. Ammonoideos y bioestratigrafía del Triásico Medio (Anisiense superior - Ladiniense) en la sección de Calasparra (sector oriental de la Cordillera Bética, Murcia, España). *Coloquios de Paleontología*, **55**, 125-161.
- Pérez-Valera, J.A., Pérez-Valera, F. & Goy, A. 2005. Bioestratigrafía del Ladiniense Inferior en la región de Calasparra (Murcia, España). *Geotemas*, **8**, 211-215.

Análisis tafonómico de *Lenticulina* como una herramienta para la interpretación paleoambiental de depósitos de plataforma del Jurásico superior (Zona Prebética, SE España)

Reolid, M.

Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas s/n, 23071 Jaén; mreolid@ujaen.es

El análisis tafonómico de los ejemplares de *Lenticulina* de las asociaciones de foraminíferos del Oxfordiense (Jurásico superior) de la Zona Prebética se ha llevado a cabo en el afloramiento RGCH de la Sierra de Cazorla. La Sierra de Cazorla pertenece al Prebético Externo (Cordillera Bética), en el que los materiales Oxfordienses representan una plataforma media con una sedimentación mixta carbonatada y siliciclástica. La serie estudiada está constituida por 22 m de ritmita margoso-calcárea, en la que predominan los niveles calizos con una potencia individual variable entre 15 y 45 cm. Se ha llevado a cabo un análisis tafonómico detallado del género *Lenticulina* sobre lámina delgada, prestando especial atención a los siguientes aspectos: tamaño, fragmentación-corrasión, microperforación, microencostramiento, recristalización, mineralización, así como al relleno sedimentario y la cementación de las cámaras. El análisis tafonómico de *Lenticulina* ha permitido interpretar características paleoambientales tales como la tasa de sedimentación y la energía del medio. Así, encostramientos, microperforaciones y abundancia de rellenos micríticos en las conchas son indicativos de una larga exposición de las conchas en el fondo marino, relacionada con una baja tasa de sedimentación. Por el contrario, la frecuencia de cementos esparíticos y conchas reelaboradas es indicativa de una alta tasa de sedimentación y aporte de sedimento desde áreas más someras de la plataforma. Además, la abundancia de conchas robustas y deterioradas también se interpreta como un indicador de transporte. El análisis detallado de la fragmentación-corrasión ha permitido determinar su relación con el transporte y la energía del medio, siendo secundarios los factores bióticos. El sedimento constituyente de la ritmita margoso-calcárea estudiada ha sido interpretado como parcialmente alóctono y representa material procedente de áreas más someras y energéticas de la plataforma (Reolid, 2005). En este contexto, se sugiere que los restos fragmentados de las formas robustas de *Lenticulina* y las conchas reelaboradas son elementos procedentes del transporte desde la plataforma interna.

La distribución estratigráfica de los rasgos tafonómicos analizados en las asociaciones de *Lenticulina* indica fluctuaciones en la tasa de sedimentación y en el aporte de sedimento, los cuales pueden ser interpretados de acuerdo con los cortejos sedimentarios propuestos previamente para la Zona Prebética en el marco de la estratigrafía secuencial (Marques *et al.*, 1991; Olóriz *et al.*, 2002). Durante la fase transgresiva, el incremento relativo de la distancia a la costa da lugar progresivamente a una menor tasa de sedimentación y una más prolongada exposición de las conchas sobre el fondo. En este intervalo se observa un incremento en la presencia de microperforaciones, microencostramientos y rellenos micríticos, mientras que la fragmentación y la proporción de conchas reelaboradas decrecen.

Un enterramiento más rápido está relacionado con un incremento en la tasa de sedimentación e importación de sedimento, ambos relacionados con la agradación y progradación que tiene lugar durante el desarrollo del cortejo de alto nivel del mar y el prisma de borde de plataforma. La escasez de encostramientos y microperforaciones, junto con la abundancia de cementos esparíticos puede explicarse por la mayor tasa de

sedimentación. Los valores locales altos de fragmentación y proporción de conchas reelaboradas indican una mayor aloctonía de los ejemplares de *Lenticulina*.

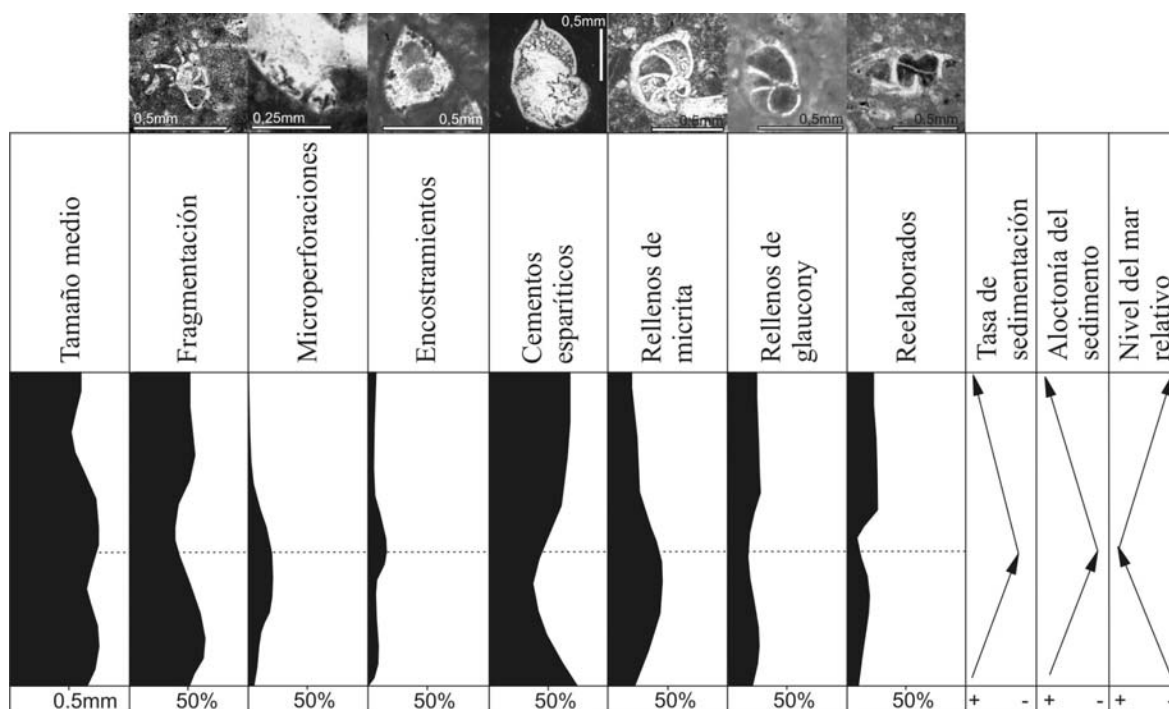


Figura 1. Modelo esquemático realizado a partir del estudio tafonómico de las asociaciones de *Lenticulina* del Oxfordiense en el perfil RGCH, en el que se relacionan los rasgos tafonómicos estudiados con la sedimentación durante un ciclo de subida y bajada del nivel del mar relativo.

Referencias

- Marques, B., Olóriz, F. & Rodríguez-Tovar, F.J. 1991. Interactions between tectonics and eustasy during the Upper Jurassic and Lowermost Cretaceous from the south of Iberia. *Bulletin Société Géologique France*, **162**, 1109-1124.
- Olóriz, F., Reolid, M. & Rodríguez-Tovar, F.J. 2002. Fossil assemblages, lithofacies and taphofacies for interpreting depositional dynamics in epicontinental Oxfordian (Prebetic Zone, Betic Cordillera, southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **185**, 53-75.
- Reolid, M. 2005. Dinámica eco-sedimentaria durante el Oxfordiense medio-Kimmeridgiense temprano en la Zona Prebética: Interpretación ecoestratigráfica y secuencial. *Tesis Universidad de Granada* 2003, Granada, 254 pp.

Agglutinated foraminiferal morphogroups in Jurassic shelf deposits from Spitsbergen (Arctic Realm)

Reolid, M.¹, Nagy, J.² and Rodríguez-Tovar, F.J.³

¹Dpto. Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071 Jaén, Spain; mreolid@ujaen.es

²Institutt for geofag, Universitetet i Oslo, P.O. Box 1047, Blindern, 0316 Oslo, Norway

³Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva, 18071 Granada, Spain

The material studied was collected from the Janusfjellet section of Central Spitsbergen (78° north) exposing the Agardhfjellet Fm. The Callovian to Kimmeridgian succession here consists mainly of shales with high to intermediate organic carbon content, and preserves an essentially continuous foraminiferal record composed almost exclusively of agglutinated taxa (35 agglutinated and 2 calcitic species). In the foraminiferal assemblage five morphogroups (A to E) have been established according to shell architecture, mode of coiling and number of chambers. Species forming these morphogroups are assigned to various life styles (epifaunal, shallow infaunal and deep infaunal) and feeding strategies (suspension-feeder, deposit feeder, herbivores, etc).

Morphogroup A is composed of tubular and unilocular shells with inferred epifaunal suspensivorous habit (e.g. *Rhizammina*). Morphogroup B is represented by globular, pseudospheric and unilocular shells including epifaunal passive depositivorous forms (e.g. *Thuramminoides*). Morphogroup C includes three subgroups characterized by elongated, subcylindrical, multilocular shells, and an infaunal life habit as detritivorous bacterial scavengers: subgroup C1 contains uniserial forms, living in shallow to deep infaunal habitats (e.g. *Reophax*); subgroup C2 with planispiral or streptospiral initial stage and uniserial final stage, living as shallow infauna (e.g. *Ammobaculites*); subgroup C3 represented by biserial, triserial or elongated trochospiral forms, with shallow to deep infaunal strategies (e.g. *Verneuilioides*). Morphogroup D comprises spiral multilocular shells, living as epifaunal detritivores forming two subgroups: subgroup D1 with globular and plano-convex shape and trochospiral coiling (e.g. *Trochammina*); subgroup D2 including rounded, planispiral forms (e.g. *Cribrostomoides*). Morphogroup E comprising flattened shells consisting of proloculus and a second chamber with spiral or irregular coiling, adapted to epifaunal and phytal herbivorous and detritivorous life styles (e.g. *Ammodiscus*). The paleoenvironmental evolution is interpreted on the basis of the stratigraphic distribution of foraminiferal morphogroups and sedimentological features.

The first part of the studied section is a fining-upward succession with conglomerates at the base (the Brentskardaugen Bed), overlain by sandy oolites and fine grained sandstones, which are followed by siltstones and shales (the Oppdalen Mb.). The upward trends are characterised by increase in both organic carbon content and proportion of epifaunal foraminifera, while diversity and deep infaunal foraminifera, mainly subgroups C2 and C3, decrease; this is congruent with upward decreasing oxygenation. Dypvik *et al.* (1991) ascribed this interval to a major regional transgressive event. The fining-upward succession terminates in finely laminated black shales containing high amounts of organic matter (Lardyfjellet Mb.). The foraminiferal assemblages show minimum values of diversity in this interval. Morphogroups B and D1 increase whereas D2 diminishes, and the assemblages are composed almost exclusively of epifaunal forms. These features suggest dysaerobic to anaerobic conditions. Absence of oxygen in infaunal microhabitats explains the dominance of epifauna. Dypvik *et al.* (1991) refer these shales to a maximum flooding interval deposited in a stagnant water column.

The second part of the studied section consists of sandstones and sandy shales (Oppdalsåta Mb.), with an upwards decreasing trend, and minor fluctuations in the organic carbon content. At the base, the member is characterised by low values of epifauna (subgroup D1) and high values of shallow infauna (subgroup D2), while upward of this interval, an increasing of organic carbon content and epifauna, compared to shallow infauna is registered. The trend in lithofacies and foraminifera from the top of the black shales suggests an initial upward increasing oxygenation in a regressive phase (Dypvik *et al.*, 1991), followed by a transgressive episode.

The study demonstrates that the Upper Bathonian to Kimmeridgian interval of the Agardhfjellet Fm. was deposited during a transgressive-regressive-transgressive context. Sea level changes controlled the oxygenation at the different microhabitat depths in the sea bed, as reflected by the variations in morphogroup proportions and diversity values.

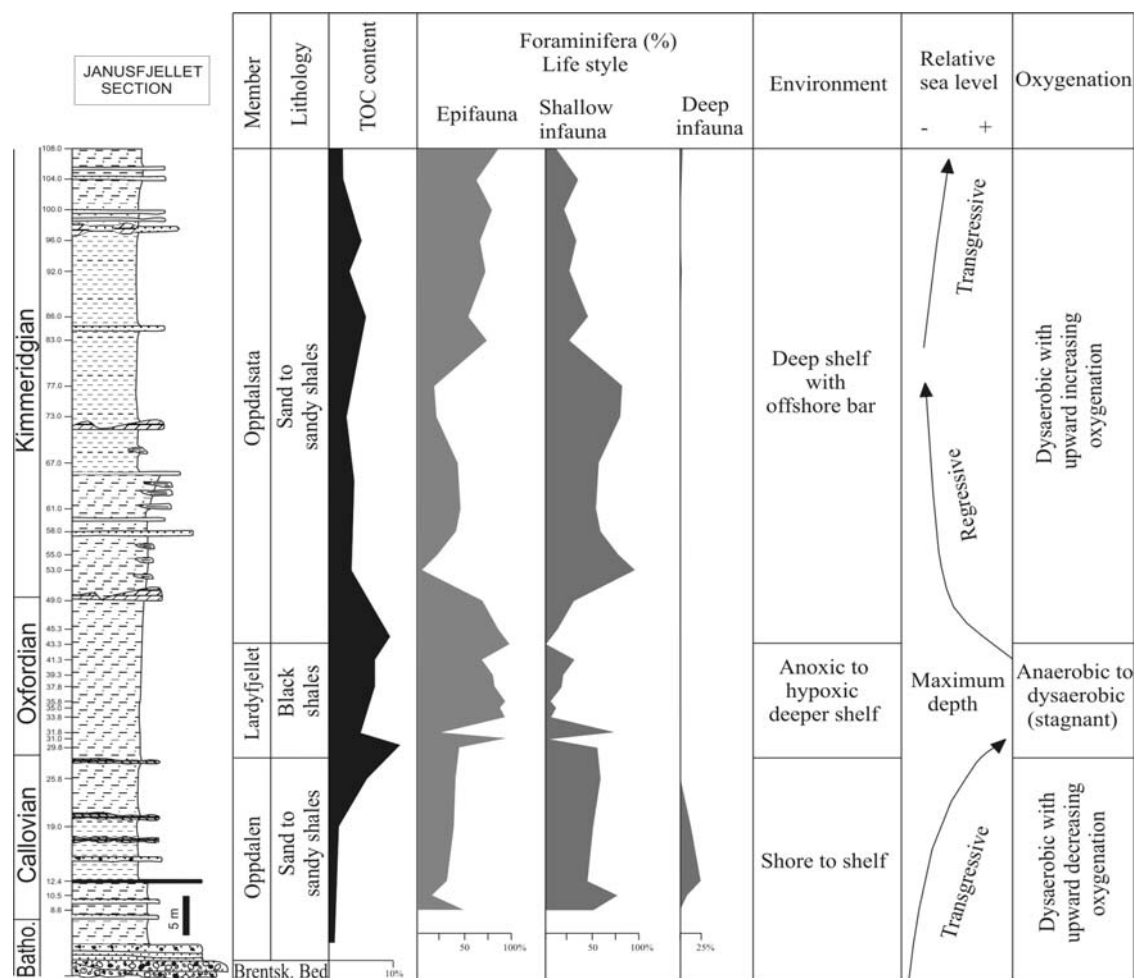


Figure 1. Stratigraphic distribution of lithologies and inferred microhabitats of foraminiferal assemblages, with interpretation of environmental conditions.

References

- Dypvik, H., Nagy, J., Eikeland, T.A., Backer-Owe, K. & Johansen, H. 1991. Depositional conditions of the Bathonian to Hauterivian Janusfjellet Subgroup, Spitsbergen. *Sedimentary Geology*, **72**, 55-78.

Brechas de talud colonizadas por bivalvos y serpúlidos durante el Jurásico Medio (Dominio Intermedio, Subbético, SE España)

Reolid, M., Navarro, V., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A.

Dpto. de Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas sn, 23071 Jaén; mreolid@ujaen.es

El Jurásico Medio del Dominio Intermedio, parte más septentrional del Subbético (Zonas Externas Béticas), muestra el paso de calizas hemipelágicas (Fm. Baños) a calizas oolíticas de plataforma somera (Fm. Jabalcuz). En las cercanías de La Guardia (Jaén) las facies que representan esta transición están compuestas en su parte basal por brechas calcáreas clasto-soportadas, con 24 m de potencia. En secciones transversales estos depósitos se abren en abanico hacia el sur y presentan una brusca finalización frontal que indica un depósito de clastos al pie de un escarpe, el cual probablemente fue una falla distensiva (Navarro *et al.*, 2006). El tamaño medio de clastos es de 3 cm, aunque localmente aparecen bloques. La parte alta de los niveles de brechas está a menudo colonizada por parches de bivalvos que, localmente, y junto con acumulaciones de serpúlidos, llegan a constituir biohermos.

Los biohermos de bivalvos y serpúlidos son cuerpos masivos con bajo relieve, morfología lenticular y tamaño de hasta 1,6 m de altura y 3,2 m de diámetro. Se han identificado dos partes:

(A) Una parte basal (50-90 cm) constituida por un empaquetamiento denso de bivalvos mayoritariamente en posición de vida, acompañados por una menor proporción de serpúlidos que se hacen más abundantes hacia el techo del tramo. La matriz entre los bivalvos es un *grainstone* de bioclastos y peloides, con escasos ooides e intraclastos. Los bivalvos pertenecen al orden Mytiloida pero su preservación no favorece una identificación precisa. Los individuos presentan un tamaño medio de 2,5 cm y más del 90% se disponen verticalmente con la comisura vertical y una orientación media N178°E. Hay gran proporción de valvas articuladas (40%) aunque ésta decrece hacia techo (14%). Los índices de fragmentación (21%) y de encostramiento (7%) son bajos pero aumentan hacia el techo. Lateralmente, se encuentran algunas acumulaciones de bivalvos resedimentados con valvas desarticuladas en posición horizontal y mayoritariamente convexas hacia techo (65%), incluidas en un *grainstone* de bioclastos.

(B) Una parte superior (40-70 cm) compuesta por agregados de serpúlidos. El sedimento entre los serpúlidos es un *wackestone* con bioclastos (gasterópodos, foraminíferos y fragmentos de serpúlidos) y carente de peloides, ooides e intraclastos. La fragmentación y encostramiento de los serpúlidos no es fácil de determinar debido a la alta densidad que presentan los agregados. El relleno de los tubos de serpúlidos muestra micrita y cementos esparíticos en disposición geopetal.

Estos biohermos se desarrollaron en un talud inestable con abundantes flujos masivos de brechas, posiblemente aprovechando algún intervalo de menor tasa de sedimentación, o bien colonizaron algún área más protegida. Una primera fase de colonización del fondo fue llevada a cabo por bivalvos Mytiloida bajo condiciones relativamente energéticas, como indica la textura *grainstone* que los engloba. Los bivalvos se fijaron sobre el sustrato constituido por las brechas durante los intervalos de tiempo en los que se detuvo el depósito de las mismas. Las comisuras de las conchas de los bivalvos indican una orientación preferente que resulta casi paralela a la pendiente del talud y que podría estar relacionada con paleocorrientes y el aprovechamiento del alimento transportado en suspensión. La intercalación de niveles con conchas desarticuladas y orientadas convexas

hacia techo, y con mayor grado de fragmentación, es indicativo de cortos periodos más energéticos que podrían estar relacionados con episodios de tormentas. En la parte superior del tramo dominado por bivalvos se produce un incremento progresivo del encostramiento por serpúlidos, hasta que éstos llegan a ser mayoritarios en la bioconstrucción. La expansión de los serpúlidos debió estar relacionada con un episodio de menor energía del medio ya que estas estructuras son más delicadas, lo que es congruente con la textura *wackestone* de la matriz frente a la textura *grainstone* que engloba a los bivalvos. El relieve proporcionado por la acumulación de bivalvos favoreció el desarrollo del biohermo de serpúlidos en una posición elevada ventajosa para su actividad suspensívora. El empaquetamiento denso tanto en la etapa dominada por bivalvos como en la dominada por serpúlidos presenta en este medio inestable claras ventajas: (a) las poblaciones densas son menos susceptibles que los individuos aislados de ser sobrecrecidos por otros organismos o atacados por predadores, y (b) la interconexión entre los individuos hace ganar en estabilidad al conjunto y hacerlo más resistente ante episodios energéticos (principalmente en el caso de los bivalvos), a la vez que fomenta el desarrollo de generaciones futuras.

La interrupción del crecimiento de los biohermos se debió al depósito de nuevos niveles de brechas y de calizas oolíticas redepositadas.

