

Boletín

de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana

NÚMERO 9 - JULIO - 2020



Domicilio Social:

Pío XII, 3 - 30158 - Los Garres - Murcia

Teléfono: 608 82 07 18

Sede Museo:

Centro de Enseñanza Secundaria "Severo Ochoa"

Camino de Tiñosa, 50 - 30158 - Los Garres - Murcia

Página Web y e-mail

<http://www.educarm.es/paleontologia/>

<http://servicios.educarm.es/paleontologia/>

paleontologia@murciaeduca.es



Boletín de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana

Número 9 – Julio de 2020

ÍNDICE

- Pag. 3 **Presentación:** *Francisco Bernal Barba.*
- Pag. 4 **La Asociación Cultural Paleontológica Murciana, un nuevo número de su boletín.**
Gregorio Romero Sánchez.
- Pag. 6 **20 años de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana: Ciclo de Conferencias.** *Celia García Díaz.*
- Pag. 11 **Primer registro fósil de dinosaurio en el Noroeste de la Región de Murcia (Cretácico inferior, Albiense).** *Nuria Torrente García y M.A. López-Sandoval.*
- Pag. 24 **La tortuga de la sal de Murcia: Nota sobre el estudio de la nueva tortuga terrestre *Alatochelon*.** *Adán Pérez-García.*
- Pag. 27 **Nuevos aportes al conocimiento del Neógeno superior continental de la Región de Murcia.** *Pedro Piñero García.*
- Pag. 52 **Chicxulub: Dinosaurios y un meteorito, dos elementos para una buena historia de la ciencia.** *Marcial de la Cruz Martín.*
- Pag. 64 **Nociones de biogeografía.** *Alfredo Castilla Wandosell.*
- Pag. 71 **Los minerales del Valle de Ricote.** *Matías Raja Baño.*
- Pag. 92 **El ámbar y su importancia en paleontología.** *David Botías Rubio y Iris Alarcón Vera.*
- Pag. 98 **Variabilidad del género *Carcharhinus* (chondrichthyes, carcharhinidae) en el Mediterráneo actual y su registro fósil.** *Julio López Ortiz.*
- Pag. 107 **El Paleozoico de la Región de Murcia.** *Casto Laborda López.*
- Pag. 116 **¿Existen trilobites en las cordilleras Béticas?** *Luis Chamizo Quilis.*

Edita: Asociación Cultural Paleontológica Murciana

Comisión Editorial: Celia García, Julio López, Pedro Piñero, Matías Raja, Ángel Tórtola, Miguel Tórtola y Marcial de la Cruz

Diseño y Coordinación: Marcial de la Cruz

Portada: Ejemplar: *Fragmento de hueso de dinosaurio recuperado por ACPM en 2019, Benizar Moratalla*

Web: <http://www.educarm.es/paleontologia/> y <http://servicios.educarm.es/paleontologia/>

E-mail: paleontologia@murciaeduca.es

Impreso en España – Printed in Spain

Por: NEXTCOLOR, S.L.U. (Murcia)

ISSN 1697-5464

Depósito Legal: 325-2004

Las opiniones y contenidos de los artículos de este Boletín son responsabilidad exclusiva de sus autores

Presentación

Estimados amigos:

Hace ya tiempo que no presentábamos un nuevo número de nuestro Boletín, a pesar de nuestros deseos, por una u otra causa hemos ido demorándolo al dar prioridad a otras actividades.

Pero como todo llega, ¡Aquí estamos otra vez!, y aunque parezca falta de modestia, creo que presentamos una gran publicación, con un contenido variado, interesante, actual y cercano.

Uno de los motivos por los que se ha retrasado este número fue que el pasado 2019 celebramos el XX Aniversario de nuestra creación.

Veinte años, son muchos años, pero parece que fue ayer cuando comenzamos con el museo. Desde entonces se han atendido ya a más de 20.000 personas en él, entre ellas 15.000 jóvenes.

Se han recuperado multitud de fósiles que se muestran al público, algunos de ellos excepcionales, como las tortugas, el cráneo del Alca, el sirenio y muy recientemente un fragmento de un hueso de dinosaurio, el más grande hallado hasta el momento en nuestra región y el primero de la comarca del noroeste.

Se ha puesto en funcionamiento una página web con una marcada voluntad educativa y se han realizado muchas exposiciones.

Hemos evolucionado, adaptándonos a las exigencias legales, mejorando nuestra formación, métodos y cualificación, con ello hemos recibido el aprecio y reconocimiento de nuestra labor tanto de académicos, como de la administración, pero lo que es más importante, de la sociedad en general.

Y si hemos llegado hasta aquí se debe al esfuerzo desinteresado de los miembros de la asociación.

Para celebrar el XX aniversario decidimos realizar un Ciclo de Conferencias que contemplara tanto una visión cercana de la paleontología y paleoantropología murciana, como del contexto general español, con figuras de primera línea en ambas vertientes. Dado lo limitado de nuestros medios, queremos resaltar y agradecer, que si esto ha sido posible, se ha debido sobre todo a la generosidad de los ponentes y de los centros donde se realizaron las conferencias.



Pasados ya los nervios de la realización del ciclo, estamos muy satisfechos de la aportación realizada al conocimiento de la paleontología y a la difusión y respeto de nuestro rico patrimonio.

Lamentablemente, seguimos viendo desde la autovía la enorme e inerte estructura de hormigón junto al Cabezo Gordo del esperado Museo de Paleontología y Evolución Humana de Torre Pacheco, ya que según el preacuerdo al que se llegó en su día con la administración, nos integraríamos en él.

De cualquier manera, esto no nos desanima ya que nos sentimos muy bien acogidos por el Centro de Educación "Severo Ochoa", y desde aquí continuaremos trabajando por esta ciencia que nos apasiona que es la paleontología.

Hasta pronto y un abrazo.

Francisco Bernal Barba

Presidente de la Asociación

LA ASOCIACIÓN CULTURAL PALEONTOLÓGICA MURCIANA, UN NUEVO NÚMERO DE SU BOLETÍN.

Gregorio Romero Sánchez. Jefe de Servicio de Patrimonio Histórico, Dirección General de Bienes Culturales, Consejería de Educación y Cultura



La Asociación Cultural Paleontológica Murciana cumple ahora desde su creación 20 años, manteniendo como objetivos principales la promoción y difusión de la paleontología regional, así como el apoyo a su enseñanza. A lo largo de su historia ha agrupado a un número importante de miembros, aficionados sobre todo pero también algún que otro paleontólogo en formación, y cuenta con un Boletín -éste suma ya el número 9-, que recoge contribuciones de los temas más diversos y de actualidad sobre geología y paleontología.

Fue a finales de los 90 cuando conocí la Asociación de la mano de Miguel Ángel Mancheño, profesor de Geología de la Universidad de Murcia. Miguel Ángel, siempre atento e interesado por dar a conocer esta ciencia como buen docente y divulgador, encontró en la Asociación, encabezada por su presidente Paco Bernal, un gran apoyo del que se sirvió para impulsar líneas de trabajo que más tarde cristalizarían en artículos y publicaciones. Prueba de ello la encontramos

en las páginas de los primeros números de este Boletín. Descubrimientos como los restos de sirenio o el cráneo de Alca en Mazarrón, los braquiópodos pliocenos de Águilas, las tortugas fósiles del Puerto de la Cadena o los primeros hallazgos de vertebrados en la Sierra de Quibas en Abanilla permitieron iniciar contactos con especialistas de universidades y centros de investigación de fuera de la Región. Sin duda, Miguel Ángel era un gran “relaciones públicas” y su don de gentes consiguió, entre otras cosas, atraer a paleontólogos de primer nivel hacia nuestros yacimientos y colecciones.