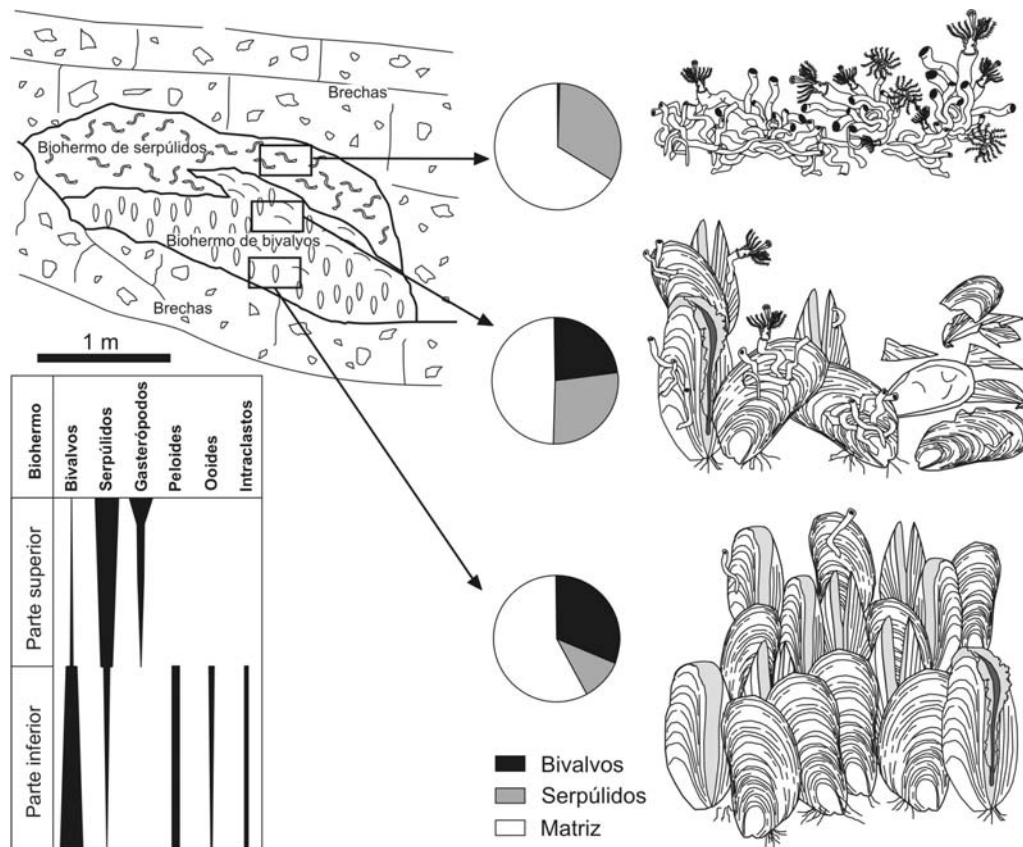


Figura 1. Esquema ilustrativo de la evolución de los biohermos de bivalvos y serpúlidos estudiados.

Referencias

Navarro, V., Molina, J.M. & Ruiz-Ortiz, P.A. 2006. De calizas hemipelágicas a calizas de plataforma somera: un ejemplo de facies de transición en el Jurásico Medio. Sección del Sur de San Cristóbal (Subbético, Jaén). *Geogaceta*, **39**, 127-130.

La evolución facial en los homínidos: un modelo de evolución darvinista

Ribot Trafí, F.¹, Gibert Clols, J.¹ y García Bartual, M.²

¹ Institut de Paleontologia Miquel Crusafont, c/Escuela Industrial 23, 08021 Sabadell; francesc.ribot@terra.es; gibertcjs@diba.cat

² Grupo Cultural Paleontológico de Elche, Avenida de les Corts Valencianes 5, 03205 Elche, Alicante.

En esta comunicación se discute la evolución de la morfología del esqueleto facial de los homínidos, desde los preantropinos hasta *Homo sapiens*.

Los rasgos faciales estudiados se centran en: *a)* el área zigomaticomaxilar (presencia/ausencia de fosa canina, altura del masetero asociada con cresta zigomaticoalveolar recta/curvada e inflexión del maxilar); *b)* morfología nasal (proyección de los huesos nasales con respecto al margen inferior, morfología de la entrada nasal [disposición de las crestas nasales y estructura del piso de la entrada nasal], parte inferior del margen lateral [afilado/redondeado]), y *c)* morfología supraorbitaria.

Se revisan los modelos faciales especializados (*Australopithecus*, *Praeaustralopithecus*, *Paranthropus*, *Zinjanthropus*, *H. heidelbergensis* y *H. neanderthalensis*) y se discute su posible origen biomecánico-adaptativo y/o filogenético.

Como conclusiones del estudio de la evolución de la cara de los homínidos, se puede afirmar que: *a)* la formación del tercio facial medio de tipo moderno concluye en *H. erectus*; *b)* alrededor de los 800.000 años, *H. erectus* ya se encuentra distribuido por Eurasia, desde la Península Ibérica (nivel TD6 de Gran Dolina de Atapuerca) hasta China (Zhoukoudian y Yunxian), con un probable origen africano, y *c)* la formación del modelo facial de tipo moderno es un proceso de evolución gradual que se produce en distintos momentos y en diferentes aspectos faciales.

Evolución estacional de los flujos de foraminíferos y diatomeas planctónicas en el Golfo de León. Trampas de sedimento y reconstrucción paleoceanográfica

Rigual, A.S.¹, Bárcena, M.A.¹, Sierro, F.J.¹, Flores, J.A.¹ y Heussner, S.²

¹ Departamento de Geología, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, C/ Balmes s/n, 37008 Salamanca; mbarcena@usal.es

² CEFEM, UMR 5110, CNRS-Universidad de Perpignan, Via Domitia 52, 66860 Perpignan, Francia; heussner@univ-perp.fr

El presente trabajo forma parte de un proyecto interdisciplinar diseñado en 1993 y que se continúa en la actualidad. El objetivo principal del proyecto es analizar la evolución sedimentaria de la columna de agua y su relación con los parámetros ambientales en un área de especial interés oceanográfico, el Golfo de León. Se monitorizan, mediante baterías de trampas de sedimento y correntímetros localizadas en diversos puntos del Golfo de León y a distintas profundidades, aspectos como los procesos de transporte vertical de los microorganismos planctónicos calcáreos y silíceos, así como otras partículas biogénicas procedentes del transporte marino y/o continental que hayan podido quedar atrapadas. Igualmente se obtiene un registro sincrónico de los procesos físico-químicos y biológicos que están actuando en la columna de agua.

El Golfo de León es, junto con el mar de Alborán, una de las áreas de mayor productividad superficial de todo el Mediterráneo. Desde un punto de vista hidrodinámico es una región compleja, la circulación superficial es intensa y está dominada por la corriente de Liguria-Provenza o Corriente del Norte que se desplaza en sentido ciclónico siguiendo el talud continental, aunque en superficie penetra en la plataforma continental. La circulación superficial está controlada por el régimen de vientos Mistral y Tramontana, responsables de procesos de formación de aguas profundas y episodios de surgencia. Además la desembocadura del río Ródano juega un papel muy importante en el enriquecimiento en nutrientes de la región.

El presente estudio comprende el registro de dos años no consecutivos (1994-95 y 2004-05) en dos estaciones localizadas en el Golfo de León a 43.02°N-5.18°E sobre el Cañón de Planier (estación A) y a 42.41°N-3.54°E sobre el Cañón de Lacaze-Duthiers (estación B) (Fig. 1). Las trampas se localizan a una profundidad equidistante de la superficie y del fondo (500 m) y el periodo de muestreo es de quince días.

Se han identificado un total de veinte especies de foraminíferos planctónicos. Las especies dominantes son *Globigerina bulloides*, *Globorotalia truncatulinoides* y *Neogloboquadrina pachyderma* (d) que representan entre el 82 y 87% de la asociación registrada en A y entre el 72 y 78 % en B en cada periodo. El flujo diario de foraminíferos durante el periodo 1994-95 muestra un patrón muy diferente: en la estación A presenta un máximo en el flujo durante el invierno, mientras que en la estación B presenta un patrón bimodal con dos máximos, en invierno y primavera. Sin embargo, durante el periodo 2004-05 se registra una distribución muy similar en ambas estaciones con dos máximos correspondientes a invierno y primavera.

El estudio de las diatomeas arroja un total de 92 especies identificadas. Las esporas del género *Chaetoceros* representan más del 50 % de la asociación registrada. Cabe resaltar que la especie *Thalassionema nitzschioides*, con una abundancia media en torno al 30 %, presenta máximos en abundancia durante la primavera coincidiendo con episodios de descarga fluvial. El flujo de diatomeas en las dos estaciones y en los dos periodos estudiados presenta un patrón común que se corresponde con los episodios de surgencia

definidos en invierno, pero responde con un comportamiento variable el resto del año. Este comportamiento registrado en las trampas de sedimento puede ser debido a la eficiencia de la bomba de sílice por parte de las diatomeas en el Golfo de León (Leblanc *et al.*, 2005), de tal forma que ésta no se recicla en superficie y es exportada rápidamente hacia el fondo.

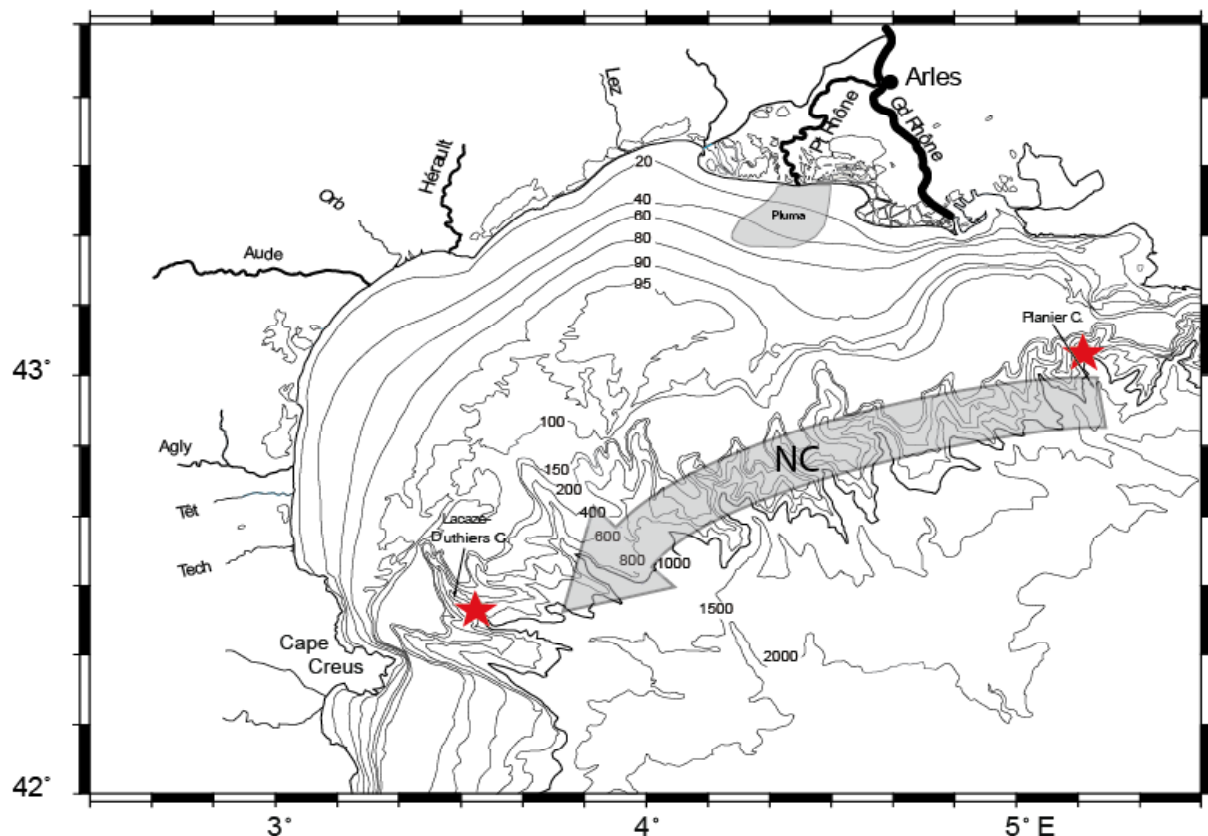


Figura 1. Localización de las trampas de sedimento analizadas en este trabajo, batimetría del área de estudio y principales patrones oceanográficos, la Corriente del Norte (NC) y la pluma del río Ródano.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado con una beca predoctoral de la Junta de Castilla y León (Ref.: 2006-71937875), una beca FPU (Ref.: 71937875), los proyectos subvencionados por la Junta de Castilla y León SA088/04 y SA008C05, y por el Ministerio de Educación y Ciencia CGL 2005-00642/BTE y CGL2006-10593

Referencias

Leblanc, K., Quéguiner, B., Raimbault, P. & García, N. 2005. Efficiency of the silicate pump at a coastal oligotrophic site in the Mediterranean Sea. *Biogeoscience*, **2**, 219-229.

Análisis estático de la diáfisis del Fémur X de la Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Burgos, España)

Rodríguez, L.¹, Carretero, J.M.^{1,2}, Arsuaga, J.L.^{2,3}, García-González, R.¹, Gómez-Olivencia, A.¹ y Martínez, I.^{2,4}

¹ Laboratorio de Evolución Humana, Departamento de CC Históricas y Geografía. Facultad de Humanidades, Universidad de Burgos, Plaza Misael de Bañuelos s/n, 09001 Burgos; lrodriguez@beca.ubu.es; jmcarre@ubu.es; rebe_gargon@hotmail.com; agolivencia@ubu.es.

² Centro UCM-ISCIH de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos, C/ Sinesio Delgado 4 (Pabellón 14), 28029 Madrid.

³ Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid; jlarsuaga@isciii.es

⁴ Departamento de Geología, Universidad de Alcalá, Edificio de Ciencias, Campus Universitario, 28871 Alcalá de Henares; imartinezm@isciii.es

La Sima de los Huesos, en la Sierra de Atapuerca (Burgos) es un yacimiento excepcional del Plesitoceno Medio en el que se están recuperando los restos de al menos 28 individuos de hace 530.000 años de antigüedad pertenecientes a la especie humana *Homo heidelbergensis* (Arsuaga, *et al.*, 1993, 1997; Bischoff *et al.*, 2007). La colección incluye varios huesos largos completos de ambas extremidades (Carretero *et al.*, 2004), entre ellos el Fémur X asociado a la Pelvis I de este mismo yacimiento (Arsuaga *et al.*, 1999). El buen estado de conservación del Fémur X ha permitido estudiar algunas de las propiedades físicas y mecánicas de su diáfisis, arrojando luz sobre este tipo de propiedades biomecánicas en uno de los individuos más robustos de esta muestra fósil.

La diáfisis del fémur humano se puede analizar estáticamente como si de una estructura de carga se tratara (Ruff & Hayes, 1983; Ruff *et al.*, 1993), es decir, como un pilar de sección circular en el que el peso es transmitido de arriba a bajo por sus paredes. El hueso es un material anisotrópico cuyos parámetros mecánicos y funcionales más importantes son la resistencia y la rigidez. Estos parámetros se calculan a través de ensayos mecánicos destructivos y a partir de la morfología general del hueso, sobre todo de la forma la sección transversal y la distribución de hueso cortical en la misma (nuestro caso). Además, el fémur posee unos parámetros mecánicos bien estudiados en la bibliografía (Martin *et al.*, 1998). Este tipo de análisis morfológicos también se han realizado en fémures de otros humanos fósiles (Ruff *et al.*, 1993; Trinkaus & Ruff, 1999; Grine *et al.*, 1999), lo que nos permite la comparación directa entre varias especies humanas.

En la diáfisis del Fémur X hemos analizado las secciones transversales situadas en el 20-35-50-65-80% de la longitud biomecánica del fémur (Ruff & Hayes, 1983). La imagen de las secciones ha sido obtenida a partir de la tomografía axial computarizada siendo analizada posteriormente con el software de Autocad (Autodesk, USA).

Las cinco secciones del Fémur X destacan de aquellas de humanos modernos, por poseer una gruesa pared, entre 1,37 y 1,55 veces más cantidad de hueso que la media de nuestra población actual. Además tiene una forma más redondeada; el índice de los Momentos de Inercia en los dos ejes anatómicos al 50% (que se relaciona con la forma de la sección) es 0.87 similar a los neandertales y diferente de los *H.sapiens*, tanto primitivos como actuales. Esto le confiere una mayor resistencia a las cargas tanto axiales, por la mayor cantidad de hueso, como de combadura y torsión, por la distribución más uniforme del mismo. De hecho, con las estimaciones de peso realizadas para la Pelvis I (Bonmati & Arsuaga, 2005; Carretero *et al.*, 2004), el fémur X a media diáfisis podría soportar más

veces su peso corporal que un fémur de humano moderno del mismo tamaño (igual cabeza femoral).

Agradecimientos

A M.Cruz Ortega por la paciente y delicada reconstrucción del fósil. Al equipo de excavación de la Sima de los Huesos, del Centro Mixto UCM-ISCIH de Madrid y del L.E.H. de la Universidad de Burgos. Los Drs. J. Montes y M. Nieto del Hospital General Yagüe de Burgos realizaron el TAC del Fémur X. Esta investigación ha sido financiada por el Proyecto de la DGI CGL 2006-13 532 C03-02 y de la Junta de Castilla y León BU032A06. Los trabajos de campo en los yacimientos de Atapuerca son financiados por la Consejería de Educación y Cultura de la Junta de Castilla y León. L. Rodríguez disfruta de una beca predoctoral de la Fundación Siglo para las Artes de Castilla y León, R. García-González de una beca predoctoral la Fundación Atapuerca y A. Gómez-Olivencia de una beca predoctoral del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Referencias

- Arsuaga, J.L., Martínez, I., Gracia, A., Carretero, J.M., & Carbonell, E. 1993. Three new human skulls from the Sima de los Huesos site in Sierra de Atapuerca, Spain. *Nature*, **362**, 534-537.
- Arsuaga J.L., Martinez I., Gracia A., Carretero J.M., Lorenzo C., Garcia N. & Ortega A.I. 1997. Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Spain). The site. *Journal of Human Evolution*, **33**, 109-127
- Arsuaga J.L., Lorenzo C., Carretero J.M., Gracia A., Martínez I., García N., Bermúdez de Castro J.M. & Carbonell E. 1999. A complete human pelvis from the Middle Pleistocene of Spain. *Nature*, **399**, 255-258.
- Bermúdez de Castro, J.M., Martínón-Torres, M., Lozano, M., Sarmiento, S. & Muela, A. 2004. Paleodemography of the Atapuerca-Sima de los Huesos hominin sample: a revision and new approaches to the paleodemography of the European Middle Pleistocene population. *Journal of Anthropological Research*, **60**, 5-26.
- Bischoff, J.L., Williams, R.W., Rosenbauer, R.J., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., García, N. & Cuenca Bescós, G. 2007. High-resolution U-series dates from the Sima de los Huesos hominids yields 600- 66 + ∞ kyrs: implications for the evolution of the early Neanderthal lineage. *Journal of Archaeological Science*, **34**, 763-770
- Bonmatí A. & Arsuaga J.L. 2005. Inventory and preliminary description of Middle Pleistocene pelvis remains from the site of Sima de los Huesos, Atapuerca (Spain), *Am. J. Phys. Anthropol.*, **40** (Suppl.), 76.
- Carretero J.M., Arsuaga J.L., Martinez I., Quam R., Lorenzo C., Gracia A. & Ortega-Martinez A.I. 2004. Los humanos de la Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca) y la evolución del cuerpo en el género Homo. In: *Miscelanea en Homenaje a Emiliano Aguirre* (Coord E. Baquedano). Museo Arqueológico Regional de Alcalá de Henares, Alcalá de Henares, 120-135
- Grine, F.E., Jungers, W.L., Tobias, P.V. & Pearson, O.M. 1999. Fossil Homo femur from Berg Aukas, northern Namibia. *American Journal of Physical Anthropology*, **97**, 151-185
- Martin, R.B., Burr, D.B. & Sharkey, N.A. 1998: *Skeletal Tissue Mechanics*. Springer. New York.
- Ruff, C. & Hayes, W.C. 1983. Cross-sectional geometry of Pecos Pueblo femora and tibiae—a biomechanical investigation. I. Method and general patterns of variation. *American Journal of Physical Anthropology*, **60**, 359-381.
- Ruff, C., Trinkaus, E., Walker, A. & Larsen, C.S. 1993. Postcranial robusticity in Homo, I: Temporal trends and mechanical interpretation. *American Journal of Physical Anthropology*, **91**, 21-53
- Trinkaus, E. & Ruff, C. 1999. Diaphyseal Cross-sectional geometry of Near Eastern Middle Palaeolithic Humans: The femur. *Journal of Archaeological Science*, **26**, 409-424

El Museo de Paleontología y Evolución Humana de la Región de Murcia (Cabezo Gordo, Torre Pacheco)

Romero Sánchez, G.¹ y Garrido Álvarez-Coto, G.²

¹ Servicio de Patrimonio Histórico, Dirección General de Cultura, Palacio de los Pacheco, Plaza Fontes 2, 30001 Murcia; gromero@um.es

² Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ Ríos Rosas 23, 28004 Madrid; g.garrido@igme.es

Prevista su puesta en marcha para principios de 2010, el Museo de Paleontología y Evolución Humana de la Región de Murcia nace con el propósito de estimular el interés por la ciencia de la Paleontología, así como el de conservar y divulgar el importante patrimonio paleontológico de la Región de Murcia. De esta forma, el principal hilo conductor de la exposición consistirá en avanzar a través del tiempo geológico, conectando una serie de espacios donde se mostrarán de forma didáctica algunos de los yacimientos y fósiles más interesantes correspondientes a los periodos de tiempo con representación en nuestro suelo, esto es, desde el Paleozoico hasta el Cuaternario. Esto se traduce en una extensa muestra de ejemplares procedentes de algunos de los yacimientos paleontológicos más significativos de la Región y de España. Entre ellos, la Sima de las Palomas, yacimiento actualmente de referencia para el conocimiento de la evolución humana en el sureste peninsular, tendrá un papel protagonista por su conexión directa con el emplazamiento del Museo en el Cabezo Gordo de Torre Pacheco.

Las colecciones que formen parte del recorrido expositivo del Museo constarán tanto de fósiles originales como de reproducciones, así como de maquetas y rocas. No obstante, el Museo también recibirá los ejemplares fósiles procedentes de las intervenciones paleontológicas sistemáticas que anualmente se vienen realizando en los distintos yacimientos repartidos por todo el territorio murciano, así como los nuevos descubrimientos producto de prospecciones y hallazgos casuales. En algunos casos, muchas de estas colecciones se hallan dispersas en diversos centros de investigación mediante préstamos realizados en su día a los investigadores responsables de las excavaciones correspondientes. Sin perjuicio del mantenimiento de los préstamos necesarios para el correcto desarrollo de las investigaciones que promovieron la confección de esas colecciones, el Museo tendrá la responsabilidad de custodiarlas y gestionarlas (preparación, catalogación y almacenamiento de los fósiles) debido a su interés científico y, parcialmente, museológico. Asimismo, se convertirá en centro de referencia de estudio e investigación de los principales yacimientos paleontológicos murcianos.

La propuesta de sectorización de los contenidos que albergará el Museo diferencia ocho sectores:

Sector 1: El Nacimiento de una Ciencia

Sector 2: El Origen de la Tierra y de la Vida

Sector 3: La Era Paleozoica

Sector 4: La Era Mesozoica

Sector 5: La Era Cenozoica I

Sector 6: La Era Cenozoica II

Sector 7: La Era Cenozoica III. Evolución Humana

Sector 8: Epílogo

Sin duda, el Museo de Paleontología y Evolución Humana del Cabezo Gordo constituirá una de las principales actuaciones realizadas desde la Administración Regional en materia de turismo cultural en los próximos años.

Agradecimientos

El proyecto del Museo se enmarca dentro del *Plan de Intervención en el Patrimonio Paleontológico de la Región de Murcia 2006-2009*, plan concebido por la Dirección General de Cultura de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia como un instrumento de gestión que permita encuadrar las futuras acciones en esta materia con el fin de mejorar la atención a los yacimientos y colecciones paleontológicas murcianas. Agradecer enormemente al Ayuntamiento de Torre Pacheco el esfuerzo desarrollado y la ilusión puesta en el proyecto desde su planteamiento inicial.

Referencias

Romero, G. 2007. Plan de Intervención en el Patrimonio Paleontológico de la Región de Murcia para el periodo 2006-2009. *Memorias de Patrimonio. Intervenciones en el Patrimonio Cultural de la Región de Murcia*, 7, 379-386.

Intervención en el yacimiento del Puerto de la Cadena (Murcia): un ejemplo de colaboración entre la Administración Regional, Universidad de Murcia y Asociación Cultural Paleontológica Murciana

Romero, G.¹, Mancheño, M.A.², Carlos, J.A.², De la Cruz, M.³, Bernal, F.³ y Marcos, G.³

¹ Servicio de Patrimonio Histórico, Dirección General de Cultura, Palacio de los Pacheco, Plaza Fontes 2, 30001 Murcia; gromero@um.es

² Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología, Facultad de Química, Universidad de Murcia, Campus de Espinardo, 30100 Murcia; cheno@um.es; jabelcc@um.es

³ Asociación Cultural Paleontológica Murciana, Centro de Educación Secundaria Severo Ochoa, Camino de Tiñosa 50, 30158 Los Garres (Murcia); marcial.delacruz@carm.es

A finales del año 2005, la Asociación Cultural Paleontológica Murciana puso en conocimiento de la Dirección General de Cultura de Murcia el hallazgo de un ejemplar fósil incompleto de tortuga gigante en la cuneta del carril de incorporación a la Autovía A-30 dirección Murcia en la salida Nonduermas-La Paloma. Es fácil imaginar que hace 15 años los trabajos de desmonte llevados a cabo con motivo de la construcción de dicha carretera provocaron la destrucción de parte del caparazón fósil ahora recuperado.

Desde el punto de vista geológico hay que destacar que en la serie estratigráfica del sector donde se localiza el yacimiento se ha podido reconocer los materiales margosos miocenos con intercalaciones turbidíticas pertenecientes a la Formación Margas de Torremendo que transicionan hacia arriba a niveles más calcareníticos equivalentes, tal vez, a las calcarenitas de la Formación La Virgen que afloran en el borde meridional de la Sierra de Carrascoy. Montenat & Crusafont (1970) realizan el primer estudio geológico de la zona como consecuencia precisamente del hallazgo de vertebrados fósiles, y más tarde, Montenat (1973), dentro de su análisis general sobre el Neógeno del Levante español, elabora un análisis estratigráfico más detallado de la serie neógena del Puerto de la Cadena y su correlación con otras áreas cercanas (sector de La Alberca). Posteriormente, Montenat *et al.* (1990) actualizan sus datos relativos a la cuenca neógena de Murcia. Por último, hay que destacar el trabajo realizado hace unos años sobre las tortugas gigantes del Puerto de la Cadena, publicado con motivo de un descubrimiento análogo al descrito en este resumen (Mancheño *et al.*, 2001).

Desde el principio, el objetivo fundamental que se planteó con la intervención fue el de llevar a cabo la excavación, recuperación, traslado, limpieza y restauración del material que proporcionase el yacimiento paleontológico. Una vez obtenidos todos los permisos, tanto de la Dirección General de Cultura, organismo competente en materia de patrimonio paleontológico en la Región de Murcia, como de la Demarcación de Carreteras del Estado, se puso en marcha el operativo de la excavación que en todo momento estuvo dirigido por especialistas del Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología de la Universidad de Murcia en coordinación directa con miembros de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana. La ubicación del yacimiento a escasos 3 metros de la carretera permitió un fácil acceso a vehículos y maquinaria que facilitaron enormemente las tareas de excavación y traslado del fósil. Así pues, el trabajo de campo consistió en la recuperación del material fósil descubierto, estudio geológico de la zona (cartografía, levantamiento de la serie estratigráfica, toma de muestras), trabajo de limpieza y restauración de los fósiles en laboratorio, el estudio taxonómico y tafonómico de los mismos para su determinación (todavía pendiente de realizarse) y, por último, la gestión para su exposición y visita en el Museo Regional de Paleontología y Evolución Humana (Cabezo Gordo, Torre Pacheco).

Finalmente, el yacimiento proporcionó un fragmento de espaldar de un ejemplar de tortuga (*Cheirogaster bolivari*?), dos piezas dentarias sin identificar, fragmentos de huesos largos sin identificar y otros restos óseos con un pésimo estado de conservación. A falta de un examen detallado, y teniendo en cuenta los antecedentes, la pieza principal es atribuida a un ejemplar incompleto de tortuga gigante, probablemente perteneciente a la especie *Cheirogaster bolivari* de edad Mioceno Superior. En cualquier caso habrá que esperar a los resultados que se deduzcan del estudio detallado de las partes conservadas para conocer su determinación, así como la interpretación sedimentaria de la zona y la datación del depósito a partir de los datos geológicos y micropaleontológicos obtenidos.

Agradecimientos

Queremos agradecer a la Demarcación de Carreteras del Estado en Murcia las gestiones realizadas para poner en marcha la intervención, así como a todos los miembros del Centro de Conservación de Carreteras de Santa Catalina (Murcia) que dedicaron todo su esfuerzo para que la excavación saliera adelante. A la empresa INTERSA que se ocupó de las complicadas operaciones de extracción y traslado de la tortuga y a la Universidad de Murcia por ceder amablemente parte de sus instalaciones del personal de servicios e improvisar en ellas un laboratorio de limpieza y restauración de fósiles. Por último, no podemos olvidar la labor de los doctores Tomás Rodríguez Estrella y Fernando Pérez Valera por sus acertadas aportaciones geológicas.

Referencias

- Mancheño, M.A., Rodríguez Estrella, T., Pérez Valera, F., Pérez Valera, J.A., Jiménez Fuentes, E., Serrano, F. & Romero Sánchez, G. 2001. Las tortugas gigantes del Puerto de La Cadena (Murcia, España). *Studia Geologica Salmanticensia*, **37**, 11-23.
- Montenat, C. 1973. *Les formations néogènes et quaternaires du levant espagnol*. Tesis Universidad de Orsay, 1170 pp.
- Montenat, C & Crusafont, M. 1970. Découverte de Mammifères dans le Néogène et le Pleistocene du Levant espagnol (Provinces d'Alicante et Murcia). *C. R. Ac. Sc. Paris*, **270**, 2434-2437.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. & Coppier, G. 1990. Les bassins neogenes entre Alicante et Cartagena. In: *Les bassins neogenes du domaine betique oriental (Espagne)* (Ed. C. Montenat). *Documents et Travaux. Inst. Geol. A. de Lapparent*, **12-13**, 313-368.

Dientes de reptiles marinos (Plesiosauroidea y Thalattosuchia) del Jurásico Superior de Asturias

Ruiz-Omeñaca, J.I.¹, Piñuela, L.¹, García-Ramos, J.C.¹, Bardet, N.² y Pereda-Suberbiola, X.³

¹ Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), 33328 Colunga; jigrui@unizar.es; jcgramos@geol.uniovi.es; lpinuela@geol.uniovi.es

² UMR 5143 du CNRS. Département Histoire de la Terre, Museum national d'Histoire naturelle. 8 rue Buffon, F-75005 Paris, Francia; bardet@mnhn.fr

³ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco/EHU, Apartado 644. 48080 Bilbao; xabier.pereda@ehu.es

Los restos de reptiles marinos son, por el momento, escasos en el Jurásico de Asturias (Ruiz-Omeñaca *et al.*, 2006). Únicamente se han descrito restos postcraneales de un cocodrilo talatosuquio en el Jurásico Superior de Ribadesella (Teleosauridae indet. Formación Lastres; Martínez *et al.*, 1995), y de un plesiosaurio en el Jurásico Inferior de Villaviciosa (Plesiosauroidea indet., Fm. Rodiles; Bardet *et al.*, en prensa, fotografías del material en García-Ramos *et al.*, 2006: 108-109).

Además, se han figurado restos de talatosuquios, incluidos algunos dientes, del Jurásico Superior de Villaviciosa, Colunga y Ribadesella (Formaciones Tereñes y Lastres; García-Ramos *et al.*, 2002: 127-128, 2006: 102-103), y las mandíbulas inferiores de un ictiosaurio del Jurásico Inferior de Villaviciosa (Formación Rodiles; García-Ramos *et al.*, 2006: 108).

En este trabajo se describen por primera vez dientes de reptiles marinos (plesiosaurios y talatosuquios) procedentes de varios afloramientos de la Formación Tereñes en los acantilados costeros de Colunga y Ribadesella. Los materiales de la Formación Tereñes (margas lumaquéticas con algunos niveles de caliza) fueron originalmente depositados en una costa fangosa y un mar interior somero separado de mar abierto por un umbral de origen tectónico, y están datados como Kimmeridgiense.

Se han estudiado 40 dientes, que comparten la presencia de morfología cónica y ornamentación con estrías longitudinales, identificándose tres morfologías:

- 1, dientes esbeltos, algo comprimidos lateromedialmente, con gran número de crestas longitudinales finas que recorren toda la corona.
- 2, dientes esbeltos, de sección subcircular con crestas longitudinales finas que no recorren toda la corona; ocasionalmente presentan carenas mesial y distal.
- 3, dientes robustos, con crestas longitudinales gruesas y con el ápice romo ornamentado con crestas anastomosadas.

Los dientes de morfología 1 se atribuyen a plesiosaurios plesiosauroideos, que se diferencian de los de plesiosauroideos en que éstos son robustos y con ornamentación muy fuerte (Martill, 1991). Se conocen varios géneros de plesiosauroideos en el Kimmeridgiense (Forrest, 2007): "*Cimoliasaurus*", *Colymbosaurus*, *Cryptocleidus*, *Kimmerosaurus*, *Muraenosaurus* y *Plesiosaurus*, aunque no se conoce la dentición de los dos primeros. Los dientes asturianos son distintos de los de *Kimmerosaurus* que carecen de ornamentación, y de los de *Cryptocleidus* y *Muraenosaurus* que sólo presentan ornamentación sobre el lado lingual (Grossman, 2007); podrían pertenecer a *Plesiosaurus* pero otros taxones jurásicos tienen dientes similares, como por ejemplo *Hydrorion*, *Occitanosaurus* o *Tricleidus* (Martill, 1991; Grossman 2007), por lo que se asignan simplemente a Plesiosauroidea indet.

Los dientes de morfologías 2 y 3 se atribuyen a cocodrilos talatosuquios de acuerdo con Vignaud (1997).

Los dientes de morfología 2 son similares a los del teleosáurido *Steneosaurus* y a los del metriorrínquido *Metriorhynchus* (Martill, 1991; Vignaud, 1997), ambos conocidos en el Kimmeridgiense (Vignaud, 1995), por lo que los ejemplares de la Formación Tereñes se asignan a *Thalattosuchia* indet., sin poder decantarse por una de las dos familias.

Los dientes de morfología 3 corresponden al "Tipo B2" de Vignaud (1997) y están presentes en tres especies de teleosáurido: *Steneosaurus obtusidens*, *Machimosaurus hugii* y *Machimosaurus mosae*. *S. obtusidens* se conoce en el Calloviense-¿Oxfordiense? y *Machimosaurus* en el ¿Oxfordiense?-Kimmeridgiense-Tithónico (Vignaud, 1997), por lo que los dientes asturianos se asignan a cf. *Machimosaurus* sp.

Machimosaurus ya se conocía en el Kimmeridgiense de Portugal (Krebs, 1968; Krebs & Schwarz, 2000), siendo ésta su primera presencia confirmada en España. También los dientes de Plesiosauroidea indet. suponen la primera cita de plesiosaurios en el Jurásico Superior de España.

Agradecimientos

El equipo de investigación del MUJA está subvencionado por el Protocolo de colaboración CN-04-226 entre la Consejería de Cultura, Comunicación Social y Turismo del Principado de Asturias y la Universidad de Oviedo.

Referencias

- Bardet, N., Fernández, M., García-Ramos, J.C., Pereda Suberbiola, X., Piñuela, L., Ruiz-Omeñaca, J.I. & Vincent, P. en prensa. A juvenile plesiosaur from the Pliensbachian (Lower Jurassic) of Asturias, Spain. *Journal of Vertebrate Paleontology*.
- Forrest, R. 2007. The Plesiosaur Site [<http://www.plesiosaur.com>].
- García-Ramos, J.C., Lires, J. & Piñuela, L. 2002. *Dinosaurios. Rutas por el Jurásico de Asturias*. La Voz de Asturias, Lugones, 204 pp.
- García-Ramos, J.C., Lires, J. & Piñuela, L. 2006. *Atlas del Jurásico de Asturias*. Nobel, Oviedo, 225 pp.
- Grossmann, F. 2007. The taxonomic and phylogenetic position of the Plesiosauroidea from the Lower Jurassic Posidonia Shale of south-west Germany. *Palaeontology*, **50**, 545-564.
- Krebs, B. 1968. Le crocodilien *Machimosaurus*. *Memórias dos Serviços geológicos de Portugal (nova Série)*, **14**, 21-53.
- Krebs, B. & Schwarz, D. 2000. The crocodiles from the Guimarota mine. In: *Guimarota. A jurassic ecosystem* (Eds. T. Martin & B. Krebs). Friedrich Pfeil, Munich, 69-74.
- Martill, D.M. 1991. Marine reptiles. In: *Fossils of the Oxford Clay* (Eds. D.M. Martill & J.D. Hudson). The Paleontological Association, London, 286.
- Martínez, R.D., García-Ramos, J.C., & Ibáñez Sarmiento, I. 1995. El primer Crocodylia (Mesosuchia: Teleosauridae) del Jurásico Superior de Asturias, España. *Naturalia patagónica. Ciencias de la Tierra*, **3**, 93-95.
- Ruiz-Omeñaca, J.I., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Bardet, N., Bermúdez-Rochas, D.D., Canudo, J.I. & Pereda Suberbiola, X. 2006. Restos directos de vertebrados del Jurásico de Asturias. In: *XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y simposios de los proyectos PICG* 493, 503, 499, y 467. *Libro de resúmenes* (Ed. E. Fernández-Martínez). Universidad de León, León, 171-173.
- Vignaud, P. 1995. *Les Thalattosuchia, crocodiles marins du Mesozoïque: systématique phylogénétique, paléoécologie, biochronologie et implications paléogéographiques*. Tesis Doctoral, Université de Poitiers, 271 pp. (inérita).
- Vignaud, P. 1997. La morphologie dentaire des Thalattosuchia (Crocodylia, Mesosuchia). *Palaeovertebrata*, **26**, 35-59.

Presencia del género *Eomyops* en el límite entre el Aragoniense inferior y medio (zona MN4) de la serie de Morteral (cuenca del río Magro, València)

Ruiz-Sánchez, F.J. y Lázaro-Calatayud, B.

Departament de Geologia, Facultat de Biologia, Universitat de València, C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot; francisco.ruiz@uv.es

El género *Eomyops* fue creado por Engesser (1979) para distinguir el material europeo de eomíidos hasta ese momento incluido por Hugueney & Mein (1968) dentro del género *Leptodontomys* Shotwell, 1956. Los rasgos distintivos entre ambos taxones quedan representados por la mandíbula y el carácter crenulado de los incisivos inferiores de *Eomyops*. El género comprende cuatro formas: *E. catalaunicus* (Hartenberger, 1966), *E. bodvanus* (Jánossy, 1972), *E. opligeri* Engesser, 1990 y *E. hebeiseni* Kálin, 1997, cuya distribución temporal queda comprendida entre el Mioceno medio y el Plioceno, zona MN 5/6 a MN 14 (Mein, 1990). El registro más antiguo que se conoce con total certeza de este género en Europa corresponde a la zona MN5 (Kálin, 1997). Existen datos confusos acerca de un supuesto registro en la localidad alemana de Theobaldof, que Moayedpour (1977) atribuye a una edad comprendida entre el Aquitaniense y el Burdigaliense, zonas MN2/3 (en Engesser, 1999).

Los diferentes taxones agrupados dentro de *Eomyops* guardan una estrecha similitud morfológica entre ellos, a pesar del extenso periodo de tiempo que abarcan. Únicamente, algunas diferencias biométricas se establecen entre la forma más antigua (*E. hebeiseni*) y la más moderna (*E. bodvanus*).

En la Península Ibérica, Daams *et al.* (1988) citan la presencia de *Eomyops catalaunicus* en los yacimientos Manchones 1 y Las Planas 5K de la Biozona G del Aragoniense (Aragoniense superior).

En la serie de Morteral, en la cuenca del río Magro (Valencia), se han localizado dos yacimientos, Morteral 20A y Morteral 22, en los que se cita la presencia de material fósil de una forma de este género. Tras el procesado de 3000 k de sedimento de Morteral 22, Ruiz Sánchez (1999) obtiene un único ejemplar que atribuye a *Eomyops* cf. *catalaunicus*. El lavado y procesado de más de 5000 k de sedimento de otra localidad próxima, Morteral 20A, ha proporcionado una importante colección de restos fósiles de una forma afín que actualmente se encuentra en fase de estudio.

El M^{1,2} de Morteral 22 presenta una rama lingual del cíngulo anterior mucho más corta que la labial, además de un tamaño que se encuentra por encima de los valores máximos del resto de localidades donde queda registrado este género. Estos caracteres se han considerado como característicos de las poblaciones más antiguas del género. Las diferencias biométricas y morfológicas de esta forma pueden corresponder con la presencia de un nuevo taxón hasta ahora no descrito. Lo exiguo del material y la importante colección que se ha obtenido de Morteral 20A, aconsejan abordar su estudio conjunto. No obstante, la presencia de este taxón en depósitos del Aragoniense inferior en tránsito al Aragoniense medio es un dato de interés vista la distribución de las diferentes especies en otras áreas.