En aquellos años recuerdo que desde Murcia seguíamos también de cerca el trabajo y la actividad de nuestros vecinos alicantinos. Allí, el Grupo Cultural Paleontológico de Elche, formado en los 80, había reunido varias colecciones de socios y había obtenido fondos para conseguir una biblioteca, un laboratorio y una zona de almacenaje para el material fósil recuperado. Su consolidación posterior llegó tras afianzar sus relaciones con diferentes

instituciones científicas, el reconocimiento de su colección como colección museográfica y la preparación de lo que sería el futuro Museo Paleontológico de Elche. Una evolución ésta que veíamos desde la universidad de lo más interesante.

En el año 1999 empecé a trabajar en el Servicio de Patrimonio Histórico de la comunidad autónoma. Desde aquí se gestiona todo el patrimonio cultural regional, desde el arqueológico hasta el arquitectónico, histórico, industrial o etnográfico. Como paleontólogo, uno de mis primeros encargos fue documentar todos los yacimientos conocidos e identificados en nuestro territorio, así como las colecciones que se encontraban en museos, centros de interpretación o similares. El objetivo final era conocer el patrimonio paleontológico murciano con el fin de protegerlo y conservarlo, teniendo en cuenta el marco legal vigente en ese momento: gestión y tramitación de permisos de prospección/excavación, financiación de intervenciones en yacimientos de recuperación y puesta en valor, prevención frente a proyectos y obras (canteras, desarrollos urbanísticos, obras públicas...). Esta primera tarea entroncaba de lleno con una base de datos que por aquellos años estaba elaborando Miguel Ángel a partir de todas las especies fósiles citadas en la literatura científica como tesis doctorales, monografías y artículos. En el marco de este trabajo, una de las primeras iniciativas que consideramos de gran interés fue la de inventariar la colección de la Asociación con el fin de tener un registro informático disponible de la misma. Recuerdo con gusto las interminables sesiones de fotos en el museo del IES Severo Ochoa de Los Garres, imágenes que luego complementaban el texto de unas sencillas fichas de identificación para cada uno de los ejemplares.

Con el paso del tiempo, la Asociación emprendía nuevos retos como la labor pedagógica realizada todas las semanas en el museo con visitas escolares, el montaje, no sin esfuerzo, de magníficas exposiciones temporales con muestras representativas de los fósiles de Murcia y la participación de algunos de sus miembros en congresos y jornadas científicas que sobre paleontología se han celebrado en los últimos años.

En este sentido, dos son los proyectos que me gustaría mencionar y que permitieron concienciar a un buen número de aficionados a la paleontología de la necesidad cada vez mayor de proteger los yacimientos. Por un lado, la actividad de voluntariado y formación desarrollada en 2007 en La Serrata de Lorca, con la recuperación de abundantes peces fósiles messinienses en la que participaron socios de la Asociación. Por otro, las campañas de excavación realizadas hace ahora diez años en el yacimiento de vertebrados del Puerto de la Cadena y financiadas por la Fundación Séneca. En especial estas últimas intervenciones constituyeron un ejemplo modélico de cooperación entre administraciones, profesionales y aficionados a la paleontología que todavía hoy encierran un significado especial al recordarlas.

Termino felicitando a la Asociación Cultural Paleontológica Murciana por estos 20 años de trabajo. Un aniversario celebrado por todo lo alto con un gran ciclo de conferencias que ha permitido que en 2019 se hable en Murcia de paleontología, de recientes y nuevos descubrimientos y de posibilidades futuras. Los nuevos socios cuyos nombres asoman en algunos de los artículos de este Boletín aseguran una larga vida y sin duda seguirán sorprendiéndonos con sus descubrimientos e investigaciones. ¡Que así sea!

20 años de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana: Ciclo de Conferencias

García Díaz, Celia.

RESUMEN

La Asociación Cultural Paleontológica Murciana, con sede en el centro de Educación secundaria Severo Ochoa, en Los Garres, es una institución jurídica de ámbito regional, con objetivos tan importantes como el estudio geológico y paleontológico, así como la protección del Patrimonio de la Región, en conjunción con la administración y las investigaciones de distintas universidades. Por ello, la conexión entre aficionados, investigadores y la administración hace posible el acercamiento de estos elementos tan importantes de la historia natural y nuestra cultura a la sociedad. El pasado año, se cumplió el vigésimo aniversario de la asociación, y por esta razón, se organizó un ciclo de conferencia muy interesantes, con acceso gratuito y libre hasta completar aforo, en el cual diversos expertos, nacionales e internacionales, en los ámbitos de geología, paleontología y evolución humana, entre otras, pusieron a disposición del ciudadano información sobre temas clave para la historia y cultura de nuestra región.

Palabras clave: ACPM, Región de Murcia, paleontología, geología, evolución humana, vigésimo aniversario

ABSTRACT

The paleontological and cultural association of Murcia, whose headquarters are in Severo Ochoa Highschool, is a legal, regional institution whose goals are the study of the geology and paleontology of the Region of Murcia, as well as the protection of its patrimony. The conexión between the administration, amateur researchers and scientists of the University of Murcia makes possible the approach to the society of different subjects of our history and culture. Last year was the twentieth anniversary of this wonderful association, and for this reason, a cycle of conferences was organized, with free acces until complete capacity. In this conferences, several national and international experts in paleontology, geology and human evolution among others, make possible the acces to the citizen to relevant information of the history and culture of our region.

Keywords: ACPM, Region of Murcia, paleontology, geology, human evolution, twentieth anniversary.

Un paleontólogo en la administración.

La primera de este ciclo de conferencias organizadas por nuestra asociación fue impartida por Gregorio Romero Sánchez, Doctor en Ciencias por la Universidad de Murcia y el actual jefe del Servicio de Patrimonio Histórico, además de profesor asociado en la Universidad de Murcia, compatibilizando la gestión y la docencia.

Dicha conferencia fue realizada en el IES Alfonso X de Murcia, precedida por una visita al museo de dicho instituto.

El tema central de la conferencia fue la gestión del patrimonio paleontológico de Murcia en las

últimas dos décadas, abordando asuntos de vital importancia para el mismo, como el inventariado de fósiles, diagnóstico de yacimientos, su inserción en el planeamiento urbanístico y estudios de impacto ambiental, la vigilancia contra la recolección incontrolada y la colaboración con aficionados y otros organismos, lo cual permite fomentar la divulgación de esta parte clave de nuestra historia. Todo esto operando dentro del marco legal disponible hoy en día.

Del Puerto de la Cadena a Quibas: Un salto de 4 millones de años.

La segunda de este ciclo de conferencias tuvo lugar en el IES Licenciado Cascales, el ponente fue Pedro Piñero García, Doctor en Paleontología por la Universidad Rovira i Virgili, el cual forma parte de los equipos de investigación de yacimientos del Norte de África y Georgia así como el yacimiento de Quibas, Abanilla, el cual fue tratado en esta conferencia. En ella, Pedro nos llevó de vuelta a hace 6 millones de años, cuando por diversos procesos geológicos y climáticos, la mayor parte del Mar Mediterráneo se secó, permitiendo la formación de corredores migratorios entre Europa y África. A partir de este momento, y hasta 600.000 años después, cuando se abrió el estrecho de Gibraltar, y comenzó la reinundación del Mediterráneo, entre los dos continentes se produjo flujo migratorio de animales continuo. Este suceso nos dejó un panorama bastante distinto del actual, en el cual, animales como la jirafa, el macaco, el jerbo, tortugas gigantes, mastodontes, caballos con tres dedos, rinocerontes, víboras gigantes o cocodrilos desarrollaban su vida en la sierra de Carrascoy. Y es gracias al estudio de los fósiles y la geología del valle de Carrascoy realizado por el ponente y su equipo, por lo que podemos llegar a imaginar como fue este lugar idílico, parte de la historia de la Región de Murcia.