En Calatayud-Teruel, *Eomyops catalaunicus* coincide con *Megacricetodon crusafonti* en las localidades Manchones 1 y Las Planas 5K de la biozona G del Aragoniense (Daams *et al.*, 1999). En las localidades de la serie de Morteral, *Eomyops* aparece junto a dos formas del género *Megacricetodon* distintas de *Megacricetodon*

crusafonti. En Morteral 20A el *Megacricetodon* que le acompaña es muy similar en morfología y tamaño al de la localidad griega de Aliveri, determinado por Hofmeijer & Bruijn (1988) como *Megacricetodon primitivus*. Este último taxón aparece representado en las faunas de Morteral justo por debajo de las localidades con presencia de material del género *Eomyops*.

Ruiz Sánchez *et al.* (2003) incluyen las localidades Morteral 20A y Morteral 22 en el tránsito entre el Aragoniense inferior y medio, al encontrarse justo por encima de las localidades con *Megacricetodon primitivus* y por debajo de las que contienen *Megacricetodon collongensis*.

Según esta interpretación y los datos que aparecen en la bibliografía, la presencia de *Eomyops* en la cuenca de río Magro puede considerarse como la cita más antigua que se conoce de este género en el registro fósil.

Referencias

- Daams, R., Freudenthal, M. & van der Meulen, A. 1988. Ecostratigraphy of micromammal faunas from the Neogene of Spain. In: *Biostratigraphy and paleoecology of the Neogene micromammalian faunas from the Calatayud-Teruel basin (Spain)* (Ed. M. Freudenthal). *Scripta Geologica, Special Issue*, Leiden, 287-302.
- Daams, R., Van der Meulen, A.J., Álvarez-Sierra, M.A., Peláez-Campomanes, P., Calvo, J.P., Alonso-Zarza, M.A. & Krijgsman, W. 1999. Stratigraphy and sedimentology of the Aragonian (Early to Middle Miocene) in its type area (North-Central Spain). *Newsletter Stratigraphie*, **37**, 103-139.
- Fejfar, O. 1974. Die Eomyden und Cricetodon (Rodentia, Mammalia) des Miozäns der Tschechoslowakei. *Paleontographica A*, **146**, 100-180.
- Hofmeijer, G.K. & de Bruijn, H. 1988. The mammal from the Lower Miocene of Aliveri (Island of Evia, Greece). Part 8: The Cricetidae. *Koninkl Nederland Akademie van Wetenschappen. Series B*, **91**, 185-204.
- Hugueney, M. & Mein, P. 1968. Les Eomyides (Mammalia, Rodentia) néogènes de la région lyonnaise. *Geobios*, **1**, 187-203.
- Kälin, D. 1997. *Eomyops hebeiseni* n. sp., a new large Eomyidae (Rodentia, Mammalia) of the Upper Fresh-water Molasse of Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **90**, 629-637.
- Mein, P. 1990. Updating of MN zones. In: *European Neogene mammal chronology* (Eds. E.H. Lindsay, V. Fahlbusch & P. Mein). Plenum Press, New York, p. 73-90.
- Moayedpour, E. 1977. Geologie und Paläontologie des tertiären "Braunkohlenlagers" von Theobaldshof/Rhön (Miozän, Hessen). *Geologische Abhandlungen Hessen*, **76**, 1-135.
- Ruiz Sánchez, F.J., 1999. *Estudio paleontológico de los roedores fósiles del Mioceno inferior de la cuenca del Río Magro (Valencia)*. Tesis doctoral Universidad de Valencia, 395 pp.
- Ruiz-Sánchez, F.J., Santisteban Bové, C. de y Lacomba Andueza, J.I. (2003). Nuevas faunas de roedores fósiles (Mammalia, Rodentia) del Aragoniense inferior y medio en la serie del Barranco de Morteral (cuenca del Río Magro, prov. de Valencia, España). *Coloquios de Paleontología*, Vol. Ext. **1**, 579-594.

Primeros datos palinológicos del yacimiento paleolítico de Puente Pino (Alcolea del Tajo, Toledo)

Ruiz Zapata, M.B.¹, Gil García, M.J.¹, Pérez-González, A.³, Rodríguez de Tembleque, J.M.², Santonja, M.² y Gómez González, C.¹

¹ Departamento de Geología, Edificio de Ciencias, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares; blanca.ruiz@uah.es

² Museo Arqueológico Regional, Plaza de Las Bernardas s/n, 28801 Alcalá de Henares; puente-pino@yahoo.es

³ Departamento de Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid; alfredog.perez@geo.ucm.es

Se han analizado desde el punto de vista polínico dos secuencias, denominadas sector Pinar y sector Torreta, con el fin de detectar el impacto que el clima y/o la actividad del hombre han tenido en el yacimiento Paleolítico de Puente Pino (Alcolea del Tajo) y en su entorno. En dichas secuencias se han registrado dos niveles arqueológicos, PNA y TGS, respectivamente, ambos con abundante industria lítica achelense realizada sobre diferentes materias primas, sobre todo cuarcita (Rodríguez de Tembleque *et al*, 2005; Rodríguez de Tembleque, 2004, 2005, 2006).

Las secuencias están constituidas por depósitos fluviales y de origen eólico vinculados, pero posteriores, a una terraza de + 40 m de la margen derecha del río Tajo, conservada a la altura de la presa del embalse de Azután (Alcolea del Tajo, Toledo) y al final del cañón granítico del mismo nombre.

Las muestras se han tomado en el depósito limoso que sella el nivel arqueológico TGS en el Sector Torreta, en el lugar donde se está excavando; y en el depósito arcilloso sobre el que yace, en este caso en el perfil del Sector Pinar. También se han muestreado las arenas sobre las que se abandonó la industria del nivel PNA, los sedimentos finos que la envuelven y el potente depósito de limos, más o menos arenosos y arcillosos, que cubre a éstos. Así mismo, se ha recogido alguna muestra en un depósito de limos, de claro origen eólico, en el perfil de la carretera de acceso a la central hidroeléctrica, en el lugar donde se registraron dos piezas.

En cuanto a los resultados del análisis polínico, de un modo general se observan una serie de hechos persistentes, como son: la presencia dominante y constante de *Pinus* y en menor proporción de *Olea* y *Quercus* tipo perennifolio, junto a *Juniperus*; Asteraceae, tanto liguliflorae como tubuliflorae, Poaceae, Chenopodiaceae y taxones nitrófilos, como es el caso de *Plantago* y *Rumex*, dentro del denominado grupo herbáceo y los microfósiles no polínicos tipo 3B y *Glomus cf. fasciculatum*. Todo ello define la instalación de unas condiciones claramente mediterráneas, fundamentalmente secas y sometidas a una intensa deforestación, ya sea por cuestiones climáticas y/o actividades antrópicas. El análisis detallado de cada una de las secuencias permite determinar la gradualidad e intensidad de estos procesos.

En este contexto podemos afirmar que, durante la formación de los depósitos muestreados, la vegetación de la zona estaba caracterizada por el desarrollo de pinares relativamente densos de componente regional, mientras que la vegetación local estaba dominada por paisajes abiertos, de tipo mediterráneo (*Quercus*-p, *Olea*, *Juniperus*). Las formaciones de ribera, constituidas por *Alnus*, *Fraxinus*, y *Salix*, no son comparables con las de un río de primer orden, quedando por tanto muy limitadas en su desarrollo. El dominio progresivo de herbáceas marca una tendencia hacia la instalación de paisajes degradados, como expresión de unas condiciones más secas.

Referencias

- Rodríguez de Tembleque, J.M. 2004. Yacimiento de Puente Pino: nuevas perspectivas en el estudio del Paleolítico inferior de la Península Ibérica. *Zona Arqueológica*, **4**, 440-451.
- Rodríguez de Tembleque, J.M. 2005. El Paleolítico inferior en la cuenca del Tajo (Castilla-La Mancha). In: *Los Primeros Pobladores de Castilla-La Mancha*. Fundación Cultura y Deporte de JCCM y Caja de Castilla-La Mancha, 112-139.
- Rodríguez de Tembleque, J.M. 2006. *Primeras ocupaciones humanas en la Meseta española: Estudio geoarqueológico de depósitos fluviales en la cuenca media del Tajo*. Tesis doctoral. Universidad Autónoma de Madrid.
- Rodríguez de Tembleque, J.M., Santonja, M. & Pérez-González, A. 2005. Puente Pino: Un yacimiento Achelense en Alcolea de Tajo (Toledo, España). In: *Geoarqueología y Patrimonio en la Península Ibérica y el Entorno Mediterráneo* (Eds. M. Santonja, A. Pérez-González & M.J. Machado), 283-295.

Evolución de la vegetación durante el Pleistoceno superior-Holoceno en los alrededores de la Cueva de la Buena Pinta (Pinilla del Valle, Madrid): primeros datos polínicos

Ruiz Zapata, M.B.¹, Gómez González, C.¹, Gil García, M.J.¹, López-Sáez, J.A.², Pérez-González, A.³, Baquedano, E.⁴ y Arsuaga, J.L.⁵

¹ Departamento de Geología, Edificio de Ciencias, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares; blanca.ruiz@uah.es

² Laboratorio de Arqueobotánica, Departamento de Prehistoria, Instituto de Historia, CSIC, Duque de Medinaceli 6, 28014 Madrid; alopez@ih.csic.es

³ Departamento de Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid; alfredog.perez@geo.ucm.es

⁴ Museo Arqueológico Regional, Plaza de Las Bernardas s/n, 28801 Alcalá de Henares; enrique.baquedano@madrid.org

⁵ Centro (UCM-ISCIH) de Evolución y Comportamiento Humano, Instituto de Salud Carlos III, Sinesio Delgado 6, Pabellón 14, 28029 Madrid; jlarsuaga@isciii.es

La Cueva de la Buena Pinta, descubierta en el 2003, forma parte del conjunto arqueopaleontológico de Pinilla del Valle (Madrid). El yacimiento está constituido por un relleno sedimentario, con una datación, en el nivel 3, de 61.570 ± 5.280 y 63.451 ± 5.509 BP (OSL), sobre el que reposa una secuencia holocénica de 1,80 m de potencia, depositada con anterioridad a 4.940 ± 40 BP (^{14}C AMS), que sella la actual boca de entrada de la cueva. El análisis palinológico de ambas secuencias ha puesto de manifiesto los cambios acaecidos en la estructura y composición de la vegetación del entorno de la cueva, durante el Pleistoceno superior y el Holoceno.

En la campaña del 2006 se muestreó un perfil pleistoceno de 150 cm de potencia a lo largo del cual se han definido 5 niveles estratigráficos. En cuanto al contenido polínico, destaca en primer lugar la existencia de muestras con un escaso o nulo contenido en polen. Con el resto de la información se ha podido constatar la existencia de un paisaje abierto dominado inicialmente por Asteraceae tubuliflorae y liguliflorae y, posteriormente, por Cheopodiaceae y *Plantago*. El estrato arbóreo es pobre, tanto cuantitativa como cualitativamente; muestra una presencia constante de *Pinus*, puntual de taxones templados y ausencia de taxones mediterráneos. Estos datos parecen ser el reflejo de una tendencia progresiva hacia la instalación de unas condiciones frescas. Se observa también el desarrollo alcanzado por *Glomus cf. fasciculatum*. El análisis de rarefacción oscila entre valores de 5 a 25 con una media de 10, dejando constancia de la escasa diversidad florística

En cuanto a la secuencia holocénica, datada con anterioridad a los 4.940 ± 40 BP (^{14}C AMS) a los 150 cm, y 1.920 ± 40 BP (^{14}C AMS) a los 45 cm, abarca el final del Holoceno medio e inicios del Holoceno reciente. Los datos obtenidos del estudio polínico revelan el tránsito gradual desde paisajes arbóreos a paisajes abiertos, como respuesta a la instalación de unas condiciones climáticas de carácter cálido y seco. El bosque original, formado por *Quercus-p*, *Quercus-c*, *Fraxinus*, *Corylus* y taxones riparios como *Salix* y *Alnus*, presenta en la base del diagrama polínico los primeros síntomas de deterioro, dando paso a una fase de dominio de matorral, constituido por *Juniperus* y en menor medida Ericaceae y Rosaceae. El desarrollo del matorral va asociado a una disminución generalizada de los taxones arbóreos tanto de carácter local como regional (*Pinus*). La permanencia de las condiciones climáticas favorece el desarrollo de una nueva fase, en este caso dominada por el estrato herbáceo. Las sucesivas expansiones de Chenopodiaceae-Amaranthaceae, Asteraceae tipo tubuliflorae y finalmente de Asteraceae liguliflorae definen tres fases a lo

largo de las cuales quedan patentes ligeras fluctuaciones en la tasa de humedad y en la ocupación del territorio. Estos hechos quedan reflejados en las variaciones cualitativas y cuantitativas de los taxones riparios y acuáticos y en las presencias de los taxones herbáceos nitrófilos antropozoógenos (*Rumex* y *Plantago lanceolata*), así como en los de posible interés económico (Apiaceae, Fabaceae, Boraginaceae, Caryophyllaceae y Brassicaceae). A ello se une el desarrollo de palinomorfos no polínicos indicadores de fenómenos erosivos posiblemente asociados a la deforestación del entorno (*Glomus cf. fasciculatum*). Las presencias puntuales de los tipos no polínicos 3B, 16, 182 y *Spirogyra*, podrían estar relacionadas con las fluctuaciones detectadas en la tasa de humedad.

La secuencia culmina con una expansión del bosque regional de *Pinus*, cuya lluvia polínica enmascara la presencia de los taxones arbóreos de carácter local e impide el desarrollo del estrato arbustivo. Se detecta una mayor representación cualitativa de los taxones acuáticos, de los tipos 207 y 113 (indicador de condiciones coprófilas), así como un descenso en los taxones herbáceos de carácter nitrófilo. En esta secuencia los valores del análisis de rarefacción oscilan entre 15 y 20, siendo de destacar el fuerte descenso que presentan coincidiendo con el desarrollo del bosque monoespecífico de *Pinus*.

Referencias

- Arsuaga, J.L., Baquedano, E. & Pérez-González, A. 2006. Neandertal and carnivore in Pinilla del Valle sites (community of Madrid, Spain). UISPP. Lisboa (en prensa)
- Baquedano, E., Bermúdez de Castro, J.M., Perez-González, A., Marquez, B., Laplana, C., Baena, J., Bajo, S., Espinosa, J.A., Gómez, J., Huguet, R., Made, J. Van Der., Maldonado, E., Martínez, C., Mateos, A., Molero, G., Nicolás, E., Panera, J., Rodríguez, J., Romero, B., Sarmiento, S. & Sevilla, P. 2004. Excavaciones arqueológicas en Pinilla del Valle (Madrid). *IV Congreso de Arqueología Peninsular*. 10-12.
- Ruiz Zapata, M.B. 2004. Análisis polínico del yacimiento de Pinilla del Valle (Madrid): sector Camino. *XX Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Guía de la excursión Alcalá de Henares*, 8-10.
- Ruiz Zapata, M.B., Gómez González, C., Gil García, M.J., López-Sáez, J.A., Pérez-González, A., Baquedano, E. & Arsuaga, J.L. 2006. El Paisaje vegetal Holoceno en el valle alto del río Lozoya (Pinilla del Valle, Madrid). *Revista Española de Paleontología*, **22**,89-94

Paisaje vegetal del Pleistoceno superior en la secuencia “Fuentillejo-1” (La Laguna del *maar* de Fuentillejo. Valverde de Calatrava, Ciudad Real)

Ruiz-Zapata, M.B.¹, Gómez, C.¹, Gil García, M.J.¹, Vegas, J.², García-Cortés, A.², Torres, T.³, Ortiz, J.E.³, Galán, L.² y Pérez-González, A.⁴

¹ Departamento de Geología, Edificio de Ciencias, Campus Universitario, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares; blanca.ruiz@uah.es

² Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid; j.vegas@igme.es

³ Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular, Ríos Rosas 21, 28003 Madrid.

⁴ Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Novais 2, 28040 Madrid; alfredog@ucm.es

Se presentan los datos polínicos correspondientes al intervalo de 4 a 20 m del sondeo Fuentillejo-1 (FU-1). Este sondeo, de 142,4 m de profundidad, fue realizado en el centro de la laguna del *maar* de Fuentillejo (Región Volcánica Central de España. Ciudad Real) a 638 m s.n.m (Vegas *et al.*, 2004). Desde su origen, la cuenca lacustre ha funcionado como un sistema cerrado, con tres abanicos aluviales principales. Este tipo de registro lacustre es una importante fuente de información en el estudio de las variaciones ambientales relacionadas con los cambios paleoclimáticos (ELDP, 1997).

Bajo esta perspectiva, el intervalo elegido (4-20 m) informa sobre las fluctuaciones de la vegetación con anterioridad a 42.620±1.490 BP (¹⁴C AMS) hasta los 15.420±70 BP (¹⁴C AMS), registradas en las unidades sedimentarias 20, 21, 22 y 23 (Vegas *et al.*, 2006). En primer lugar, destaca la existencia de niveles carentes de contenido polínico, sin que ello vaya asociado a cambios bruscos del clima. Otro dato a destacar es el escaso papel que juega el estrato arbustivo en el paisaje vegetal, quedando el peso del mismo en la alternancia entre estrato arbóreo y herbáceo, cuya composición define los cambios acaecidos en el medio y en el clima. *Pinus* y *Juniperus* son los elementos arbóreos más importantes y coexisten con elementos de carácter más local, como es el caso de ambos tipos de *Quercus* y, más esporádicamente, taxones riparios (*Alnus*, *Salix* y *Ulmus*) y mesófilos (*Betula*, *Corylus*). En el grupo herbáceo destacan Poaceae, Chenopodiaceae y *Artemisia* junto a los dos tipos de Asteraceae; el grupo acuático está representado por Cyperaceae. Dentro de los MNP tan sólo se detectan presencias del tipo 207 (*Glomus* cf. *fasciculatum*).

En cuanto a su evolución, la unidad 20 se caracteriza por un gran desarrollo del componente arbóreo debido a *Pinus*, junto a presencias puntuales de taxones mesófilos, riparios y acuáticos. El conjunto herbáceo es variado, destacando la expansión de Chenopodiaceae. Esta unidad 20, en líneas generales, representa un medio lacustre profundo y los datos del índice de rarefacción alcanzan los valores más altos.

La unidad 21, que comprende el intervalo temporal entre 42.620±1.490 BP (¹⁴C AMS) y 30.880±360 BP (¹⁴C AMS), está formada por sedimentos sapropélicos, que son indicativos de unas condiciones húmedas, que favorecen el desarrollo de los taxones mesófilos, termófilos y riparios. Estas condiciones propician el retroceso del pinar y del estrato arbóreo. Hacia el techo tienden a instalarse unas condiciones más secas y frescas asociadas al aumento de *Artemisia* y se reduce la diversidad.

La unidad 22 está formada por dolomicritas azules y el diagrama polínico está interrumpido por un nivel estéril. En el tercio inferior se expanden los taxones termófilos, mesófilos y de ribera; en el tercio medio, desde el punto de vista sedimentario se identifica una fase más árida con desecación de la laguna y en el tercio superior se expande el grupo

arbóreo por *Pinus* junto a *Quercus*-*Betula* y *Corylus* con tendencia hacia una mayor humedad.

Finalmente, la unidad 23 está caracterizada por limos, arenas y arcillas, con algunas intercalaciones de dolomicritas. El componente arbóreo dominante está constituido por *Juniperus* no ribera y elementos acuáticos. Posteriormente a otra etapa estéril, alrededor de los 20.240± BP, el estrato arbóreo se reduce y sobre todo está representado por mesófilos y termófilos, asociado al desarrollo de *Chenopodiaceae* y *Artemisia* reflejando la instalación de una mayor aridez. Antes de los 4 m y una edad de 18.440 Cal BP es la situación crítica y tras ello parece que se recupera la vegetación.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible al 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)*”.

Referencias

- 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). Primeros protocolos científicos y estrategia de trabajo para el estudio paleoclimático del Cuaternario en el centro de España. *Boletín Geológico y Minero*, **117**, 339-349.