Los primeros poblamientos humanos en el sur de España

La tercera conferencia de este ciclo vino de la mano de Jordi Agustí Ballester, Doctor en Ciencias Biológicas por la Universidad de Barcelona, y entre otras muchas cosas, y desde 2005 profesor de investigación de ICREA y desde 2007 en el Instituto Catalán de Paleoecología Humana y Evolución Social. Además ha dirigido diversos proyectos europeos y campañas paleontológicas en España, el norte de África y Georgia.

La conferencia tuvo lugar en el museo de Bellas Artes de Murcia. En esta conferencia el ponente expuso de una manera brillante las diversas evidencias de ocupación humana en el sureste español, aportando los últimos datos arrojados por las investigaciones realizadas para tal efecto. Es dichas investigaciones se pretenden conocer más a fondo los eventos

faunísticos y climáticos del Pleistoceno inferior. En particular, el yacimiento del Orce, junto con otros hallazgos en Europa, Asia y el Norte de África.

La cueva del Arco (Cieza). Descubriendo en paleolítico en nuestra Región.

La cuarta conferencia de nuestro ciclo tuvo lugar en el centro de enseñanza Severo Ochoa, en Los Garres, y fue impartida por Ignacio Martín Lerma, Doctor y profesor en la Universidad de Murcia, concretamente en el Departamento de Prehistoria. Ignacio está especializado en Arqueología experimental y Traceología. Además compagina su carrera científica con la de divulgador, dirigiendo varios documentales sobre Arqueología. La conferencia fue precedida por una visita más que recomendable al museo que la ACPM tiene en este centro.

En la conferencia se pusieron de manifiesto asuntos como los últimos descubrimientos acaecidos en la Región, entre los cuales destaca la Cueva del Arco, situada en Cieza. En ella nos encontramos una de las secuencias más importantes para entender el paso del Paleolítico Medio al Superior en la Región. En este yacimiento se puede conocer y estudiar la historia de esta parte de la Región, a través de los diversos niveles que nos dan información tan relevante como la ocupación de los Neandertales hace 45 mil años, pasando por diferentes niveles de hace entre 30 y 18 mil años, hasta que la cueva deja de usarse como hábitat al llegar los primeros agricultores y ganaderos hace unos 6 mil años, en el Neolítico. En este yacimiento podemos encontrar desde arte rupestre hasta ocupaciones del paleolítico al neolítico, las primeras, pertenecían a Neandertales que ocuparon esta cueva hace unos 45 mil años. Estos estudios no solo tienen un gran interés científico, si no también social y cultural, ya que se trata de nuestros antepasados, los primeros que caminaron a través de los paisajes de nuestra Región.

Faunas ancestrales hace 2 millones de años (Fonelas P-1): un punto de vista

diferente sobre la primitiva ocupación humana de Iberia.

La quinta conferencia vino de mano de Alfonso Arribas Herrera, Científico titular en el Instituto Geológico y Minero de España y coordinador de la Estación Paleontológica Valle del río Fardes del IGME en Fonelas. En el cual se encuentra el yacimiento Fonelas P-1 con 2 millones de años de antigüedad que forma parte de los Global Geosites de España.

La conferencia tuvo lugar en el Museo de Bellas Artes de Murcia en Septiembre del pasado año.

En esta conferencia, Arribas, nos traslada a una época pasada, concretamente, durante el Pleistoceno inferior, donde, en Eurasia, se dieron dos eventos de dispersión de fauna, sobre todo en grandes mamíferos, así como también puso en perspectiva la cronología de la presencia humana en el sureste peninsular.

La Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar en Caravaca de la Cruz y la Sima de las Palomas del Cabezo Gordo en Torre Pacheco: Nuevos resultados de la investigación paleontológica y paleoantropológica del Cuaternario murciano.

Michael J. Walker, nacido en Inglaterra, donde cursó diversas carreras como Fisiología Animal, Medicina, Cirugía y Arqueología Prehistórica en la Universidad de Oxford, donde realizó una magnífica tesis sobre la Paleoantropología y Prehistoria de la Región de Murcia. Actualmente, tras haber sido docente en universidades como la de Edimburgo, Sydney, la Universidad autónoma de Madrid, y también en nuestra Universidad de Murcia, es profesor Emérito Honorífico en el Departamento de Zoología y Antropología Física. Además, es presidente de la Asociación Murcia para el Estudio de la Paleoantropología y el Cuaternario. (MUPANTQUAT)

De la mano de este magnífico investigador vino la sexta conferencia de este ciclo, realizada en el Museo Arqueológico de Murcia, precedida por una visita guiada al museo.

Walker nos explicó sus estudios en la Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar, la cual contiene un conjunto paleolítico y paleontológico con la evidencia de fuego de origen humano más antigua fuera de África,

así como el hacha de mano bifacial más antigua de Europa.

Este yacimiento y sus hallazgos se corresponden temporalmente con el de la Gran Dolina de Atapuerca, donde se describió a *Homo antecessor*.

Por otro lado la Sima de las Palomas del Cabezo Gordo situado en el Municipio de Torre Pacheco, contiene sedimentos de entre 130.000 y 40.000 miles de años, los cuales contienen, al menos, 13 individuos de Hombre de Neandertal, de los cuales 3 conservan huesos en conexión anatómica, algo poco común en los restos de este periodo. Walker y su equipo llevan 3 décadas estudiando ambos sitios.

El Paleozoico murciano: fósiles en rocas metamórficas.

La penúltima de este ciclo de conferencias fue realizada por Casto Laborda López murciano, doctor en Geología por la Universidad de Jaén. Especializado entre otras en geoquímica, petrología, paleontología y geología, el cual ha formado parte del equipo del yacimiento de Quibas. La conferencia se realizó en el IES Alfonso X, precedida de una visita al museo del centro educativo.

En esta conferencia se abordaron temas como la destrucción de fósiles que se produce debido a las altas temperaturas y presión que tienen lugar en los procesos metamórficos, haciendo muy difícil la preservación de los mismos en las rocas. Sin embargo, en algunas ocasiones, los restos fósiles se preservan bajo estas condiciones, como ocurre en los mármoles grafitosos y los calcoesquistos de la unidad de Lomo de Bas, en el Arco Tectónico de Águilas, donde existe un abundante registro de microfósiles marinos, dominado en primer lugar por crinoideos, seguidos por corales faceloides coloniales, braquiópodos, cefalópodos, gasterópodos, posibles trilobites y otros restos que no se han podido clasificar de manera exacta. Estos fósiles permiten estimar la edad de las rocas estudiadas como pertenecientes al Devónico inferior, concretamente, al Emsiense.

El Mesozoico, los grandes saurios y su registro fósil en la Región de Murcia.

La última conferencia de este ciclo organizado por la Asociación Cultural Paleontológica Murciana fue realizada por Nuria Torrente García, natural de Calasparra, licenciada en Geología por la Universidad de Granada, y Doctorando en Patrimonio Geológico en la Universidad de Murcia, miembro de nuestra asociación, así como divulgadora en los Parques y Espacios Naturales de la región. La conferencia tuvo lugar en el Museo Arqueológico de Murcia.

En esta maravillosa conferencia Nuria hizo un amplio repaso por la Era Mesozoica, muy bien representada en nuestra región, siendo la principal característica en este periodo los procesos de erosión en las elevaciones del Macizo Hespérico y posterior sedimentación masiva de estos materiales en los márgenes orientales del macizo. Mientras este proceso geológico actuaba, diferentes tipos de ecosistemas se iban sucediendo, desde mares cálidos y poco profundos en el Triásico, mares tropicales con ictiosaurios y ammonoideos, hasta llegar al Cretácico, con mares tropicales y ambientes costeros con dinosaurios y

grandes bosques de coníferas. Todo esto, se explica en un marco geológico y ambiental, en el que casi la totalidad de nuestra Región estaba sumergida bajo el Mar de Tetys. Sin embargo, hubo lugares que escaparon como zonas del Altiplano y del Noroeste de nuestra región.

Los estudios realizados por Nuria, ponen de manifiesto que los grandes saurios terrestres estuvieron presentes en nuestra Región, gracias al descubrimiento de un resto óseo en Moratalla, el cual se permitió observar de cerca al final de la conferencia, cerrando este ciclo de una manera magistral.

Bibliografía

Romero, G. (28 Febrero 2019). Un paleontólogo en la Administración. Ciclo conferencias XX Aniversario 1999-2019. Asociación Cultural Paleontológica Murciana. IES Alfonso X. Murcia.

Piñero, P. (21 Marzo 2019). Del Puerto de la cadena a Quibas, Un salto de 4 millones de años. Ciclo de Conferencias XX Aniversario 1999-2019. Asociación Cultural Paleontológica Murciana. IES Licenciado Francisco Cascales. Murcia.

Agustí, J. (16 de Mayo de 2019). Los primeros poblamiento humanos del sureste de España. Ciclo de Conferencias XX Aniversario 1999-2019. Asociación Cultural Paleontológica Murciana. Museo de Bellas Artes de Murcia. Murcia.

Lerma, I. (6 de Junio de 2019). Descubriendo el Paleolítico de nuestra región: La cueva del Arco (Cieza). Ciclo de Conferencias XX Aniversario 1999-2019. Asociación Cultural Paleontológica Murciana. Centro de enseñanza Severo Ochoa. Los Garres, Murcia.

Arribas, A. (19 de Setiembre de 2019). Faunas ancestrales hace 2 millones de años (Fonelas P-1). Ciclo de Conferencias XX Aniversario 1999-2019. Asociación Cultural Paleontológica Murciana. Museo de Bellas Artes de Murcia. Murcia.

J. Walker, M. (10 Octubre 2019). Nuevos resultados de la investigación paleontológica y paleoantropológica del Cuaternario murciano. Ciclo de Conferencias XX Aniversario 1999-2019. Asociación Cultural Paleontológica Murciana. Museo Arqueológico de Murcia. Murcia. (

Laborda, C. (7 noviembre 2019). El Paleozóico murciano, fósiles en rocas metamórficas. Ciclo de Conferencias XX Aniversario 1999-2019. Asociación Cultural Paleontológica Murciana. IES Alfonso X. Murcia.

Torrente, N. (19 Diciembre 2019). El Mesozoico, los grandes saurios y su registro fósil en la Región de Murcia. Ciclo de Conferencias XX Aniversario 1999-2019. Asociación Cultural Paleontológica Murciana. Museo Arqueológico de Murcia. Murcia.

Agradecimientos.

Agradecemos a todos los ponentes su disposición por mejorar la información y formación de la sociedad así como su generosidad por hacerlo de forma altruista. También queremos agradecer al público su asistencia, que conferencia a conferencia incrementaba su número. Y por último a los compañeros de la Asociación que hicieron posible esta actividad.

Primer registro fósil de dinosaurio en el Noroeste de la Región de Murcia (Cretácico inferior, Albiense)

First dinosaur fossil record in the Northwest of the Region of Murcia (Lower Cretaceous, Albian)

Torrente-García, N.¹, López-Sandoval, M. A.²

¹Doctorando de la Universidad de Murcia, Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología. Facultad de Química. Campus de Espinardo. 30100 Murcia (España). E-mail: nuria.torrenteg@um.es

²Doctorando de la Universidad de Murcia, Departamento de Geografía. Facultad de Letras. Campus de la Merced. 30001 Murcia (España). E-mail: malopezsandoval@gmail.com

RESUMEN

En este trabajo se analiza el primer fósil de dinosaurio (Cretácico inferior, Albiense) encontrado en el Noroeste de la Región de Murcia, España. Se trata de dos fragmentos pertenecientes a una diáfisis que pudiera formar parte de un fémur de un saurópodo indeterminado. De momento, el resto no nos permite visualizar una morfología relacionada a una determinada familia de saurópodos, como consecuencia de la posición anatómica a la que pertenece el fragmento, su tamaño y conservación. Este fragmento constituye el primer registro fósil de dinosaurio encontrado en la Formación Utrillas en el Noroeste de la Región de Murcia, confirmando las grandes posibilidades que ofrece esta unidad estratigráfica a nuevos hallazgos.

Palabras clave: Albiense, Noroeste, diáfisis, Región de Murcia, Formación Utrillas.

ABSTRACT

This article analyzes the first dinosaur fossil (Lower Cretaceous, Albian) found in the Northwest of the Region of Murcia, Spain. There are two fragment of a diaphysis that could be part of a femur of an indeterminate sauropod. At the moment, the bone rest does not allow us to visualize a morphology related to a certain family of sauropods clearly as a result of the anatomical position to which the fragment belongs, its size and conservation. This fragment constitutes the first dinosaur fossil record found in the Northwest of Murcia in the Utrillas Formation, confirming the great possibilities offered by this stratigraphic unit to new findings.

Keywords: Albian, Northwest, diaphysis, sauropod, Region of Murcia, Utrillas Formation.

INTRODUCCIÓN

La Era Mesozoica en la Región de Murcia es una de las más ampliamente representadas, no solamente en cuanto a superficie, sino que además las elevaciones más importantes de la Región, también están formadas por materiales de esta era, a lo que hay que añadir ahora el hallazgo de restos óseos fosilizados de dinosaurio. Si la mayor característica de este periodo geológico fueron los procesos de erosión que acontecieron en las elevaciones que constituía el Macizo Hespérico que ocupaba a grosso modo la mitad oeste de la Península Ibérica, también acontecieron de manera simultánea a los anteriores, procesos masivos de sedimentación de esos mismos materiales transportados por los ríos hacia las márgenes orientales de este antiguo macizo, además, a todo ello hay que añadir que al mismo tiempo que ocurrían los dos procesos anteriores, se fueron sucediendo a lo largo del Triásico (mares poco profundos hipersalinos), Jurásico (mares tropicales) y Cretácico (mares tropicales y retazos continentales) diferentes tipos de ecosistemas tanto en los ambientes marinos como en los continentales en los que habitaban los grandes saurios (dinosaurios, ictiosaurios y pterosaurios).

Si bien es cierto que casi la totalidad de la región estuvo sumergida bajo el Mar de Tetys, en esta larga era geológica, pequeños retales continentales escaparon del agua emergiendo al final de la misma (CRETÁCICO) estando presentes en pequeñas áreas del Altiplano y del Noroeste de nuestra región.

Hasta el año 2001 no existía ningún indicio documental de la presencia de restos de dinosaurios en la Región de Murcia. Fue a partir de esta fecha cuando se pudo comenzar a confirmar que Murcia estuvo habitada por estos grandes vertebrados, demostrándose aún más con las evidencias de este pasado año 2019 en Benizar.

Hasta la fecha no existe gran abundancia ni diversidad de estos fósiles en la Región de Murcia pero, si podemos afirmar la verdadera importancia paleontológica debido a la escasez de restos óseos e icnitas de dinosaurios, además de otros vertebrados que actualmente se conocen dentro la de Formación Utrillas (Albiense, 113-100,5 Ma) del Cretácico inferior.

ANTECEDENTES



Figura 1. Yacimiento paleontológico (Yecla) donde se encontró el primer resto de dinosaurio en la Región de Murcia en el 2001. Guillén Mondéjar, F., et al. (2004).

El periodo Albiense (Cretácico inferior) fue la formación en la que se encontraron los primeros restos de dinosaurios en España, hace ahora casi siglo y medio. Estos restos óseos fueron encontrados en Utrillas (Teruel), siendo citados por primera vez por Vilanova y Piera en 1872. Al año siguiente se encontraron nuevamente otros restos óseos en Morella (Castellón), también del periodo Albiense, siendo mencionados por Vilanova en 1873.