Anatomía del “falso pulgar” de *Tremarctos ornatus* (Carnivora: Ursidae): Implicaciones funcionales y filogenéticas

Salesa, M. J.¹, Siliceo, G.¹, Abella, J.¹, Antón, M.¹, Montoya, P.² y Morales, J.¹

¹ Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC, José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid, España; msalesa@mncn.csic.es

² Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad de Valencia, Doctor Moliner 50, 46100 Burjassot, Valencia; Plinio.Montoya@uv.es

Existen dos especies de carnívoros conocidos como “pandas”, el panda gigante, *Ailuropoda melanoleuca* (David, 1869) y el panda rojo, *Ailurus fulgens* Cuvier, 1825, que comparten la presencia de una estructura altamente derivada en el carpo: el llamado “falso pulgar”, un pequeño hueso, el sesamoideo radial, que se ha hiperdesarrollado, actuando parcialmente como un pulgar oponible usado en la manipulación del alimento (Chorn & Hoffman, 1978; Roberts & Gittleman, 1984; Endo *et al.*, 1999). Sin embargo, ambas especies pertenecen a diferentes familias, Ursidae y Ailuridae (Ledje & Arnason, 1996; Bininda-Emonds *et al.*, 1999; Flynn *et al.*, 2000, 2005), por lo que la presencia de esta estructura tan especializada es uno de los casos más destacables de convergencia entre los vertebrados (Salesa *et al.*, 2006). El oso de anteojos (*Tremarctos ornatus*) es la otra especie de úrsido que posee un sesamoideo radial que puede considerarse como no vestigial, con un patrón morfológico idéntico al de *A. melanoleuca*. La dieta de *T. ornatus* es básicamente herbívora (Hilderbrand *et al.*, 1999; Ríos-Uzeda *et al.*, 2006) y, aunque dado el pequeño tamaño de este hueso, su funcionalidad se halla muy restringida, es probablemente similar a otros carnívoros que manipulan su comida de manera sencilla, como los Procyonidae. *Tremarctos ornatus* lo usaría en la eliminación de las hojas de las bromelias, lo que probablemente explique su mayor desarrollo en relación a otros úrsidos. También es destacable que esta especie sea el oso más arborícola (Peyton, 1999; Ríos-Uzeda *et al.*, 2006) por lo que la presencia de un “falso pulgar” ayudaría también en la locomoción arbórea, como se ha interpretado para el ailúrido mioceno *Simocyon batallieri* (Antón *et al.*, 2006; Salesa *et al.*, 2006). De esta forma, el modelo de “falso pulgar” de *T. ornatus* sería muy similar al que poseyó el ancestro común de los Ursidae (Fig. 1), y su presencia en *T. ornatus* sería una plesiomorfía compartida con otros úrsidos fósiles como *Arctodus simus* y *Tremarctos floridanus* (Kurtén, 1966), como lo demuestra la presencia de una marcada faceta para este hueso en el escafolunar. La dieta herbívora y las capacidades arborícolas de *T. ornatus* serían retenciones del modelo primitivo, mientras que la adaptación cursorial de *A. simus* (Kurtén, 1967) sería una autapomorfía de esta especie. La presencia en Tremarctinae de una estructura tan especializada como el “falso pulgar”, compartida con Ailuropodinae, sería una simplesiomorfía de Tremarctinae+Ailuropodinae. Aunque sólo éstos últimos han hiperdesarrollado el sesamoideo radial, usándolo para la manipulación de la comida, los Tremarctinae probablemente comparten el mismo origen funcional, aunque sin modificación importante en el tamaño del hueso en relación al modelo primitivo. Sería tentador unir Tremarctinae+Ailuropodinae en base a este carácter, pero las filogenias moleculares más recientes de Ursidae (Fig. 1) soportan el clado Tremarctinae+Ursinae. Según esto, es más probable que en Ursinae el sesamoideo radial experimentara un proceso de reducción desde un ancestro con un sesamoideo radial algo aplanado de tamaño pequeño.

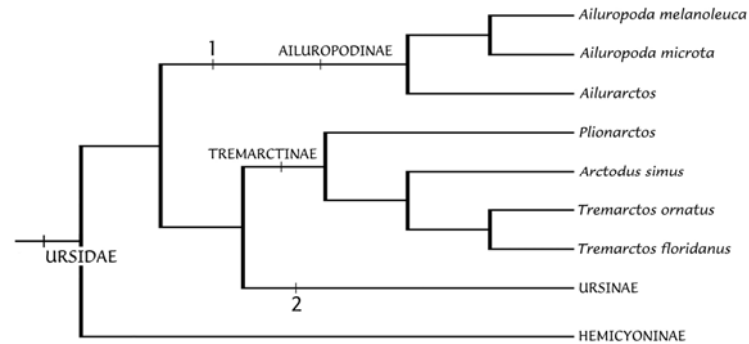


Figura 1. Cladograma de los Ursidae.

Agradecimientos

El presente trabajo se ha desarrollado dentro de los proyectos CGL2005-03900/BTE y CGL2004-02094/BTE (Secretaría de Estado de Universidades e Investigación, Ministerio de Educación y Ciencia). Agradecemos a J. F. Pastor (Universidad de Valladolid) el préstamo del ejemplar de *T. ornatus*.

Referencias

- Antón, M., Salesa, M.J., Pastor, J.F., Peigné, S. & Morales, J. 2006. Implications of the Functional Anatomy of the Hand and Forearm of *Ailurus fulgens* (Carnivora, Ailuridae) for the Evolution of the "False-Thumb" in Pandas. *Journal of Anatomy*, **209**, 757-764.
- Bininda-Emonds, O.R., Gittleman, J.L. & Purvis, A. 1999. Building large trees by combining phylogenetic information: a complete phylogeny of the extant Carnivora (Mammalia). *Biological Review*, **74**, 143-175.
- Chorn, J. & Hoffman, R.S. 1978. *Ailuropoda melanoleuca*. *Mammalian Species*, **110**, 1-6.
- Endo, H., Hayashi, Y., Yamagiwa, D., Kurohmaru, M., Koie, H., Yamaya, Y. & Kimura, J. 1999. CT examination of the manipulation system in the giant panda (*Ailuropoda melanoleuca*). *Journal of Anatomy*, **195**, 295-300.
- Flynn, J.J., Nedbal, M.A., Dragoo, J.W. & Honeycutt, R.L. 2000. Whence the Red Panda?. *Molecular Phylogenetic and Evolution*, **17**, 190-199.
- Flynn, J.J., Finarelli, J.A., Zehr, S., Hsu, J. & Nedbal, M.A. 2005. Molecular Phylogeny of the Carnivora (Mammalia): Assessing the Impact of Increased Sampling on Resolving Enigmatic Relationships. *Systematic Biology*, **54**, 317-337.
- Hilderbrand, G.V., Farley, S.D., Robbins, C.T., Hanley, T.A., Titus, K. & Servheen, C. 1996. Use of stable isotopes to determine diets of living and extinct bears. *Canadian Journal of Zoology*, **74**, 2.080-2.088.
- Kurtén, B. 1966. Pleistocene bears of North America. 1. Genus *Tremarctos*, Spectacled bears. *Acta Zoologica Fennica*, **115**, 1- 120.
- Kurtén, B. 1967. Pleistocene bears of North America. 2. Genus *Arctodus*, short-faced bears. *Acta Zoologica Fennica* **117**, 1- 115.
- Ledje, C. & Arnason, U. 1996. Phylogenetic analyses of complete cytochrome b genes of the order carnivora with particular emphasis on the Caniformia. *Journal of Molecular Evolution*, **42**, 135-144.
- Ríos-Uzeda, B., Gómez, H. & Wallace, R. B. 2006. Habitat preference of the Andean bear (*Tremarctos ornatus*) in the Bolivian Andes. *Journal of Zoology*, **268**, 271-278.
- Roberts, M. S. & Gittleman, J. L. (1984). *Ailurus fulgens*. *Mammalian Species*, **222**, 1-8.
- Salesa, M.J., Antón, M., Peigné, S. & Morales, J. 2006. Evidence of a false thumb in a fossil carnivore clarifies evolution of pandas. *PNAS*, **103**, 379-382.

La sucesión de los Hammatoceratidae y Erycitidae (Ammonitina) de la transición Jurásico Inferior-Jurásico Medio en la Cordillera Bética

Sandoval, J.¹, Martínez, G.², y Ureta, M.S.²

¹ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18002 Granada; sandoval@ugr.es

² Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040, Madrid; gemmamar@geo.ucm.es; solureta@geo.ucm.es

Se hace una revisión detallada de los hammatocerátidos y erycítidos que aparecen en la transición Jurásico Inferior-Jurásico Medio (Toarciense Superior, Zona Fallaciosum, a Bajociense basal, Zona Discites) de la Cordillera Bética. El material analizado procede de secciones estratigráficas muestreadas nivel a nivel, lo que permite establecer con precisión el rango de distribución vertical de los taxones encontrados. Parte del material ha sido previamente publicado.

Las localidades en las que los hammatoceratoideos son más comunes –Sierra de San Pedro (provincia de Jaén), Sierra de Alta Coloma (provincias de Jaén y Granada); sector de Sierra del Zegrí (provincia de Granada), Cerro Méndez, (provincias de Granada y Jaén), y Sierra de Ricote, (provincia de Murcia)– están situadas en el Subbético Medio, único dominio bético con sedimentación pelágica o hemipelágica continua durante el intervalo Toarciense Medio–Bajociense Inferior. Los sedimentos dominantes están formados por alternancias de margas y margocalizas grises, aunque existen intervalos de calizas grises (a veces con sílex) y calizas nodulosas rojas. En algunas localidades del Subbético Externo como Sierra de Gaena (Lucena, Córdoba) o Río Frío (Jaén) también aparecen hammatoceratoideos bien conservados, pero en estos casos están ligados a niveles condensados. La situación geográfica de estas áreas, así como las columnas estratigráficas más representativas con materiales aalenenses fueron publicadas por Linares & Sandoval (1993).

Aunque los Hammatoceratoidea no son casi nunca los elementos dominantes entre los ammonoideos registrados en el Subbético, pueden ser, sin embargo, excepcionalmente muy abundantes en algunos intervalos (Aalenense Inferior terminal–Aalenense Medio basal y Aalenense terminal–Bajociense basal) donde pueden llegar a constituir casi el cincuenta por ciento del total de ammonites obtenidos. En estos intervalos los erycítidos dominan sobre los hammatocerátidos, tienen rangos de distribución vertical más precisos y constituyen junto a los Leioceratinae y Graphoceratinae los ammonoideos dominantes.

En conjunto las asociaciones de hammatoceratoideos muestran carácter mediterráneo. En el intervalo estudiado hemos reconocido un total de 30 “especies” de Hammatoceratidae pertenecientes a los géneros *Hammatoceras*, *Geczyceras*, *Bredyia*, *Planammatoceras*, *Paviaites*, *Accardia*, *Eudmetoceras*, *Rhodaniceras* y *Eaptetoceras* y 25 de Erycitidae incluidas en los géneros *Erycites*, *Abbasitoides*, *Abbasites*, *Ambersites*, *Spinammatoceras*, *Malladaites*, *Haplopleuroceras* y *Zurcheria*.

El análisis de los rangos de distribución vertical de estas especies, nos ha permitido establecer una sucesión de asociaciones que se pueden reconocer en la mayor parte de las secciones estudiadas:

Asociación de *Geczyceras meneghini* (Bonarelli): Esta especie aparece junto a otros *Geczyceras* como *G. perplanum* (Prinz), *G. costulosus* (Merla), *G. allobrogense* (Dumortier), *G. victori* (Bonarelli) y *G. porcarellense* (Bonarelli). También aparecen asociados, *Denckmania malagma* (Dumortier). En la parte alta de la asociación se

encuentra de forma esporádica *Erycites sutneri* Gemmellaro y *Planammatoceras brontes* (Gemmellaro).

Rango estratigráfico: Zona Pseudoradosa y Zona Aalensis (Subzona Mactra).

Asociación de *Erycites barodiscus* (Gemmellaro): Esta especie se encuentra asociada a *Planammatoceras brontes* (Gemmellaro). En la parte baja de la asociación se encuentran también *Planammatoceras astraeum* (Gemmellaro) y *Geczyceras tipperi* (Seyed-Emami).

Rango estratigráfico: Zona Aalensis (Subzonas Aalensis y Buckmani).

Asociación de *Erycites fallifax* Arkell: Esta especie se encuentra asociada a *Spinammatoceras pugnax* (Vacek), "*Geczyceras*" *mediterraneum* (Geczy), *Accardia lorteti* (Dummortier) y representantes de *Bredya*, que aparecen de forma esporádica, como *B. alleoni* (Dumortier) y *B. subinsigne* (Oppel). Todas estas especies se encuentran restringidas a la Subzona Comptum pero están asociadas también a especies que extienden su rango a la Subzona Opalinum como *Abbasitoides compressus* (Prinz), *Accardia procerinsigne* (Vacek), *Planammatoceras brontes* (Gemmellaro), *P. planinsigne* y *P. tenuinsigne* (Vacek). De forma esporádica aparece *Bredya uretae* Martínez en la parte inferior de la asociación.

Rango estratigráfico: Zona Opalinum (Subzonas Opalinum y Comptum).

Asociación de *Spinammatoceras tenax* (Vacek): Junto a esta especie se encuentran *Spinammatoceras schindewolfi* Linares y Sandoval, y *Paviaites tenerum* (Vacek). Aparecen también *Abbasitoides modestum* (Vacek), *Planammatoceras* como *P. planiforme* Buckman, *P. planinsigne* (Vacek) y *P. tenuinsigne* (Vacek) y *Erycites leptoplocum* (Vacek).

Rango estratigráfico: Zona Murchisonae–Zona Bradfordensis (Subzona Bradfordensis).

Asociación de *Malladaites pertinax* (Vacek): La especie índice se encuentra asociada a otros *Malladaites* como *M. striatum* Linares y Sandoval y *M. vaceki* Linares y Sandoval; junto a ellos aparece *Ambersites gardincola* (de Gregorio), *Euaptetoceras amaltheiforme* (Vacek), *E. klimakomphalum* (Vacek) y *Abbasitoides modestum* (Vacek). Ocasionalmente se encuentra *Planammatoceras planinsigne* (Vacek) y *P. planiforme* Buckman.

Rango estratigráfico: Zona Bradfordensis (Subzona Gigantea)–Zona Concavum (Subzona Concavum parte inferior).

Asociación de *Haplopleuroceras mundum* Buckman: Junto a la especie índice aparecen otras especies de *Haplopleuroceras* [*H. subspatum* (Buckman), *H. inaequalicostatum* Gérard, y *H. eximium* Gérard]. Junto a ellos se encuentran *Euaptetoceras klimakomphalum* (Vacek), *Abbasitoides modestum* (Vacek) *Eudmetoceras subbeticum* Linares y *Parazurcheria* sp..

Rango estratigráfico: Zona de Concavum (Subzona Concavum parte superior y Subzona Limitatum)–Zona Discites (Bajociense basal).

Estas asociaciones podrían servir para proponer, en un futuro estudio, un esquema zonal más preciso que los propuestos hasta ahora para el Aalenense del ámbito mediterráneo y permitirían además establecer una buena correlación con las zonas estándar del Aalenense en el ámbito noreuropeo.

Referencias

- Linares, A. & Sandoval, J. 1993. El Aalenense de la Cordillera Bética (Sur de España). Análisis bioestratigráfico y caracterización paleobiogeográfica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **6**, 177–206.

Patrimonio Paleontológico de la Región de Murcia: Ammonoideos del Jurásico Medio

Sandoval, J.¹, Romero, G.², Sequeiros, L.³ y Minwer-Barakat, R.¹

¹ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18002 Granada; sandoval@ugr.es

² Servicio de Patrimonio Histórico. Dirección General de Cultura. Palacio de los Pacheco. Plaza Fontes, 2. 30001 Murcia; gromero@um.es

³ Facultad de Teología, Universidad de Granada, Campus Universitario de Cartuja, 18011 Granada; lsequeiros@probesi.org

Los afloramientos de materiales de edad Jurásico Medio están ampliamente representados en la Región de Murcia. Muchos de estos afloramientos tienen exposición excelente y contienen abundantes macrofósiles, siendo especialmente significativa la gran cantidad de ammonoideos. Entre los afloramientos con mayor interés patrimonial cabe destacar los de Sierra de Quípar y Peña Rubia (Cehegín), Mai Valera (Caravaca) y sierras de Lúgar y Corque (Fortuna) en el Subbético Externo y los de Sierra de Ricote (Ricote y Mula) en el Subbético Medio. Asimismo, aunque su interés patrimonial sea menos significativo, también existen excelentes afloramientos jurásicos con ammonoideos en la Unidad de Malvariche (Sierra Espuña) en las Zonas Internas de la Cordillera.

Muchos de los afloramientos jurásicos de Murcia son conocidos desde principios del siglo pasado y han atraído el interés estratigráfico-paleontológico de muchos investigadores tanto españoles como de otros países europeos, especialmente de Francia y Alemania. Entre los pioneros en el estudio del Jurásico de Murcia cabe destacar a Jiménez de Cisneros (ver Romero *et al.*, 2004) y a Fallot (1945). A partir de los años setenta del siglo pasado aparecen gran cantidad de nuevos estudios del Jurásico de Murcia entre los que destacan la síntesis estratigráfica de Seyfried (1978) y las primeras publicaciones en las que se describen y figuran ammonites jurásicos de Murcia (Linares & Sandoval, 1978; Sandoval, 1983). Se hacen además los primeros análisis sobre los conocimientos de Jurásico de España en los que se incluyen datos de Murcia (Sequeiros *et al.*, 1988).

El interés patrimonial de los ammonoideos jurásicos que aparecen en la Región de Murcia es múltiple: bioestratigráfico, paleobiológico, tafonómico y cultural. Desde el punto de vista paleobiológico hay que destacar la existencia de ammonites abundantes y bien conservados lo que permite hacer estudios taxonómicos detallados de los mismos que permitirán establecer relaciones filogenéticas entre diferentes taxones. Se han clasificado un total de treinta géneros y sesenta y cinco especies (Aalenense), cuarenta y cinco géneros y más de ochenta especies del Bajociense, aproximadamente treinta y cinco géneros y sesenta y ocho especies del Bathoniense, y veinticuatro géneros y cincuenta y seis especies del Calloviense. Entre los taxa descritos en Murcia cabe destacar un género de edad Bathoniense inferior (*Lugariceras* Schlögl *et al.*, 2006) cuyo ejemplar tipo procede de Sierra de Lúgar (Fortuna) y dos especies (*Spiroceras ricotensis* Linares & Sandoval, 1978 y *Polyplectites psilachantoides* Sandoval, 1983) cuyos tipos proceden de la secciones de Casa de Chimeneas y Bermeja Norte en Unidad de la Bermeja, Sierra de Ricote.

Desde el punto de vista bioestratigráfico la secuencia del Cerro de Mahoma (Sierra de Ricote), bien desarrollada y con ammonites frecuentes y bien conservados, permite reconocer todas las zonas estándar del Aalenense. Junto a elementos centroeuropeos esta secuencia contiene frecuentes elementos típicamente mediterráneos (Hammatoceratidae y Erycitidae) que permiten buenas correlaciones entre ambos dominios. También la secuencia de Casa de Chimeneas en Sierra de Ricote puede ser considerada como

referencia bioestratigráfica para el Bajociense inferior y parte del Bajociense superior del Tethys occidental. Por otra parte el Bajociense superior y el Bathoniense de la Sierra de Quípar, Cerro de Mai Valera y sierras de Lúgar y Corque tienen registro continuo y abundantes ammonites. Sobre secciones levantadas en estas áreas se establecieron los primeros esquemas zonales para Bathoniense Inferior y Medio del Mediterráneo (Mangold, 1979). El Calloviense inferior también está bien representado, aunque muy reducido, con ammonites abundantes y bien preservados en las secciones de las sierras de Quípar, Lúgar y Corque.

Desde el punto de vista de la tafonomía cabe destacar que las asociaciones de ammonites que aparecen en la transición Jurásico Inferior-Jurásico Medio y en el Bathoniense medio-Calloviense inferior del Subbético Externo (sierras de Quípar, Mai Valera, Lúgar y Corque) contienen gran cantidad de ammonites y belemnites en los que se pueden deducir diversas improntas tafonómicas, entre las que destacan recubrimientos con costras ferruginosas. Estos afloramientos constituyen un auténtico laboratorio para analizar diversos procesos fosildiagenéticos.

En cuanto a la protección y conservación de los yacimientos jurásicos en particular y del patrimonio paleontológico regional en general, cabe señalar que actualmente nos encontramos en un momento altamente interesante. La inminente entrada en vigor de la nueva Ley de Patrimonio Cultural de la Región de Murcia (Ley 4/2007, BORM número 83 de 12 de abril de 2007). permitirá aplicar la figura específica de Zona Paleontológica a aquellos yacimientos que se encuentren en situación favorable de declaración. Asimismo, se propone la nueva figura de Parque Paleontológico como un entorno de cierta magnitud geográfica que, por sus especiales características paleontológicas y geológicas e integración con otros recursos naturales y/o culturales, posea un alto potencial didáctico, cultural y turístico. Otra de las importantes novedades que contempla la ley, además de articular cuestiones relacionadas con la regulación de autorizaciones para realizar actuaciones paleontológicas y gestionar el material fósil recuperado, es la de dotar de relevancia jurídica a la Carta Paleontológica Regional, lo que permitirá potenciar las competencias de la Administración Autonómica en materia de patrimonio paleontológico.