Los primeros hallazgos de restos de dinosaurio en la Región de Murcia se sitúan en Yecla a finales del año 2001, encontrados por Joaquín Gómez Gómez y pertenecientes también al periodo Albiense (Figura 1), continuando hasta el año 2007 con más hallazgos fósiles, tanto óseos como icnitas, en los municipios murcianos de Yecla y Jumilla, que convertirían al Altiplano en el único lugar murciano donde se evidenciaba hasta el momento la presencia de estos vertebrados.

Se confirma ahora con el hallazgo de los restos óseos objeto de este estudio, la presencia de dinosaurios en otras comarcas murcianas, en concreto la Comarca del Noroeste y pertenecientes igualmente al periodo Albiense, como es el caso de los primeros hallazgos mencionados anteriormente en la región.

El resto óseo objeto de estudio se encuentra concretamente en el término municipal de Moratalla (Murcia). El fósil fue encontrado de

manera fortuita por Miguel Tórtola. Podemos afirmar que tanto en el Noroeste como en el Altiplano la superficie representada por el Albiense en el Prebético interno es limitada, siendo bastante más amplia en la Cordillera Ibérica donde tantos restos óseos de dinosaurio han aparecido, por lo que la presencia de estos dos restos de dinosaurios en tan reducida superficie (Albiense) en la región es esperanzador, con las probabilidades de encontrar nuevos restos óseos fósilizados de dinosaurios.

El objeto de este trabajo es documentar el primer hallazgo de un resto óseo fósil de dinosaurio en la Comarca del Noroeste y la segunda vez que aparece un registro fósil de estas características en la Formación Utrillas en la Región de Murcia.

DESCRIPCIÓN DEL HALLAZGO



Figura 2. Vista anterior, posterior y proximal del fragmento BNZR/1.

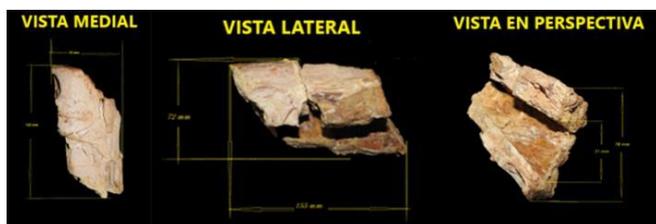


Figura 3. Vista medial, lateral y en perspectiva del fragmento BNZR/2.

Los fragmentos BNZR/1 y BNZR/2 (Figuras 2 y 3) objeto de análisis pertenecen probablemente a la diáfisis de un fémur izquierdo de un saurópodo (ver discusión).

El fragmento BNZR/1 posee una anchura máxima de unos 125 mm, una longitud máxima de unos 246 mm y una altura de 79 mm, por otro lado el fragmento BNZR/2 posee una longitud de 155 mm y una anchura de 72 mm. Dentro del fragmento óseo BNZR/1 es posible observar la oquedad interior del tuétano, que posee una anchura de unos 38 mm y

una altura de unos 9 mm aproximadamente. La conservación del resto óseo BNZR/1 no es del todo buena que se desearía, pues está muy fragmentado como resultado de haberse encontrado en la base de un talud de una parcela agraria plantada de olivos, siendo muy probable que haya sido alcanzada sucesivas veces por los aperos de labranza que tan frecuentemente son utilizados para arar estos cultivos. Es muy probable que existan desperdigados muchos más fragmentos de diferentes tamaños pertenecientes a las partes proximales y distales de este hueso a lo largo y ancho de esta parcela; si en un futuro estos fragmentos pudieran ser recuperados nos proporcionarían una mayor y más completa información acerca de la especie en concreto a la que pudiera pertenecer por la forma del mismo.

Aun así, la fisonomía de la diáfisis BNZR/1 se conserva y está bien definida de una manera contundente en el fragmento, pero al encontrarse tan deteriorada su superficie se han perdido los detalles externos de las posibles impresiones musculares. Desde una perspectiva frontal el resto óseo posee una forma ovoidal característica de la sección transversal que poseen las diáfisis de los huesos alargados como es el fémur de este tipo de saurópodos. Por otro lado desde la perspectiva medial, si bien es cierto que presenta una gran fragmentación y diaclasado en sus paredes, es observable una forma aplanada característica de este tipo de huesos. La apariencia externa del hueso es de un color beige claro ligeramente rosado con textura filamentosa ligeramente brillante, por otro lado la apariencia interna del tuétano es de un color opaco que va desde naranja oscuro en pequeñas áreas que alternan con otras pequeñas superficies de color marrón, toda la sección transversal posee una textura limosa. Destacando sobre todo en su aspecto superficial las precipitaciones de carbonatos que han rellenado las pequeñas fisuras y diaclasas que posee.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA

Los fragmentos óseos fosilizados de dinosaurio (BNZR/1 y BNZR/2) analizados en este trabajo, fueron hallados de forma fortuita en la parte más septentrional del término municipal de Moratalla, entre las pedanías moratalleras de

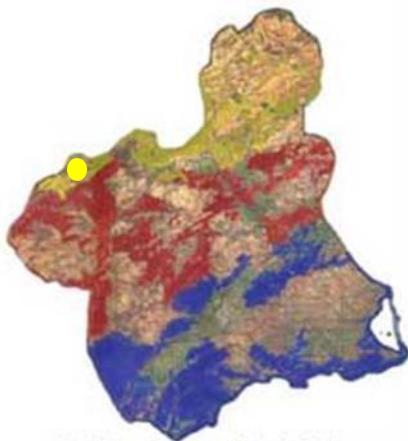


Figura 4. Situación geográfica del yacimiento paleontológico.

Benizar y Otos, en el paraje conocido como el Cortijo de los Prados (Figura 5). El yacimiento se encuentra muy cerca del límite de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia con el término municipal de Socovos y por tanto de la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha (Figura 4).



Figura 5. Ortoimagen de la situación del yacimiento paleontológico.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El afloramiento donde se encontró la diáfisis se sitúa en una sucesión muy próxima de un pequeño anticlinal junto a un pequeño sinclinal, unas decenas de metros más al norte. Dentro de este pequeño sinclinal apareció el resto óseo, en unas arenas del Albiense Superior perteneciente a las facies "Utrillas" (Figura 7).

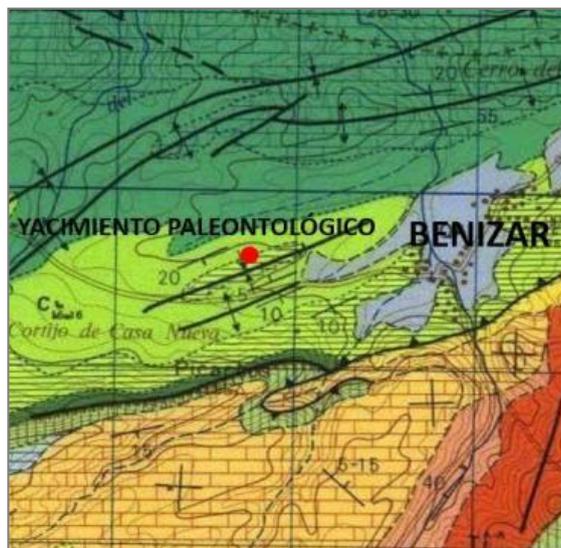


Figura 7. Geología del yacimiento paleontológico.

La Formación Utrillas es una unidad detrítica situada al techo del Cretácico Inferior que puede ser reconocida desde el norte de España, en la Cordillera Ibérica hasta el Prebético donde se inserta nuestro fósil óseo; suele estar compuesta por sedimentos fluviales resultado de la erosión de macizos fundamentalmente graníticos (García Mondéjar, 1982). En el Prebético la Formación Utrillas presenta características similares a las que posee la misma formación en la Cordillera Ibérica, con sedimentos detríticos formados por arenas blancas sin cemento y arcillas de colores variados que pasan lateralmente a facies de plataforma. En las zonas donde se ha podido datar con macroforaminíferos aglutinados en el Albiense superior (García Hernández et al., 1982).



Figura 8. Vista del lugar donde se encontraron los fragmentos óseos BNZR/1 y BNZR/2.



Figura 6. Corte geológico NO-SE del Prebético interno de la hoja geológica 889 (Moratalla) donde se señala con una flecha donde fueron hallados los fragmentos BNZR/1 y BNZR/2.

El lugar del hallazgo (Figura 8) se encuentra dentro de la Formación Utrillas, concretamente en el Prebético Interno, situado sobre un tramo carbonatado inferior que se desarrolla entre las poblaciones de Benizar y Socovos. En este emplazamiento la Formación Utrillas posee una potencia variable (30-200 metros) de arenas versicolores, margas y areniscas; pasando a ser calizas arenosas conforme avanzamos hacia la Sierra de la Muela, donde se reconoce aún *Neorbitolinopsis conulus* (Albiense Superior) junto a *Cuneolina pavonia parva* (L. Jerez, 1973, pág. 318), cambiando hasta dolomías arenosas intercaladas entre arenas según avanzamos hacia su techo.

El término “Utrillas” se ha aplicado por la mayoría de autores para denominar los cuerpos de roca arenosos de edad cretácica que subyacen a las sucesiones calco-dolomíticas del Cretácico superior, extendiéndose entonces su edad a casi todo el Cretácico superior. Su edad se extiende entonces desde el Aptiense inferior hasta quizás el Santoniense inferior (Gil y García, 1996).

Las facies más características de la Formación Utrillas son las arenas blancas arcósicas o caoliníferas. Pueden contener desde cantos aislados a nivelillos de cantos y estratos de conglomerados cuarcíticos. Presentan frecuentes niveles de arcillas verdes, rojas y moradas, en la mayoría de las ocasiones relacionadas con paleosuelos y paleoalteraciones representativas de discontinuidades sedimentarias, cuyo derrubiado le proporcionan su característico aspecto abigarrado. También pueden presentar intercalaciones de otras muchas litologías, como carbón, margas ocres, calizas, dolomías, areniscas calcáreas y dolomíticas,

calizas y dolomías arenosas, etc. A *grosso modo* su contenido fósil más característico son los fragmentos de troncos silicificados y los rizolitos, apareciendo las intercalaciones de las otras facies bioturbaciones de origen animal y fauna entera o fragmentada, principalmente de bivalvos.

Entre los microorganismos destacan las carofitas, ostrácodos y el polen. En las inmediaciones donde se encontró la diáfisis también son muy frecuentes los fragmentos de madera mineralizados por óxidos e hidróxidos de hierro (figura 16), también se encuentran moldes de moluscos como *Tylostoma* sp. (figura 11), *Nerinea* sp., (figura 12), *Pterotrigonía* sp., foraminíferos bentónicos (figura 13) diferentes tipos de gasterópodos (figura 14), ostras (figura 15), nódulos (figura 17), todos ellos tan característicos de la Formación Utrillas, así como las concreciones ferruginosas. También es muy común que las arenas aparezcan bioturbadas por raíces, estando entonces muy oquerosas y deformadas; pero no es el caso de las arenas de nuestro yacimiento. A veces es frecuente encontrar estratificación cruzada de las arenas de alto y bajo ángulo, así como laminación paralela.

El estrato formado por lutitas que permitió la conservación de la diáfisis está compuesto por arenas de colores grises y rojizos con escaso o nulo contenido en carbonatos y formadas principalmente por mica y caolín, siendo este estrato el que posee fragmentos de corteza de coníferas mineralizadas por óxidos e hidróxidos de hierro. Los estratos carbonatados que también encontramos en este yacimiento son aquellos en los que se encuentran los fósiles de gasterópodos *Tylostoma* sp. y *Nerinea* sp., así como bivalvos

formados, ostras y gasterópodos, siendo este estrato bastante oqueroso (Canudo, Ruiz-Omeñaca, Del Ramo, Guillén Mondejar, 2004). La capa de arenas donde fue hallado el hueso posee un espesor de un par de metros, estando confinada por estratos arcillosos en muro y carbonatados en techo.

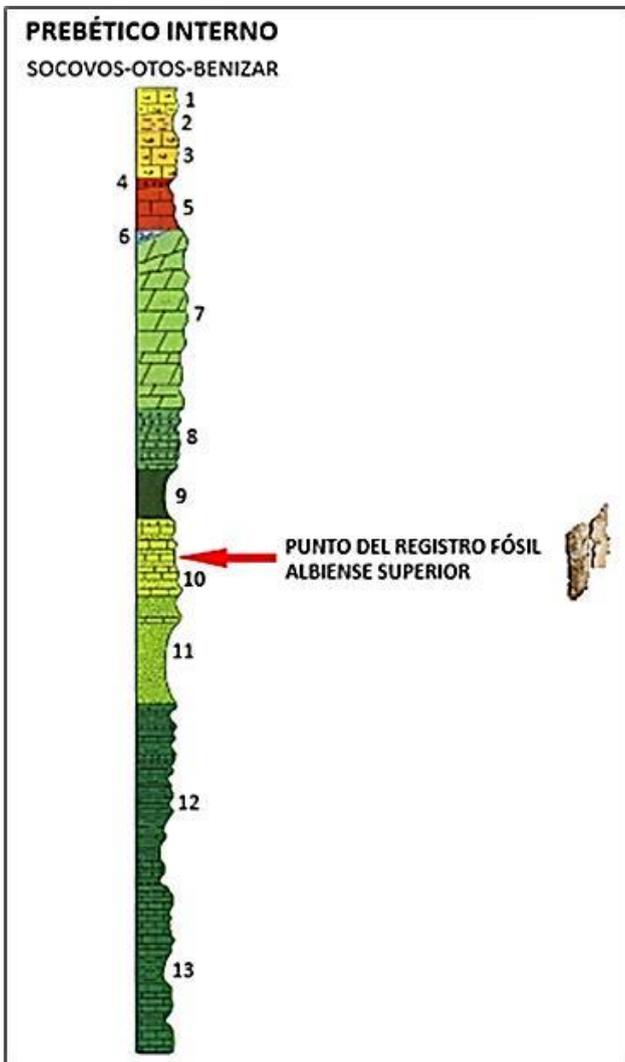


Figura 10. Perfil estratigráfico del Prebético interno de la hoja geológica 889 (Moratalla) donde se señala con una flecha donde fueron hallados los fragmentos BNZR/1 y BNZR/2. 1.- Calizas masivas del Mioceno medio del Serravaliense. 2.- Margas, calizas y areniscas del Mioceno inferior-medio del Burdigaliense-Serravaliense. 3.- Calizas masivas del Mioceno inferior del Aquitaniense-Burdigaliense. 4.- Conglomerados del Mioceno medio del Serravaliense. 5.- Calizas masivas blancas del Paleoceno del Thanetiense. 6.- Dolomicritas estratificadas del Cretácico superior del Cenomaniense-Turonense. 7.- Dolomías masivas eventualmente en la base del Cretácico inferior del Cenomaniense. 8.- Calizas y dolomías estratificadas del Cretácico inferior-superior del Albiense-

Cenomaniense. 9.- Arenas, limos y margas arenosas del Cretácico inferior del Albiense superior de la Formación Weald. 10.- Calizas estratificadas del Cretácico inferior del Albiense superior. 11.- Arenas, margas y calizas del Cretácico inferior del Aptiense-Albiense. 12.- Calizas, margas y arenas del Cretácico inferior del Aptiense. 13.- Dolomías del Cretácico inferior del Aptiense inferior. 14.- Calizas en bancos eventualmente, margas y arenas del Cretácico inferior Barremiense-Aptiense.