Referencias

- Fallot, P. 1945. Estudio Geológico de la Zona Subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor. *Memorias del Instituto de Investigaciones Geológicas Lucas Mallada*, **5**, 1-719.
- Linares, A. & Sandoval, J. 1978. Contribución al estudio del Bajocense de la Sierra de Ricote (Murcia). *Cuadernos de Geología, Universidad de Granada*, **8**, 277-312.
- Mangold, C. 1979. Le Bathonien de l'est du Subbétique (Espagne du Sud). *Cuadernos de Geología, Universidad de Granada*, **10**, 271-281.
- Romero, G., Mancheño, M. & Sequeiros, L. 2004. Aportaciones de Daniel Jiménez de Cisneros y Hervás (1863-1941) al conocimiento de la Paleontología en Murcia. *Geotemas*, **7**, 111-114.
- Sandoval, J. 1983. *Bioestratigrafía y Paleontología (Stephanocerataceae y Perisphinctaceae) del Bajocense y Bathonense en las Cordilleras Béticas*. Tesis Univ. Granada, 2 vols., Granada, 613pp.
- Schlögl, J., Elmi, S., Rakús, M., Mangold, C. & Ouahhabi, M. 2006. Specialization and iterative evolution of some Western Tethyan Bathonian ammonites [(*Benatinites* (B.) nov., B. (*Lugariceras*) nov.] and *Hemigarantia*. *Geobios*, **39**, 113-124.
- Sequeiros, L., Sandoval, J. & Meléndez, G. 1988. Estado actual del conocimiento del Calloviense (Jurásico medio) de España. Aspectos Paleontológicos. In: *Actas del II Congreso Geológico de España*, Vol.1, Universidad de Granada, C.S.I.C., Granada, 333-336.
- Seyfried, H. 1978. Der Subbetiche Jura von Murcia (Südost-Spanien). *Geologisches Jahrbuch*, **29**, 1-201.

Nueva pista meandriforme en sustratos duros del Cretácico Superior de la Formación Itamaracá (NE Brasil)

Santos, A.¹, Almeida, J.A.C.², Mayoral, E.¹ y Gámez Vintaned, J.A.³

¹ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus de El Carmen, Universidad de Huelva, Avda. Tres de Marzo s/n, 21071 Huelva, España; asantos@dgyp.uhu.es; mayoral@uhu.es

² Pós-Graduação em Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Brasil; paleoalmeida@hotmail.com

³ Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España; gamez@unizar.es

Los organismos de cuerpo blando son de difícil conservación en el registro fósil, por lo que las evidencias de su actividad biológica son muchas veces la única prueba de su existencia.

El material estudiado procede del extremo nordeste del Brasil, en el litoral sur de la región de la Paraíba. Los dos yacimientos donde se ha obtenido el material de estudio son la Antiga Fazenda Alexandrina, al Sur de la ciudad de João Pessoa, y Árvore Alta, al norte de la ciudad de Alhandra (Fig. 1). Desde el punto de vista geológico ambos yacimientos pertenecen al miembro superior de la Formación Itamaracá, encuadrada en la cuenca de Paraíba y subcuenca de Alhandra. Las rocas calizas corresponden a una plataforma carbonatada poco profunda, que no superaba los 100-150 m (Fauth & Koutsoukos, 2002).



Figura 1. Localización geográfica de los yacimientos de Fazenda Alexandrina y Árvore Alta (Formación Itamaracá, Nordeste de Brasil).

La edad de la parte superior de la Formación Itamaracá, inicialmente datada como Campaniense con ammonoideos (Maury, 1930), fue revisada por Beurlen (1967) como Maastrichtiense. Sin embargo, los datos de foraminíferos, obtenidos por Tinoco (1971), sitúan la edad de estas rocas entre el Campaniense superior y Maastrichtiense inferior.

Sus yacimientos se caracterizan por una gran riqueza y diversidad de fauna fósil, especialmente de moluscos bivalvos y gasterópodos, que se presentan en general en forma de moldes, en su mayoría recristalizados por calcita. Las dos estructuras estudiadas se localizan sobre sendos moldes internos de los bivalvos *Fimbria beurleni* Muniz, 1993 y *Mesocallista (M.) mauryae* Muniz, 1993. El material se encuentra depositado en la

Universidade Federal de Pernambuco con las siglas: DG-CT-UFPE 5147 y DSC-9475/9476, respectivamente.

Las pistas consisten en un surco de trayectoria meandriforme, conservado en semirelieve cóncavo. La anchura del surco en la parte proximal es de 0,19 mm, llegando a alcanzar los 0,62 mm en las zonas distales. Ello se interpreta como reflejo del incremento de la talla del productor (de afinidad desconocida) a lo largo de su ontogenia. El área ocupada por éstos es de aproximadamente 15mm². Los meandros (en número de entre 15 y 20) son menos apretados en el tercio más proximal de la pista y muy apretados a partir de entonces. En estos dos últimos tercios de la pista, surcos colindantes se disponen perfectamente paralelos y muy próximos entre sí, siguiendo trayectorias rectilíneas interrumpidas por una o dos curvas hacia un mismo sentido, antes de llegar a su correspondiente meandro. La mayor regularidad geométrica observada en estos dos últimos tercios de la estructura indica un mayor control neurológico en el comportamiento del productor. En algunas partes del recorrido de la pista, especialmente en la proximal, se observa un relleno carbonatado discreto (de litología similar a la de la roca circundante), separado ligeramente de las paredes por una discontinuidad, lo que puede interpretarse como relleno fecal.

Las pistas descritas revelan un comportamiento de tipo homotrófico y tigmotáxico semejante al que se observa en los icnogéneros de grafoglíptidos *Helminthoida* Schafhäütl, 1851 y *Helminthorhappe* Seilacher, 1977, característicos de sustratos blandos y ambientes marinos profundos (icnofacies de *Nereites*). Desde el punto de vista de la clasificación etológica, los citados icnogéneros se asignan a la categoría *Pascichnia*. Nuestros ejemplares también son asignables a ella, pero con la particularidad de que, al tratarse de estructuras endógenas que varían de tamaño a lo largo de su ontogenia, puede deducirse que también sirvieron de morada para sus productores durante largo tiempo (*Domichnia*).

Los patrones regulares de grafoglíptidos desaparecen de las plataformas marinas a partir del Ordovícico. Su presencia en medios cretácicos de plataforma sería consecuencia del ambiente críptico en el que el animal productor debió desenvolverse.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por la Fundação para a Ciência e a Tecnologia (Portugal) y por la EU (POCI 2010) mediante una beca post-doctoral (Praxis SFRH/BPD/20562/2004/FQ9R) de A.S., por el CAPES (Programa de Pós-graduação em Geociências de la Univ. Federal de Pernambuco, Brasil) mediante una beca doctoral de J.A. y por el Grupo de Investigación RNM 316 de la Junta de Andalucía.

Referencias

- Beurlen, K. 1967. Estratigrafía da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Bol. Geol. São Paulo*, **16**, 43-53.
- Fauth, G. & Koutsoukos, E.A.M. 2002. Paleoeological inferences from marine ostracode assemblage of the Maastrichtian and Danian in the Pernambuco-Paraíba Basin. In: *6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil y 2º Simpósio sobre el Cretácico de América Del Sur*. São Pedro São Paulo, Boletim de resumos, **1**, 261-265.
- Maury, C.J. 1930. O Cretáceo da Parahyba do Norte. *Monografia do Serv. Geol. Min. Rio de Janeiro*, **8**, 1-305.
- Tinoco, I.M. 1971. *Foraminíferos e a Passagem entre o Cretáceo e o Terciário em Pernambuco*. Instituto de Astronomia e Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 147 pp.

Palaeozoic palaeobiogeography with a group of extinct cnidarians

Sendino Lara, M.C.

Departamento de Paleontología, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Novais s/n, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid; mc.sendino@igme.es

The present study is based on conulariid worldwide distribution during Palaeozoic, from 542 to 251 million years. Five palaeocontinents are considered: Avalonia, Baltica, Gondwana, Kazakhstan and Laurentia. Within Gondwana there are thirteen distinct regions included: Anatolia, Antarctica, Arabia, Armorica, Australia, Bohemia, Hoggar, Hünsluck, Iberia, India, South Africa, South America and South China.

Since the first bibliographical reference figuring a conulariid in Ure (1798), these specimens have been considered as "*curious fossils*" that typically appear in "*casts of ironstone, sometimes found inclosed in ironstone like a nucleus*". But they have a great stratigraphical utility and can appear in different lithologies because of their broad distribution.

The following cluster analysis shows 38 genera including 286 species from a global database of Palaeozoic conulariids that includes 12040 specimens (Tables 1 and 2). Palaeozoic time has been divided into periods: Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian, Carboniferous and Permian. The conulariids have been evaluated using a range of statistical and graphical techniques, hierarchical cluster analysis, based on Dice Measure. The results have been validated using similarity indices, in order to assess the strengths of the patterns apparent in the analyses. SPSS (Statistical Product and Service Solutions) and Microsoft EXCEL were used to perform the analyses. In a first moment, there has been a study by means of the clusters: the case processing summaries with average linkages (between groups) and the proximity matrixes with the comparisons between all pairs of associations (they are, in fact, the dissimilarity matrixes). Secondly, there were the average linkages (between groups) by means of the agglomeration schedule and the vertical icicles. And, eventually, the dendrogram was obtained.

	Cambrian		Ordovician		Silurian		Devonian		Carboniferous		Permian	
	N. specimens	N. genera	N. specimens	N. genera	N. specimens	N. genera	N. specimens	N. genera	N. specimens	N. genera	N. specimens	N. genera
Avalonia	0	0	81	9	108	3	20	3	410	4	2	1
Baltica	0	0	85	6	6355	7	98	6	4	2	2	1
Kazakhstan	0	0	0	0	0	0	0	0	11	2	0	0
Gondwana	17	4	676	12	94	6	1086	12	77	6	56	8
Laurentia	15	2	1454	13	119	4	243	5	1022	4	5	2
TOTAL	32	5	2296	8	6676	9	1447	14	1524	9	65	9

Table 1. Palaeozoic records of conulariids specimens in Avalonia, Baltica, Kazakhstan, Gondwana and Laurentia.

If we consider the best stratigraphical record on conulariid specimens, which is in the Bohemian region and the Avalonia and Laurentia palaeocontinents, we can notice that the greatest similarity is recorded between Bohemia and Avalonia rather than with Laurentia during the Cambrian and Ordovician times. In case of Silurian and Devonian, Bohemia has more similarity with Laurentia, and Laurentia is most similar to Avalonia. These relationships are stronger since the Carboniferous with a high degree of similarity among

regions. This change is caused by the position of terranes so that conulariids support plate tectonics reconstructions.

In order to improve the level of precision of these analyses, additional studies could be performed on different regions inside Avalonia, Laurentia and Baltica palaeocontinents similar to the division of Gondwana into thirteen regions.

	Cambrian		Ordovician		Silurian		Devonian		Carboniferous		Permian	
	N. specimens	N. genera	N. specimens	N. genera	N. specimens	N. genera	N. specimens	N. genera	N. specimens	N. genera	N. specimens	N. genera
Anatolia	0	0	9	4	0	0	0	0	0	0	0	0
Antarctica	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	3	2
Arabia	0	0	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Australia	0	0	3	2	2	2	0		14	2	31	4
Armorica	0	0	77	7	0	0	4	2	0	0	0	0
Bohemia	0	0	507	7	82	6	43	4	0	0	3	2
Hoggar	1	1	32	7	0	1	4	2	4	3	0	0
Hünshuck	0	0	0	0	0	0	43	2	0	0	0	0
Iberia	1	1	43	6	1	2	2	1	52	1	0	0
India	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	4	1
South Africa	0	0	0	0	2	0	22	3	0	0	0	0
South America	0	0	2	2	7	1	963	6	1	1	11	1
South China	15	3	0	0	0	0	3	2	5	3	4	2
GONDWANA	17	4	676	12	94	6	1086	12	77	6	56	8

Table 2. Palaeozoic records of conulariids specimens in Gondwana regions.

Acknowledgements

This abstract is a contribution to IGCP 503.

References

Ure, D. 1798. *The History of Rutherglen and East-Kilbride*. Glasgow, 1793, vi + 334 pp.

Bioeventos, astrocronología y radiocronología durante el Neógeno reciente y Cuaternario de la Península Ibérica

Sierro, F.J., Flores, J.A. y Bárcena, M.A.

Departamento de Geología, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Balmes s/n, 37008 Salamanca; sierro@usal.es

Gracias a los estudios paleontológicos de alta resolución llevados a cabo en las últimas décadas, se ha progresado mucho en la datación de registros sedimentarios, tanto en cuencas marinas como continentales. Un estudio llevado a cabo en el talud continental del Golfo de León ha permitido reconocer una serie de bioeventos durante los últimos 120.000 años que han sido datados a través de su correlación con los registros de hielo de Groenlandia y, al mismo tiempo, con el método de radiocarbono. En un testigo obtuvimos un registro de la temperatura del agua superficial del Mar Mediterráneo noroccidental que fue estimada a partir de las variaciones en la asociación de Foraminíferos planctónicos. Los cambios de temperatura del agua del mar fueron sincronizados con las variaciones en la composición isotópica del hielo de Groenlandia inducidas por cambios en la temperatura del aire de aquella región. Las dataciones de ^{14}C , que fueron realizadas en caparazones de Foraminíferos y otros restos calcáreos, demuestran que las edades astronómicas, obtenidas a partir de la correlación con Groenlandia, son muy próximas a las obtenidas por el método del radiocarbono, con una discrepancia entre ambos métodos no superior a 1000 ó 2000 años.

En registros más antiguos obtenidos en el Mioceno superior y Plioceno inferior en cuencas mediterráneas y atlánticas se ha reconocido una serie de eventos en el plancton de Foraminíferos y Nanoplancton calcáreo. Estos bioeventos fueron datados astronómicamente al calibrar series estratigráficas de carácter rítmico con la curva de insolación de verano para la latitud de 65° N. En estos registros la Astrocronología se ha revelado como una herramienta fundamental para datar bioeventos con un error no superior a los 10.000 años, que es aproximadamente la mitad de un ciclo precesional. En el Mediterráneo occidental los estudios cicloestratigráficos de series rítmicas han permitido contrastar con gran precisión la sincronía o diacronía de determinados bioeventos, registrados en muchos casos tanto en cuencas atlánticas como mediterráneas. La presencia de niveles de cenizas volcánicas intercalados en estas series rítmicas, especialmente en el sur de España y norte de Marruecos, ha permitido datar los minerales de origen volcánico con distintos métodos radiométricos (Van Assen *et al.*, 2006). Al comparar las edades radiométricas con las edades astronómicas las diferencias son relativamente pequeñas, si bien las primeras suelen ser sistemáticamente mas jóvenes (Van Assen *et al.*, 2006).

Agradecimientos

Este trabajo a sido subvencionado con los proyectos de la Junta de Castilla y León SA088/04 y SA008C05, y del Ministerio de Educación y Ciencia CGL 2005-00642/BTE y CGL2006-10593.

Referencias

Van Assen, E., Kuiper, K., Krijgsman, W. & Sierro, F.J. (2006). Integrated stratigraphy and Astrochronology of the Messinian marls of the Melilla basin, NE Morocco. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, **238**, 15-31.

Caracterización trófica de cánidos extintos (Mammalia, Carnivora, Canidae): una aproximación ecomorfológica

Torregrosa, V.¹, Palmqvist, P.¹, Pérez-Claros, J.A.¹, Figueirido, B.¹, Martín Serra, A.¹ y Mendoza, M.²

¹ Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campus de Teatinos s/n, 29071 Málaga; torregrosa@uma.es; ppb@uma.es; johnny@uma.es; ficas@uv.es; almarse@hotmail.com

² Institut Català de Paleontologia, Departament de Biologia Animal, Biologia Vegetal i Ecologia, Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Cerdanyola del Vallès), Barcelona; manuel.mendoza@icp.cat

La caracterización ecomorfológica de la anatomía craneana de los carnívoros extintos presenta dificultades a la hora de diferenciar entre las características funcionales que permiten efectuar inferencias paleobiológicas sobre sus adaptaciones específicas, como las relativas al tipo de alimentación, y aquellas otras que se relacionan con el legado filogenético de cada grupo. Este problema se agudiza en los cánidos, pues los representantes de esta familia muestran una gran homogeneidad de diseño en su anatomía craneodental, conservando una dentición que podría considerarse como generalizada o primitiva dentro de los carnívoros. Este bajo grado de especialización les confiere una gran flexibilidad dietética a nivel individual y, además, una mayor plasticidad evolutiva a nivel específico en relación a otros carnívoros con una morfología craneodental más derivada, como hiénidos o félidos. Ello representa una ventaja considerable a la hora de adaptarse a las fuentes de alimento disponibles en las distintas épocas del año y a las circunstancias ambientales cambiantes en el transcurso del tiempo geológico. Tales características permitieron, por ejemplo, la rápida diversificación de los cánidos durante el Pleistoceno tras colonizar Sudamérica, continente en el que los carnívoros placentados estaban ausentes antes del surgimiento del istmo de Panamá a finales del Plioceno, o la ocupación de porciones del morfoespacio propias de otros carnívoros en otros continentes, como evidencia la convergencia de diseño entre los cánidos borofaginos de Norteamérica y los hiénidos fracturadores de huesos del Viejo Mundo (Van Valkenburgh *et al.*, 2003). Ahora bien, la arquitectura craneodental de los representantes actuales de la familia Canidae, relativamente homogénea, impone dificultades a la hora de correlacionar los hábitos tróficos de las especies vivientes con unas determinadas características morfológicas. Así, pese a que hay estudios en los que se señalan diferencias entre los cánidos hipercarnívoros y el resto de las especies, principalmente referidas a la dentición (e.g. Van Valkenburgh & Koepfli, 1993), hasta el momento no se ha explorado a fondo la posible heterogeneidad craneométrica del “cajón de sastre” en el que tradicionalmente se incluye a la mayoría de las especies actuales, de alimentación más omnívora.

En este trabajo las 32 especies vivientes se distribuyen en cuatro categorías tróficas, establecidas a partir de la información disponible en la bibliografía sobre la frecuencia de aparición en las heces de diferentes recursos: 1) Hipercarnívoros, cuya dieta está compuesta en >90% por grandes vertebrados; esta categoría incluye cuatro especies, *Canis lupus*, *Lycaon pictus*, *Cuon alpinus* y *Speothos venaticus*. 2) Mesocarnívoros, con una dieta integrada por >50% de pequeños vertebrados; en ella se agrupan trece especies. 3) Hipocarnívoros, cuya dieta comprende <50% de pequeños vertebrados; se trata de otras trece especies verdaderamente omnívoras, pues consumen proporciones variables de animales, insectos y materia vegetal. 4) Insectívoros, con >50% de insectos en su dieta; esta categoría incluye tan sólo dos especies, *Lycalopex vetulus* y *Otocyon megalotis*, que básicamente comen termitas. El objetivo perseguido en este trabajo es encontrar, mediante

el uso del análisis discriminante, aquellas combinaciones de variables craneométricas que permitan identificar las adaptaciones anatómicas propias de estos tipos de alimentación y, con ello, posibiliten la caracterización trófica de dos especies frecuentes en el Plio-Pleistoceno Europeo, *Lycaon lycaonoides* y *Canis mosbachensis*.

Los resultados obtenidos muestran que los cánidos modernos se pueden caracterizar según la proporción de carne incluida en la dieta, conforme a una secuencia hipercarnívoro-mesocarnívoro-hipocarnívoro-insectívoro que viene acompañada de un cambio en la forma. Así, las especies hipercarnívoras muestran un extraordinario desarrollo de la región cortante de la dentición yugal, los caninos y los incisivos, elementos estos últimos que se usan también para morder a las presas, junto a un cráneo robusto con un rostro acortado y unas mandíbulas fuertes, que les permiten ejercer mayor fuerza de mordedura y resistir los esfuerzos dorsoventrales y de torsión generados durante la caza. A pesar de que la discriminación entre mesocarnívoros e hipocarnívoros dista de ser perfecta, existen ciertas características que los distinguen: los mesocarnívoros, como el coyote, los chacales o el zorro ártico, presentan un mayor desarrollo de los incisivos y caninos, así como unos premolares más robustos; en cambio, los hipocarnívoros, como ciertos zorros, el perro mapache o el fenec, se caracterizan por el desarrollo de la región trituradora de la dentición. Por último, las especies especializadas en el consumo de insectos, como el zorro orejudo, presentan una reducción extrema de las piezas dentales en general y de las carniceras en particular.