RECONSTRUCCIÓN DEL PALEOAMBIENTE

Podríamos especular sobre el tipo de paleoambiente que pudo rodear al dinosaurio al que pertenecían los fragmentos hallados en el paraje del Cortijo de los Prados, gracias a los variados restos de fósiles de diferentes especies vegetales y animales presentes en el yacimiento y aledaños más próximos.

En el lugar podemos encontrar, como ya hemos mencionado anteriormente, moluscos como *Tylostoma* sp. (Figura 11), *Nerinea* sp. (Figura 12), *Pterotrignia* sp., foraminíferos bentónicos (Figura 13), diferentes tipos de gasterópodos (Figura 14), ostras (Figura 15), fragmentos de madera mineralizados por óxidos e hidróxidos de hierro (Figura 16), moldes de moluscos y concreciones ferruginosas (Figura 17). También es común que los depósitos arenosos aparezcan muy bioturbados, principalmente por raíces (Guillén Mondejar *et al.*, 2004) lo que evidencia la proximidad de los depósitos arenosos a zonas batiales costeras de poca profundidad con vegetación tipo manglar.



Figura 11. *Tylostoma* sp., es un molusco perteneciente a una familia extinta de caracoles fósiles de mar, gasterópodo marino de la superfamilia Stromboidea con concha holostomada, globosa u ovoide, de talla media a grande pudiendo alcanzar hasta los 10 cms, con la espiral baja y cónica. Eran organismos epibentónicos que vivían sobre la superficie de los fondos marinos poco profundos. Se desarrollaron principalmente desde el Jurásico

superior hasta finales del Cretácico inferior, alcanzando un gran desarrollo en el Aptiense.

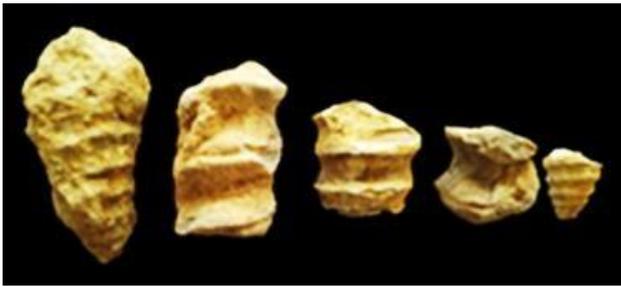


Figura 12. *Nerinea* sp. encontradas en el yacimiento. Es un molusco perteneciente a una familia extinta de caracoles fósiles de mar, gasterópodo marino perteneciente a la superfamilia Nerineacea con concha muy grande, sólida, cilíndrica y turriforme, con numerosas vueltas separadas por suturas muy marcadas. La última espira pequeña con boca provista de dientes que se prolongan en la última columnilla hacia el interior dando un aspecto de cordones espirales fuertes y a veces tubérculos. Son muy abundantes en los materiales del prebético del Cretácico inferior.



Figura 13. Conchas de foraminíferos bentónicos fosilizados que encontramos en el yacimiento y que nos ratifican también que el ecosistema en algunos momentos fue

marino ya que estos organismos unicelulares son fundamentalmente marinos y la mayoría viven sobre o dentro de los sedimentos del fondo del mar.



Figura 14. Gasterópodos marinos vulgarmente llamados "caracolas" fosilizados, poseen una concha bien desarrollada, a

menudo con una pieza llamada "opérculo" que les sirve para cerrar la concha. Los hay carnívoros, herbívoros y parásitos. Este tipo de moluscos gasterópodos son muy frecuentes y comunes en los sedimentos del Mesozoico,

como son las arenas deltaicas del Cretácico inferior de la Formación Utrillas donde fueron hallados los dos fragmentos de la diáfisis ósea de dinosaurio. Este tipo de fósiles aparecen en sedimentos depositados en ambientes tanto marinos como dulceacuícolas.



Figura 15. Las ostras son moluscos bivalvos marinos, pertenecientes al género *Ostrea*. Poseen dos valvas casi circulares y desiguales, suelen vivir pegadas a las piedras o estructuras firmes debajo de mares de aguas ricas en plancton, y a una profundidad de hasta 90 metros, lo que nos evidencia

que el paisaje que albergó al dinosaurio al que pertenece la diáfisis pertenecía a un ecosistema costero.



Figura 16. Fragmento de madera fosilizado encontrada en el yacimiento y mineralizado por óxidos e hidróxidos de hierro, es muy posible que se trate de un fragmento de corteza de una conifera, pues son muy numerosos y frecuentes los restos de fragmentos de madera fosilizados del Cretácico inferior que se encuentran en las arenas de la Formación Utrillas como es el caso donde fue hallada la diáfisis de dinosaurio en el término municipal de Moratalla (Murcia).



Figura 17. Nódulos y concreciones encontrados en el yacimiento. Se deben a un fenómeno posterior a la litificación dando lugar a una forma subesférica. Cuando el agua de lluvia se infiltra en el terreno actúa como fluido que disuelve el carbonato y la sílice que existe en las capas de roca contiguas que existe en la parte superior, transportándolo hasta las capas arenosas. Es ahí donde precipita formando las esférulas. En el caso de la Formación Utrillas el sílice es muy abundante a causa de la abundancia de cuarzo.

Desde el punto de vista de los procesos sedimentológicos que han permitido la conservación de esta diáfisis, los materiales que albergaron este resto óseo se depositaron en un paleoambiente deltaico que padeció en sucesivas ocasiones transgresiones y regresiones marinas, todas ellas de poca entidad en lo que a profundidad y duración en el tiempo se refiere; confirmando el registro sedimentológico.

Podemos debatir sobre el tipo de paleopaisaje en el que habitó el dinosaurio al que pertenece la diáfisis. Este sería un paisaje costero formado por un delta de arena blanca-grisácea, cuyos sedimentos eran aportados por un cauce o cauces fluviales en sus avenidas (Figura 18). Es plausible que la diáfisis perteneciera a un saurópodo, que pudo haber sido devorado por carnívoros en tramos superiores al delta y, como resultado de los arrastres de las avenidas, dicho fragmento fue transportándose y deteriorándose como resultado del rozamiento del mismo con el fondo del cauce; finalmente la diáfisis se depositó por la disminución de la velocidad del agua, de su energía cinética y por tanto de su capacidad de transporte albergándose sobre las arenas que formaban un delta en el tramo final del cauce, posibilitándose de esta manera su fosilización al quedar enterrado en las mismas.

Por otro lado los fragmentos de madera (conífera) encontrados en el yacimiento (Figura 16), nos confirman que las vertientes de la cuenca de drenaje de dicho delta fluvial estaban ocupadas en parte por coníferas, pues los restos de madera son muy frecuentes en el yacimiento. Por otro lado, cuando el delta era funcional, pudo estar ocupado por vegetación con raíces zancudas adaptadas a las aguas salinas y dulces tipo manglar o de marisma, como así lo demuestran las bioturbiditas que frecuentemente aparecen en las arenas de la Formación Utrillas.



Figura 18. Imagen representativa del paleoambiente deltaico del yacimiento paleontológico de Benizar. (Ilustración: Travis R. Tischler)

También podemos deducir que la influencia marina en el delta era limitada, en el sentido que los moluscos que encontramos pertenecen a especies de hábitats marinos batiales de poca profundidad como foraminíferos, bivalvos, gasterópodos, etc., y no de zonas marinas neríticas o abisales. El yacimiento también es muy interesante al formar parte de un gran ecotono, puesto que en él se entremezclaban varios tipos de ecosistemas a la vez, fluvial, continental y marino, de ahí su gran variedad de especies pertenecientes a muy diferentes hábitats; desde dinosaurios, gasterópodos, fragmentos vegetales, bivalvos y foraminíferos bentónicos.

DISCUSIÓN

Los restos óseos encontrados se sitúan dentro del Cretácico inferior y concretamente en el Albiense

superior. Podemos afirmar que en el Cretácico inferior en el que nos encontramos, desde el punto de vista paleontológico, habitaron cuatro familias dentro del taxón Saurópoda (Diplodocidae, Camarasauridae, Brachiosidae y Titanosauridae).