Respecto a las especies extintas analizadas, la anatomía craneodental de *C. mosbachensis* es la propia de una especie mesocarnívora, que debió incluir una proporción elevada de carne en la dieta, constituida en su gran mayoría por pequeños mamíferos, probablemente complementada con otros recursos, como frutos o insectos, en función de su disponibilidad a lo largo del año. Los estudios biogeoquímicos realizados en la asociación de Venta Micena (Palmqvist *et al.*, 2003) confirman estas preferencias tróficas, ya que sus valores de $\delta^{15}\text{N}$ son los más bajos entre los carnívoros identificados en el yacimiento. En cambio, *L. lycaonoides* sería una especie hipercarnívora, pues comparte todas las características propias de los cánidos actuales con dicho tipo de alimentación. Esta especie presenta el segundo valor más alto de $\delta^{15}\text{N}$ entre los carnívoros de Venta Micena, situándose tan sólo por detrás del macairodontino *Homotherium latidens*, por lo que se puede presumir que abatiría ungulados pacedores en ambientes despejados de árboles, de forma similar a los licaones modernos. Así, se puede concluir que las dos especies simpátricas de cánidos que aparecen en diversas asociaciones de mamíferos del Plio-Pleistoceno, tales como Venta Micena, Untermassfeld o Apollonia, presentaban diferentes adaptaciones tróficas, lo que permitió su segregación ecológica, al evitar la competencia interespecífica.

Referencias

- Palmqvist, P., Gröcke, D.R., Arribas, A. & Fariña, R.A. 2003. Paleoecological reconstruction of a Lower Pleistocene large mammal community using biogeochemical ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$, Sr:Zn) and ecomorphological approaches. *Paleobiology*, **29**, 205-229.
- Van Valkenburgh, B. & Koepfli, K. 1993. Cranial and dental adaptations for predation in canids. In: *Mammals as Predators*, (Eds. N. Dunstone & M.L. Gorman). Symposia of the Zoological Society of London, 65. Oxford University Press, Oxford.
- Van Valkenburgh, B., Sacco, T. & Wang, X. 2003. Pack hunting in Miocene borophagine dogs: evidence from craniodental morphology and body size. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, **27**, 147-162.

Palaeobiology of a Middle Cambrian cinctan (Carpoidea, Stem group Echinodermata) from North Spain

Zamora, S.¹ and Smith A.B.²

¹ Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza; samuel@unizar.es

² Department of Palaeontology, The Natural History Museum, Cromwell Road, London SW7 5BD, UK; a.smith@nhm.ac.uk

The biological affinities of an aberrant group of fossils called carpoids have long been discussed. At present, they are placed as primitive non-radiate echinoderms (Smith 2005), derived pentaradiate echinoderms (Sumrall & Wray, 2007) or as primitive chordates and hemichordates (Domínguez & Jefferies, 2005). Within carpoids there are four classes: ctenocystoids, cinctans, solutes and stylophorans (cornutes and mitrates) all of which have a skeleton composed of many calcitic plates with the typical stereom structure of modern echinoderms.

Cinctans have a small and asymmetrical body, shaped like a tennis racquet with a plano-convex body (theca) and a posterior appendage (stele). The marginal frame (cinctus) is composed of large plates which enclose two teguments of tiny tessellated plates called supra- and infra-centralia. Cinctans have the mouth in the anterior right margin with left and right recumbent and asymmetrical ambulacra. At the anterior margin there is a large opening called the porta, which is covered by a large plate (operculum). An anal pyramid is situated on the left side of the supracentral tegumen.

New excellently preserved specimens from the Middle Cambrian of Spain provide new information on cinctan morphology. They were collected in Barrios de Luna, a small village in the Cantabrian Mountains (North Spain) near León, from the lower part (Genestosa group) of the Oville Formation. They therefore represent one of the youngest cinctans known (Lower Langedocian-Middle Cambrian).

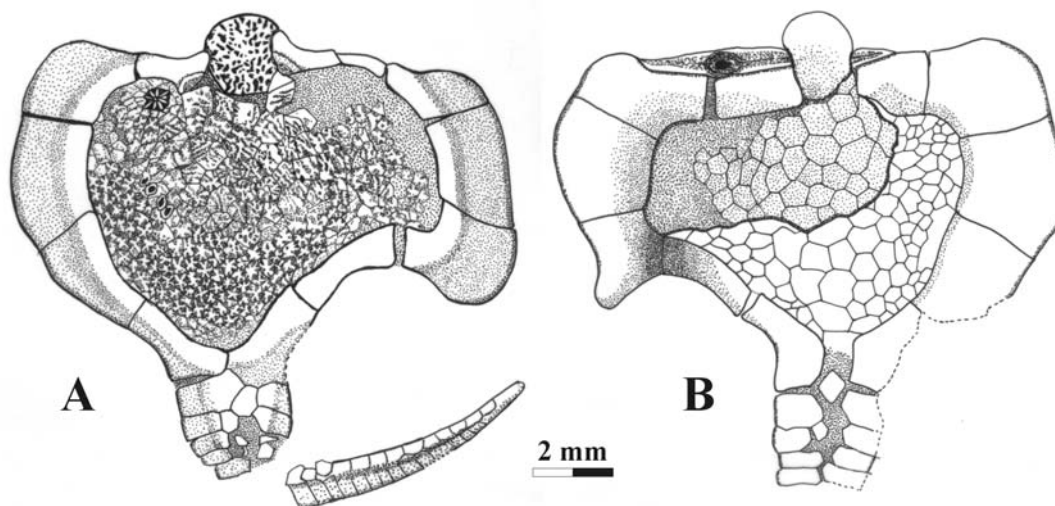


Figure 1. Morphology of the new cinctan from Spain. A. Dorsal aspect. B. Ventral aspect.

The new cinctan has a theca that is very asymmetric in shape, and composed of twelve marginal plates (M6r-M5l). The plates M4r to M6r form an indented, bridge-like structure. The upper integument is differentiated in two discrete areas between which there

is a set of small apertures. Long left and very short marginal grooves extend for plate M11 to M2r.

The cinctans are considered as active suspension feeders with the ventral surface resting on the sea floor, using their slightly flexible tail, upstream of the head, as an anchor in soft sea bottom (Friedrich, 1993). They probably fed in an analogous way to tunicates (Sdzuy, 1985; Smith, 2005), as pharyngeal basket feeders, filtering organics from the water drawn in through the mouth within a large pharynx. Water is expelled from the theca through the operculum.

The morphology of the new cinctan suggests that it is detritus feeder exploiting bottom suspended material. Not all the ventral surface was in contact with the substrate and the water currents passed through the bridge structures to the mouth removing detritus material.

Thus the new cinctan is convergent in overall shape with some other carpoidea such as cornutes which also independently adopted a stilted life to exploit bottom suspended material with the same disposition to the water currents.

Acknowledgements

This is a contribution to the Project Consolider CGL2006-12975/BTE ("MURERO") from Ministerio de Educación y Ciencia de España, and Grupo Consolidado E-17 ("Patrimonio y Museo Paleontológico") de la Consejería de Ciencia, Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón. S. Zamora is granted by the Departamento de Ciencia, Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón. We thank Dr. Eladio Liñán and J. A. Gámez Vintaned (Zaragoza University, Spain) and Dr. R. P. S. Jefferies (Natural History Museum, London) for constructive comments.

References

- Domínguez, P. & Jefferies, R.P.S. 2005. A Cladogram for the Deuterostomia based on molecular-biological and fossil evidence. In: *Abstracts of the 53rd symposium on vertebrate palaeontology and comparative anatomy*, 30.
- Friedrich, W.P. 1993. Systematik und Funktionsmorphologie mittelkambrischer Cincta (Carpoidea, Echinodermata). *Beringeria*, **7**, 3-190.
- Sdzuy, K. 1985. La morfología de carpoideos del orden Cincta. *I Jornadas de Paleontología*, Zaragoza, 51.
- Smith, A.B. 2005. The pre-radial history of echinoderms. *Geological Journal*, **40**, 255-280.
- Sumrall, C.D. & Wray, G.D. 2007. Ontogeny in the fossil record: diversification of body plans and the evolution of "aberrant" symmetry in Paleozoic echinoderms. *Paleobiology*, **33**, 149-163.

Skeletal Precambrian

Zhuravlev, A.Yu., Gámez Vintaned, J.A. and Liñán, E.

Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza, España; andrey@unizar.es, gamez@unizar.es

Recent finds of rich fauna with mineralized skeletons in the Ediacaran (Vendian) strata of Namibia, China, Siberian Platform (Russia), and Spain turns our thinking about Precambrian/Cambrian events to a different way. Many explanations of this sequence of events tied closely with skeletal mineralization, thus, do not look quite correct now.

At least nine genera of calcareous skeletal fossils are described of which tubicolous *Cloudina* and goblet-shaped *Namacalathus* are the most ubiquitous and widespread forms. They are known from all regions where Ediacaran carbonates are present. Dozens of new mineralized fossils are awaiting for their adequate study. There are two distinct new genera of such a kind in Spain only. Here, *Cloudina* and other diverse Ediacaran shelly fossils are found at least in three different tectonostratigraphic zones, namely, in the Galician—Castilian and East Lusitanian—Alcudian zones as well as in the Cadenas Ibéricas (probably, the Cantabrian Zone) where such fossils are restricted to scarce thin carbonate units (e.g., Fuentes and Membrillar olistostromes). Radiometric isotope data from ashes of Oman, Namibia, and Siberian Platform frame the Ediacaran shelly fauna within the interval of 553—543 Ma (Grotzinger *et al.*, 1995; Brasier *et al.*, 2000; Semikhatov *et al.*, 2003).

The most interesting aspects of Ediacaran skeletal fauna are the following ones. Immediately after introduction of this fauna into carbonate shelves it formed a totally new ecosystem which was a reefal ecosystem. Although those reefs were mostly thrombolites, they were real three-dimensional edifices which provided a significant room for further ecological diversification.

The dominant primary mineralogy of those shells was high-magnesium calcite that was altered diagenetically into either dolomite or calcite with dolomite microcrystals incorporated into it. If such microcrystals had been dissolved later on, holes surrounded by dissolution rings were formed. Such features resemble very much microborings.

None of Ediacaran skeletal fossils can be affiliated firmly either with any modern phylum or even with any of diverse Early Cambrian shelly groups immediately following them. The skeletal morphology of Ediacaran shelly fossils is very distinct and not simple. In this aspect they resemble famous Ediacaran vendobionts which also lack any close descendents if any descendents at all. Similarly, Ediacaran skeletal fauna vanished completely at the beginning of the Cambrian, about 541 Ma. Also, some primitive trace fossil producers, soft vendotaenid algae, tubicolous organic sabelliditids, and even some calcareous cyanobacteria (*Angusticellularia*, *Gemma*, *Korilophyton*) disappeared approximately at the same time.

It is difficult to image now if it was a global extinction event (so-called Kotlin crisis; Brasier, 1995) or a step-by-step replacement of an old biota by a new one. Some specialists speculate on various extrinsic factors which could cause a global extinction of the entire Ediacaran biota, for instance, an infamous asteroid impact (Hsu *et al.*, 1985) or a widespread development of oxygen-deficient shallow marine environments either due to a transgression of deep anoxic waters onto shelves or on a contrary due to a regression led to a massive release of methane-hydrates stored in marine sediments (Kimura & Watanabe, 2001). Both later suggestions are mostly based on the presence of a pronounced negative

stable carbon isotope shift abutting the Precambrian/Cambrian boundary in many regions.

More recent data indicated a multiplicity of such isotope ratio shifts (Kouchinsky *et al.*, 2005). Besides, the diversification of Early Cambrian biota continues across these shifts and in many sections the latest Ediacaran elements co-occur with the earliest Early Cambrian ones (e.g., *Cloudina* with anabaritids on the Siberian Platform; vendotaenids with complex trace fossils in Spain, Vidal *et al.*, 1994; vendobionts with trace fossils of the Phanerozoic aspect in Namibia, Jensen & Runnegar, 2005).

These facts hint of favour of a step-by-step replacement. The more advanced Early Cambrian fauna could take other Ediacaran fauna by a predator pressure as well as by a devastation of environments because vendobionts depended firmly on microbial films (Seilacher & Pflüger, 1994) while Ediacaran shelly organisms were too weakly mineralized to withstand a bulldozing effect of Cambrian vagrant animals. That replacement had not happened at one stroke but, however, during a very short interval of about 5 m.y.: strata of 545 Ma age contain pure Ediacaran biota while those of 540 Ma completely lack such fossils.

Acknowledgements

This is a contribution to the projects: IGCP 493 ("Rise and fall of the Vendian biota"; IUGS-UNESCO), Consolider CGL2006-12975/BTE ("MURERO"; Spanish Ministerio de Educación y Ciencia-FEDER-EU, and Grupo Consolidado E-17 ("Patrimonio y Museo Paleontológico"; Gobierno de Aragón). Andrey Yu. Zhuravlev benefited from a grant (MI042/2006) of Departamento de Ciencia, Tecnología y Universidad (Gobierno de Aragón).

References

- Brasier, M.D. 1995. The basal Cambrian transition and Cambrian bio-events (from terminal Proterozoic extinctions to Cambrian biomes). In: *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic* (Ed. O.H. Walliser). Springer-Verlag, Berlin, 111-138.
- Brasier, M.D., McCarron, G., Tucker, R., Leather, J., Allen, P. & Shields, G. 2000. New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman. *Geology*, **28**, 175-178.
- Grotzinger, J.P., Bowring, S.A., Saylor, B.Z. & Kaufman, A.J. 1995. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science*, **270**, 598-604.
- Hsu, K.J., Oberhänsli, K., Gao, J.Y., Sun, S., Chen, H.H. & Krähenbühl, U. 1985. "Strangelove ocean" before the Cambrian explosion. *Nature*, **316**, 809-811.
- Jensen, S. & Runnegar, B. 2005. A complex trace fossil from the Spitskop Member (terminal Ediacaran—?Lower Cambrian) of southern Namibia. *Geological Magazine*, **142**, 561-569.
- Kimura, H. & Watanabe, Y. 2001. Oceanic anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary. *Geology*, **29**, 995-998.
- Kouchinsky, A., Bengtson, S., Pavlov, V., Runnegar, B., Val'kov, A. & Young, E. 2005. Pre-Tommotian age of the lower Pestrosvet Formation in the Selinde section on the Siberian Platform: Carbon isotope evidence. *Geological Magazine*, **142**, 319-325.
- Seilacher, A. & Pflüger, F. 1994. From biomats to benthic agriculture: A biohistoric revolution. In: *Biostabilization of Sediments* (Eds. W.E. Krumbein, D.M. Paterson & L.J. Stal). Bibliotheks und Informationssystem der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg (BIS)-Verlag, Oldenburg, 97-105.
- Semikhatov, M.A., Ovchinnikova, G.V., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., Kaurova, O.K. & Petrov, P.Yu. 2003. [Pb-Pb isochronous age and Sr-isotope characteristics of the upper Yudoma carbonate strata (Vendian of the Yudoma-Maya Depression, Eastern Siberia)]. *Doklady Rossiyskoy akademii nauk*, **393**, 83-87. [In Russian.]
- Vidal, G., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J.A., Díez Balda, M.A. & Grant, S.W.F. 1994. Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, **131**, 729-765.

Paleocene-Eocene transition deep sea benthic Foraminiferal assemblages in the southern Tethys margin

Zili, L., Zaghib-Turki, D. and Turki, M.M.

¹ Faculté des Sciences de Tunis, Département de Géologie Campus universitaire, 2090 Tunis, Tunisia ; lamia_2b@yahoo.fr; dalila.zaghib@fst.rnu.tn; mohamedmoncef.turki@fst.rnu.tn

The Paleocene-Eocene transition deposits at the Kharrouba section (in northern Tunisia) are rich in small benthic Foraminifera as well as in planktonic Foraminifera which are highly diversified. Based on high resolution sampling, our preliminary results concerning the benthic foraminifera species ranges and their quantitative data at this section, located in southern margin of the Tethyan realm, show that the successive assemblages contain many species of deep sea fauna. Among them, *Rzehakina epigona*, *Tappanina selmensis*, *Gaudryina pyramidata*, *Nuttallides truempyi* were assumed to be restricted to deep sea Velasco fauna. They indicate especially that at this section and during the Paleocene-Eocene transition the lower bathyal environment prevailed. However, the successive benthic foraminiferal assemblages suffered sudden changes from the Late Paleocene to the Early Eocene. During the Upper Paleocene (P5, i.e. *Globanomalina pseudomenardii* zone and P6a i.e. *Morozovella velascoensis* subzone), the assemblages are dominated by agglutinate species (e.g. *Spiroplectamina esnaensis*, *Gaudryina inflata*, *Ammodiscus* spp.) and calcareous species belonging to Bolivinids. These taxa reached relative abundances of 50 %. Most assemblages are highly diversified, except at 2.10 m above the *Morozovella velascoensis* disappearance bioevent, into the lower part of the *M. subbotina* subzone (P6b), where the small benthic species richness decrease suddenly and passes from 73 species to 11 species and the calcareous benthic fauna is partially dissolved. There, the assemblages became dominated by some calcareous endobenthic morphotypes (e.g. *Fursenkoina* spp., *Bolivina* spp., *Aragonia aragonensis*, *Dentalina colei*). The epifauna became restricted to few agglutinate specimens belonging to *Ammodiscus*. This severe drop in the benthic fauna richness indicates the P/E boundary warming event. Later, during the rest of P6b subzone, the assemblages became newly gradually diversified and species richness passed from 11 species to 38 species, and endobenthic morphotypes (e.g. *Bolivina* spp., *Fursenkoina* spp., *Tappanina selmensis*, *Aragonia aragoensis*, *Siphogerinoides eleganta*) were associated to epibenthic morphotypes (e.g. *Gavellinella danica*, *Alabamina midwayensis*, *Anomalinoides preacuta*, *Osangularia plummerae*). The relative abundances of each one of these taxa often did not exceed 10 % indicating k-selected ecological strategy and ecological recovery. Moreover, the enrichment in *Aragonia aragonensis* specimens during the early Eocene was triggered by the warming climate event.

ÍNDICE

Conferencias	1
Hesselbo, S.P. Major environmental change events during the Mesozoic and the recycling of carbon through Earth history	3
Lamolda, M.A. Plancton calcáreo, biomarcadores y la naturaleza de la extinción masiva finicretácica	5
Comunicaciones	11
Andrade Olalla, A. y Calonge García, A. Aprendizaje combinado como propuesta en la Convergencia Europea para la enseñanza de la Paleontología	13
Arenillas, I., Molina, E. y Schmitz, B. Eventoestratigrafía con foraminíferos planctónicos e isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) del tránsito Daniense-Selandiense de Caravaca (Murcia)	15
Badiola, A. y Cuesta, M.A. Aproximación al estudio paleoambiental de la Península Ibérica en el Eoceno Medio y Superior a través del análisis paleoecológico de las faunas de mamíferos	17
Baeza Carratalá, J.F., Lancis, C. y Jerez, J. El Patrimonio Paleontológico en la Comunidad Valenciana en el marco de la Evaluación Ambiental Estratégica (EAE), aplicado a la ordenación del territorio municipal	19
Baeza Carratalá, J.F., Vörös, A., Dulai, A., Tent Manclús, J.E. and Peiró, S. Brachiopod assemblages along the Lower-Middle Jurassic transition in the Eastern Subbetic (Alicante, Spain)	21
Barroso Barcenilla, F. y Pérez Valera, J.A. Análisis tafonómico de cefalópodos del Cenomaniense superior y el Turoniense inferior en el Surco Ibérico, España	23
Boix Martínez, C. y Villalonga Monte, R. Rotálidos (Foraminífera) del Cretácico superior del Dominio Pirenaico	25
Botella, H. y Mark-Kurik, E. Sobre la condición de la aleta caudal en heterostraceos (Agnatos) y su significado funcional	27
Botella, H. y Martínez Pérez, C. Microestructura del esmaltoide dentario en condictios primitivos	28
Calonge García, A. y López Carrillo, M.D. Valor patrimonial de los yacimientos cenomanienses con foraminíferos de las Ramas Aragonesa, Valenciana y Maestrazgo de la Cadena Ibérica: propuestas de protección	30
Castelló, V., Valenzuela Ríos, J.I. y Martínez Pérez, C. Evolución morfológica del conodonto <i>Icriodus steinachensis</i> (Devónico Inferior) en los Pirineos Centrales Españoles	32
Castillo, C., Yanes, Y., Armas, F. R., Ibáñez, M., Alonso, M.R., Quesada, M.L., De la Nuez, J., Torres, T., & Ortiz, J.E. Eventos paleobiológicos del Cuaternario de Fuerteventura (Islas Canarias)	34
Corbí, H., Caracuel, J.E., Pina, J.A., Soria, J.M., Usera, J.M. y Yébenes, A. Foraminíferos bentónicos del Plioceno marino del borde norte de la Cuenca del Bajo Segura	36
Corbí, H., Caracuel, J.E., Pina, J.A., Soria, J.M. y Yébenes, A. Foraminíferos bentónicos de ambiente restringido de las lagunas costeras del Messiniense de la Cuenca del Bajo Segura	37
Cruzado Caballero, P. y Canudo, J.I. Biodiversidad de los dinosaurios hadrosaurios de Blasi 1 y 3. Maastrichtiense superior (Cretácico Superior, Aren, Huesca)	38
Cuenca-Bescós, G., López-García, J.M., Santiago Pérez, A. y Finlayson, C. Resultados preliminares del estudio de los micromamíferos del Pleistoceno superior de Gorham's Cave (Gibraltar)	40
Domènech, R., Martinell, J., y Porta, J. de. Infestación por poliquetos espionidos (Polychaeta, Spionidae) en moluscos del Cuaternario caribeño de Colombia	42
Elamri, Z., Zaghib-Turki, D. and Lamolda, M. A. Biostratigraphy of the Santonian Stage in northern Tunisia	44
Esperante, R. and Brand, L.R. How slow is sedimentation in shallow marine environments? Insights from fossil whales of the Pisco Formation, Peru	46
Fenero Fanlo, R., Alegret, L. y Molina, E. Asociaciones de foraminíferos bentónicos en la sección oligocena (Rupeliense - Chatiense) de Fuente Caldera (Granada)	48
Fernández Martínez, E.M. y López Alcántara, A. Corales tabulados ligados a los Eventos Zlichoviense Superior y Daleje- <i>Cancellata</i> (Devónico Inferior) en el Dominio Astur-Leonés de la Cordillera Cantábrica (NW de España)	50
Fierro, I., Marín, J.M., Sánchez, E.J., Romero, G. y Peñalver, A. Proyecto Ictio: Un primer paso hacia la protección de los yacimientos paleoictiológicos de la Región de Murcia	52

Figueirido, B., Palmqvist, P., Torregrosa, V., Martín Serra, A. y Pérez Claros, J.A. Estimación de la masa corporal en la familia Amphicyonidae (Mammalia, Carnivora) a partir del esqueleto apendicular: una aproximación mediante regresión múltiple	54
Figueirido, B., Pérez-Claros, J.A., Torregrosa, V., Martín Serra, A. y Palmqvist, P. <i>Arctodus simus</i> (Carnivora, Ursidae): ¿un oso de cara corta y extremidades alargadas?	56
Flores, J.A. y Sierro, F.J. Identificación de un episodio de deshielo masivo en el sector Atlántico del océano Austral en el Pleistoceno temprano	58
Fraguas, A.R., Comas Rengifo, M.J. y Perilli, N. Asociaciones de nanofósiles calcáreos del Pliensbachiano de la sección de Tudanca (Cuenca Vasco-Cantábrica, España)	60
Freudenthal, M., Martín Suárez, E., García-Alix Daroca, A. and Minwer-Barakat, R. The application of Correspondence Analysis in paleontology	62
Gallala, N., Zaghib-Turki, D. and Molina, E. Mass extinction and evolution in planktic foraminifera across the Cretaceous/Paleogene boundary at Bidart (SW France)	64
Gallego, O.F., y Márquez Aliaga, A. Sobre “ <i>Posidonia</i> ” (Mollusca) vs. “ <i>Estheria</i> ” (Conchostraca) y la dudosa presencia de conchostráceos en el Triásico Ibérico	66
Gámez Vintaned, J.A. and Liñán, E. Ichnological palaeobiology and zonation at the Precambrian/Cambrian boundary in Spain	68
García, E. X. M., Albino, A., Antunes, M.T., Civis, J., Ruiz, F. y Abad, M. Seláceos del Neógeno de Huelva “Check list”	70
García Alcalde, J.L. y Soto, F. Braquiópodos y corales rugosos del límite Devónico Inferior/Devónico Medio de la Cordillera Cantábrica (formaciones Santa Lucía y Moniello) (NO de España)	72
García-Alix, A., Minwer-Barakat, R., Martín Suárez, E y Freudenthal, M. Biozonación de los depósitos continentales mio-pliocenos de la Cuenca de Granada	74
García Forner, A., Romero Sánchez, G. y Márquez Aliaga, A. Las Leyes de Patrimonio como medida de conservación, puesta en valor y fomento de la cooperación entre instituciones. La colección de Equinodermos de Murcia	76
García González, R., Carretero, J.M., Arsuaga, J.L., Rodríguez, L., Gómez Olivencia, A. y Martínez, I. Estudio analítico de las clavículas completas de la Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Burgos, España)	78
García Ramos, D. y Romero Sánchez, G. Perspectivas de protección y conservación de los yacimientos paleontológicos de braquiópodos pliocenos de Murcia	80
Gasca, J.M., Canudo, J.I. y Moreno Azanza, M. Nuevos datos sobre los dinosaurios de la Formación El Castellar en el sector oriental de la Subcuenca de Galve (Cretácico Inferior, Teruel)	82
Gibert, J.M. de. Trazas fósiles del Carbonífero de Cataluña: datos preliminares	84
Gibert, J.M. de y Aguirre, J. Icnología del Plioceno marino de la cuenca del Guadalquivir al NO de Conil de la Frontera (Cádiz)	86
Gibert Beotas, L., Scott, R.G. y Gibert Clols, J. Magnetoestratigrafía del sector NE de la cuenca de Baza: implicaciones bioestratigráficas	88
Gibert Clols, J. y Gibert Beotas, L. Bioestratigrafía de los yacimientos del Pleistoceno de la cuenca de Baza	90
Gibert Clols, J. y Gibert Beotas, L. Patrimonio paleontológico del yacimiento del Pleistoceno inferior de Cueva Victoria (Cartagena)	92
Gil García, M.J., Ruiz Zapata, M.B., Mediavilla López, R., Santisteban, J.I., Domínguez Castro, F. y Dabrio González, C.J. Respuesta del ecosistema de las Tablas de Daimiel a las crisis mediambientales durante el Holoceno	94
Gómez Fernández, D., Canudo, J.I. y Cano Llop, V. Cintura pelviana de un nuevo dinosaurio terópodo de la Formación Morella (Aptiense inferior) en Vallibona (Castellón)	96
Guillén Mondéjar, F. y del Ramo, A. Evolución y futuro en la conservación del Patrimonio Geológico-Paleontológico de la Región de Murcia.	98
Guillén Mondéjar, F., del Ramo, A., Canudo, J.I., Pérez Lorente, F. y Ruiz Omeñaca, J.I. Los primeros yacimientos de huesos e icnitas de dinosaurio de Murcia. Un nuevo patrimonio geológico y cultural	100
Hadri, M., Pereda Suberbiola, X., Boutakiout, M. y Pérez Lorente, F. Posibles icnitas de dinosaurios tireóforos graviportales en el Jurásico Inferior (Carixiense) de Marruecos. (Sureste del Alto Atlas Central, Goulmima)	102
Herrero González, C., Herrero Santos, E. y Vilas Minondo, L. El yacimiento Hoya de la Sima, Jumilla (Murcia)	104

Jiménez, A. P., Aguirre, J. y Rivas, P. Pectínidos (Pectinidae: Mollusca, Bivalvia) del Plioceno de la provincia de Almería (SE de España)	106
Lancis, C. y Flores, J.A. Consideraciones acerca del origen y filogenia de los “ceratolitos” (nanofósiles calcáreos) neógenos	108
Lázaro Calatayud, B., Ruiz Sánchez, F.J. y Santisteban, C. Las faunas de micromamíferos fósiles de Moli Bernat y la evolución de la cuenca del río Magro (València)	110
Liao, J.-C. y Valenzuela Ríos, J.I. Conodontos del Devónico Medio y Superior de la Guardia d’Àres (Pirineo Central Español)	112
López García, J.M., Blain, H.A., Cuenca Bescós, G. y Galindo Pellicena, M.A. Nuevos datos sobre los microvertebrados (Amphibia, Squamata y Mammalia) del Pleistoceno superior de la Cova del Gegant (Sitges, Barcelona)	114
López García, J.M., Cuenca Bescós, G., Soler Masferrer, N., Soler Subils, J. y Maroto Genover, J. Datos preliminares sobre los micromamíferos (Insectívoros, Quirópteros y Roedores) del Musteriense (Pleistoceno superior) de la cueva de la Arbreda (Serinyà, Girona)	116
López Guerrero, P., Oliver Pérez, A., Álvarez Sierra, M.A., García Paredes, I. y Peláez Campomanes, P. El registro de los Castoridae (Rodentia, Mammalia) del Aragoniense y Vallesiense (Mioceno Medio y Superior) de las cuencas centrales españolas	118
Marín, D., Suñer, M., Crespo Roureda, V. D. y Gascó, F. Revisión histórica de la preparación de materiales paleontológicos	120
Márquez-Aliaga, A., Emig, C.C. and López Gómez, J. Triassic Lingularia (Brachiopoda) from Moya, Cuenca (SE Iberian Ranges, Spain)	121
Martín Serra, A., Figueirido, B., Torregrosa, V., Palmqvist, P. y Pérez Claros, J.A. Inferencias paleoecológicas en la familia Amphicyonidae (Mammalia, Carnivora): una aproximación craneométrica	123
Martinell, J. y Domènech, R. Corales y poliquetos: Un ejemplo de comensalismo en el Plioceno mediterráneo	125
Martínez Navarro, B., Palmqvist, P., Madurell, J., Ros Montoya, S., Espigares, M.P., Torregrosa, V., Pérez Claros, J.A., Abbazzi, L., Alberdi, M.T., Lacombat, F. y Palombo, M.R. La fauna de grandes mamíferos de Fuente Nueva-3 y Barranco León-5: estado de la cuestión	127
Martínez Navarro, B., Pérez Claros, J.A., Palombo, M.R., Rook, L. y Palmqvist, P. Origen y evolución del género Bos (Bovini, Bovidae, Mammalia)	128
Martínez Pérez, C., Donoghue, P.C.J. y Purnell, M.A. La microestructura del esmalte en conodontos: un posible ejemplo de adaptación funcional	129
Martínez Pérez, C. y Valenzuela Ríos, J.I. Conodontos del Emsiense (Devónico inferior) de la Guardia d’Àres (Pirineos centrales españoles)	131
Maurrasse, F.J.-M.R. Sedimentological processes and their implications on unusual fossiliferous beds or “Lagerstätten”	133
Meléndez, G., Atrops, F. and Page, K.N. The cardioceratid succession and the recognition of the Callovian-Oxfordian boundary at Savournon (SE France)	135
Meléndez, G., Moreira, J.C. y Soria, M. El geoturismo como vía de difusión del Patrimonio geológico y paleontológico: Visión comparativa de los programas de geoturismo en Brasil (Estado de Paraná) y España (Comunidad Autónoma de Aragón)	137
Meléndez, G., Ramajo, J., Bello, J., D’Arpa, C., Di Stefano, P., Fermeli, G., Karakitsios, V., Scherreiks, R. and Zarcón, G. Palaeogeographic and palaeontologic event across the Tethys, in the Submediterranean and Mediterranean platforms at the Callovian-Oxfordian transition	139
Mendoza, M. y Palmqvist, P. Sobre la interpretación funcional de la hipsodoncia en los ungulados	141
Menéndez, S., Delvene, G. y Rábano, I. Fósiles de Murcia en el Museo Geominero (IGME, Madrid): la colección del Cretácico de la Sierra de Ricote	143
Minwer-Barakat, R., García-Alix, A., Martín Suárez, E. y Freudenthal, M. Origen de los restos de micromamíferos en dos yacimientos del Plioceno de la cuenca de Guadix	145
Minwer-Barakat, R., Romero, G., Sandoval, J., Company, M. y Tavera, J.M. Inventario de los fósiles mesozoicos procedentes de la región de Murcia depositados en la Universidad de Granada	147
Moreno Azanza, M., Canudo, J.I. y Gasca, J.M. Primera evidencia de fragmentos de cáscara de huevo en el Valanginiense-Hauteriviense (Cretácico Inferior) de la Cordillera Ibérica (Zaragoza, España)	149
Moreno, J.A. y Bover, T. Precisiones sobre la edad, mediante ammonioideos, de la Fm. Margas del Forcall, Aptiense inferior, en la subcuenca de Galve (Teruel, España)	151
Moreno, J.A. y Company, M. Caracterización de dimorfismo morfodimensional en <i>Deshayesites deshayesi</i> (Leymerie in d’Orbigny) (Ancyloceratina, Ammonoidea)	153

Moreno, J.A., Company, M., Sandoval, J. y Tavera, J.M. Caracterización estratigráfica y paleontológica de un pulso regresivo/transgresivo en el interior del ciclo Ap3 (Aptiense inferior) en la Cordillera Ibérica y en el Dominio Prebético	155
Muñiz, F., Barrón, E., Aguirre, J. y Berbel, J. Primeros datos sobre la presencia de fanerógamas marinas en el Plioceno inferior de la Península Ibérica	157
Muñiz, F., Esperante, R., Gibert, J.M. de, Mayoral, E., Santos, A. y Berbel, J. Bioerosión de anélidos osteófagos (Siboglinidae) en el Plioceno inferior de Almería (SE de España)	159
Murelaga, X., Castaños, P., López Quintana, J.C., Guenaga Lizasu, A., Bailon, S., Saez de Lafuente, X. y Zubeldia, H. Restos de vertebrados de la Cueva de Atxagakoa (Pleistoceno superior) (Forua, Bizkaia)	161
Murelaga, X., Lapparent de Broin, F. de, Farrés, F., Altimiras, J. y López, G. Tortugas marinas del Eoceno superior (Bartoniense) de la Comarca de Vic (Provincia de Barcelona, NE de la Cuenca del Ebro)	163
Murelaga, X., Mancheño, M.A., Carlos Calero, J.A., Romero Sánchez, G., Rodríguez Estrella, T. y Montoya, P. Restos fósiles de Quelonios en la Región de Murcia	165
Oliver Pérez, A., López Guerrero, P., Álvarez Sierra, M.A., García Paredes, I. y Peláez Campomanes, P. Análisis morfofuncional del género <i>Megacricetodon</i> (Cricetidae, Rodentia, Mammalia) de la Biozona Db, Aragoniense medio (Mioceno Medio) de la Península Ibérica	167
Ortega, L.A., Zuluaga, M.C., Alonso, A., Castaños, P., Murelaga, X. e Insausti, M. Evaluación de la diagénesis en huesos arqueológicos. Estudio combinado del ATG e IR-TF	169
Ortiz-Jaureguizar, E., Bond, M., Carlini, A.A. y Goin, F.J. Relaciones de similitud de las faunas de mamíferos continentales de América del Sur durante el Cretácico Superior-Paleógeno ("Edades-mamífero" Alamitense-Deseadense)	171
Palmqvist, P., Pérez Claros, J.A., Martínez Navarro, B., Gröcke, D.R., Figueirido, B., Torregrosa, V., Espigares, M.P., Ros Montoya, S. y Martín Serra, A. Inferencias sobre las relaciones entre los depredadores y sus presas en el Pleistoceno inferior de Venta Micena (Orce, Granada)	173
Perejón, A., Moreno Eiris, E., Bechstädt, T. y Menéndez, S. Nuevos datos de arqueociatos en la Cordillera Cantábrica	175
Pérez Valera, J.A., Romero Sánchez, G., Pérez Valera, F., Pérez Valera, L.A., Alcalde Fuentes, M.R. y Torres Crespo, M.N. El Patrimonio Paleontológico Triásico del Noroeste de la Región de Murcia (Cordillera Bética, sureste de España)	177
Pérez Valera, J.A., Ros, S., Pérez Valera, F., Pérez Valera, L.A., Alcalde Fuentes, M.R. y Márquez Aliaga, A. Hallazgo de Fimbriidae y Pachycardiidae (Bivalvia) en areniscas y lutitas de Facies Keuper del Triásico Superior de Calasparra (Murcia)	179
Peyrot, D., Barroso-Barcenilla, F., Barrón, E. and Comas Rengifo, M.J. First palynological data of the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event of Puentevedey (Burgos Province, Spain)	181
Pinto, S., Cabral, M.C. and Duarte, L.V. The Ostracod faunas from the Lower Toarcian of Peniche (Portugal): stratigraphic distribution	183
Piñuela, L., García Ramos, J.C. y Ruiz Omeñaca, J. I. El yacimiento de icnitas de dinosaurios de Tereñes (Ribadesella, Asturias)	185
Plasencia, P., Márquez Aliaga, A., Pérez Valera, F., Pérez Valera, J.A., Goy, A., López Gómez, J., Márquez, L. y Pérez López, A. Registro Paleontológico del Triásico Medio de Calasparra (Murcia)	187
Reolid, M. Análisis tafonómico de <i>Lenticulina</i> como una herramienta para la interpretación paleoambiental de depósitos de plataforma del Jurásico superior (Zona Prebética, SE España)	189
Reolid, M., Nagy, J. and Rodríguez Tovar, F.J. Agglutinated foraminiferal morphogroups in Jurassic shelf deposits from Spitsbergen (Arctic Realm)	191
Reolid, M., Navarro, V., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. Brechas de talud colonizadas por bivalvos y serpulidos durante el Jurásico Medio (Dominio Intermedio, Subbético, SE España)	193
Ribot Trafí, F., Gibert Clols, J. y García Bartual, M. La evolución facial en los homínidos: un modelo de evolución darvinista	195
Rigual, A.S., Bárcena, M.A., Sierro, F.J., Flores, J.A. y Heussner, S. Evolución estacional de los flujos de foraminíferos y diatomeas planctónicas en el Golfo de León. Trampas de sedimento y reconstrucción paleoceanográfica	196
Rodríguez, L., Carretero, J.M., Arsuaga, J.L., García González, R., Gómez Olivencia, A. y Martínez, I. Análisis estático de la diáfisis del Fémur X de la Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Burgos, España)	198

Romero Sánchez, G. y Garrido Álvarez-Coto, G. El Museo de Paleontología y Evolución Humana de la Región de Murcia (Cabezo Gordo, Torre Pacheco)	200
Romero, G., Mancheño, M.A., Carlos, J.A., De la Cruz, M., Bernal, F. y Marcos, G. Intervención en el yacimiento del Puerto de la Cadena (Murcia): un ejemplo de colaboración entre la Administración Regional, Universidad de Murcia y Asociación Cultural Paleontológica Murciana	202
Ruiz Omeñaca, J.I., Piñuela, L., García Ramos, J.C., Bardet, N. y Pereda Suberbiola, X. Dientes de reptiles marinos (Plesiosauroidea y Thalattosuchia) del Jurásico Superior de Asturias	204
Ruiz Sánchez, F. J. y Lázaro Calatayud, B. Presencia del género <i>Eomyops</i> en el límite entre el Aragoniense inferior y medio (zona MN4) de la serie de Morteral (cuenca del río Magro, València)	206
Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Pérez González, A., Rodríguez de Tembleque, J.M., Santonja, M. y Gómez González, C. Primeros datos palinológicos del yacimiento paleolítico de Puente Pino (Alcolea del Tajo, Toledo)	208
Ruiz Zapata, M.B., Gómez González, C., Gil García, M.J., López-Sáez, J.A., Pérez González, A., Baquedano, E. y Arsuaga, J.L. Evolución de la vegetación durante el Pleistoceno superior-Holoceno en los alrededores de la Cueva de la Buena Pinta (Pinilla del Valle, Madrid): primeros datos polínicos	210
Ruiz Zapata, M.B., Gómez, C., Gil García, M.J., Vegas, J., García Cortés, A., Torres, T., Ortiz, J.E., Galán, L. y Pérez González, A. Paisaje vegetal del Pleistoceno superior en la secuencia “Fuentillejo-1” (La Laguna del maar de Fuentillejo. Valverde de Calatrava, Ciudad Real)	212
Salesa, M.J., Siliceo, G., Abella, J., Antón, M., Montoya, P. y Morales, J. Anatomía del “falso pulgar” de <i>Tremarctos ornatus</i> (Carnivora: Ursidae): Implicaciones funcionales y filogenéticas	214
Sandoval, J., Martínez, G., y Ureta, M.S. La sucesión de los Hammatoceratidae y Erycitidae (Ammonitina) de la transición Jurasico Inferior-Jurásico Medio en la Cordillera Bética	216
Sandoval, J., Romero, G., Sequeiros, L. y Minwer-Barakat, R. Patrimonio Paleontológico de la Región de Murcia: Ammonoideos del Jurásico Medio	218
Santos, A., Almeida, J.A.C., Mayoral, E. y Gámez Vintaned, J.A. Nueva pista meandriforme en sustratos duros del Cretácico Superior de la Formación Itamaracá (NE Brasil)	220
Sendino Lara, M.C. Paleozoic palaeobiogeography with a group of extinct cnidarians	222
Sierro, F.J., Flores, J.A. y Bárcena, M.A. Bioeventos, astrocronología y radiocronología durante el Neógeno reciente y Cuaternario de la Península Ibérica	224
Torregrosa, V., Palmqvist, P., Pérez Claros, J.A., Figueirido, B., Martín Serra, A. y Mendoza, M. Caracterización trófica de cánidos extintos (Mammalia, Carnivora, Canidae): una aproximación ecomorfológica	225
Zamora, S. and Smith, A.B. Palaeobiology of a Middle Cambrian cinctan (Carpoidea, Stem group Echinodermata) from North Spain	227
Zhuravlev, A.Yu., Gámez Vintaned, J.A. and Liñán, E. Skeletal Precambrian	229
Zili, L., Zaghib-Turki, D. and Turki, M.M. Paleocene-Eocene transition deep sea benthic Foraminiferal assemblages in the southern Tethys margin	231