La morfología femoral de nuestra diáfisis se asemeja de una forma muy factible a la de este taxón.

Analizando el resto fósil óseo BNZR/1 y realizando una comparación con los distintas morfologías femorales de las cuatro familias dentro del taxón Saurópoda, podríamos apreciar una posible similitud con la morfología de la familia Titanosauridae.

La morfología femoral es muy similar entre la mayoría de los titanosaurios (Curry-Rogers 2009), además de que los titanosaurios presentan una disposición característica del fémur y la cintura pélvica, la cual queda reflejada en las icnitas, que permite establecer una relación causa-efecto entre la forma de caminar, el tamaño de las huellas y las proporciones del cuerpo, todo ello tras haber comparado rastros de individuos de diferentes tamaños y habiéndose demostrado que presentaban muchas similitudes geométricas en su constitución corporal.

Los rastros dejados por los titanosaurios en la Península Ibérica son idénticos, independientemente del tamaño de los mismos. Las icnitas dejaban impreso una forma pseudotriangular de los pies marcando siempre cuatro impresiones de uñas, mientras que las que dejaban las manos eran mucho más reducidas y en forma de media luna. Esto ratificaba que la amplitud observada entre las patas de un lado y otro de los rastros tenían unas proporciones corporales parecidas, a pesar de las grandes diferencias de los tamaños corporales de las diferentes especies de titanosaurios que han existido.

De esta manera se concluye que los titanosaurios grandes y pequeños tenían una dinámica locomotora similar al desplazarse, y que

probablemente lo hacían de manera ambler, es decir, moviendo simultáneamente las patas del mismo lado, reafirmando la hipótesis de que los titanosaurios presentaban unas características anatómicas exclusivas dentro de los saurópodos (Bernart Villa et al. 2013).

El fragmento BNZR/1 nos proporciona información de varias longitudes que son muy importantes para poder determinar a qué especie pertenece la diáfisis, entre ellas encontramos las siguientes medidas determinadas por las siguientes letras; l. longitud anteroposterior perpendicular a la longitud mediolateral mínima del eje; k. longitud mínima lateromedial del eje; h. distancia del cuarto trocánter desde el lado lateral del eje femoral; g. longitud proximodistal del cuarto trocánter e i. longitud lateromedial del cuarto trocánter, todas estas medidas de manera directa y muy posiblemente el resto de una manera indirecta a partir de la diáfisis encontrada BNZR/1 (figura 19).

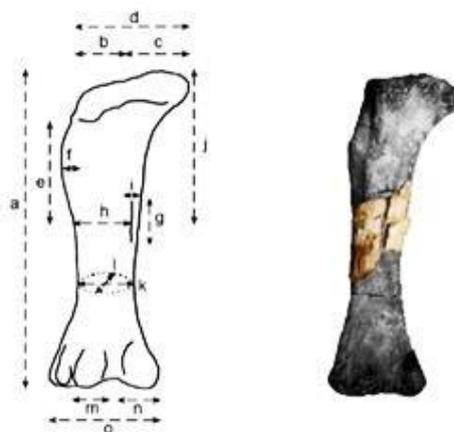


Figura 19. Análisis esquematizado de un fémur de saurópodo. Sistema de caracteres y medidas para fémures de saurópodos. A) Caracteres descritos en los fémures estudiados (izquierda, vista anterior; derecha, vista posterior); B) Principales medidas tomadas en este estudio, en vista posterior; a. longitud próximodistal del fémur; b. longitud lateromedial del trocánter mayor; c. longitud lateromedial de la cabeza articular; d. longitud lateromedial del extremo proximal; e. longitud próximodistal de la protuberancia lateral; f. longitud mediolateral del bulto lateral; g. longitud proximodistal del cuarto trocánter; h. distancia del cuarto trocánter desde el lado lateral del eje femoral; i. longitud lateromedial del cuarto trocánter; j. distancia del cuarto trocánter desde la cabeza articular; k. longitud mínima lateromedial del eje; l. longitud anteroposterior

perpendicular a la longitud mediolateral mínima del eje; m. longitud lateromedial del cóndilo fibular; n. longitud lateromedial del cóndilo tibial; y o. longitud lateromedial del extremo distal. La longitud anteroposterior en el eje medio (l) se toma perpendicular a la longitud mediolateral (k). Dibujos lineales basados en el fémur izquierdo de *Ampelosaurus atacis* con caracteres misceláneos adicionales de otros especímenes. Bernart Villa et al. (2012).

A partir de aquí especulamos que nuestra diáfisis femoral BNZR/1 podría encajar de una forma muy plausible en la forma de una diáfisis femoral de los saurópodos y en concreto dentro de la familia de los titanosaurios, tras haber probado en diferentes familias de saurópodos del Cretácico inferior y no encajando de una manera factible. Por lo que podemos deducir que los fragmentos BNZR/1 y BNZR/2 pudieran pertenecer a un saurópodo titanosaurio (figura 20), ya que morfológicamente se asemejan a una diáfisis femoral por su forma trapezoidal característica de este tipo de saurópodos (figura 21 y 22), además de que éstos habitaban la Península Ibérica en el Albiense superior (suposición).

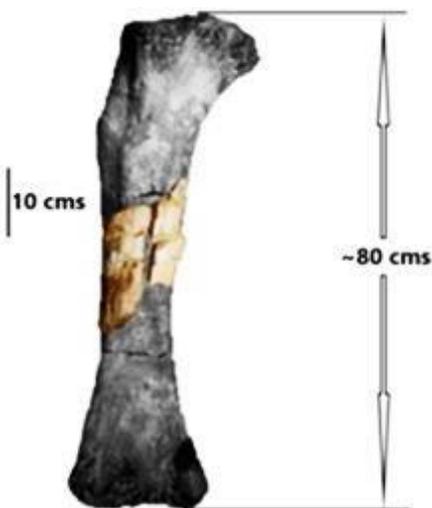


Figura 20. Hipotético dimensionado del fémur del fragmento BNZR/1. Vista posterior del fémur izquierdo de Titanosaurio utilizado como molde en el que se ha insertado el fragmento de diáfisis femoral BNZR/1.

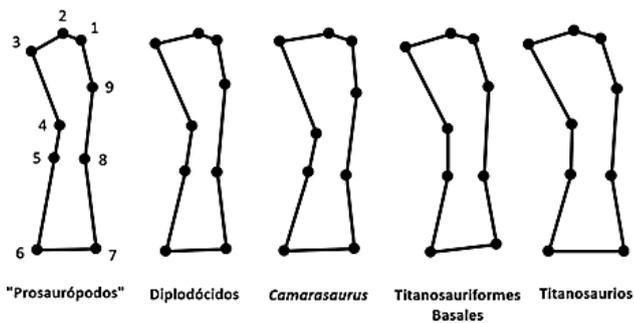


Figura 21. Morfologías medias femorales de saurópodos específicas de cada taxón. De izquierda a derecha "Prosaurópodos", Diplodócidos, Camarasaurus, Titanosauriformes Basales y Titanosaurios. Ullmann, P. V., Bonnan, M. F., Lacovara, K. J. (2017). Ejemplo de esquematización de los puntos de referencia morfológicos para el fémur en vista anterior: 1, pico próximalateral del trocánter mayor; 2, borde lateral de la cabeza femoral; 3, borde medial de la cabeza femoral; 4, pico del cuarto trocánter; 5 y 8, ubicaciones medial y lateral que abarcan el ancho mínimo del eje medio, respectivamente; 6, borde medial del fémur distal; 7, borde lateral del fémur distal; 9, pico más lateral de la protuberancia lateral. Los huesos se muestran escalados a la misma longitud proximodistal (Lacovara et al., 2014).

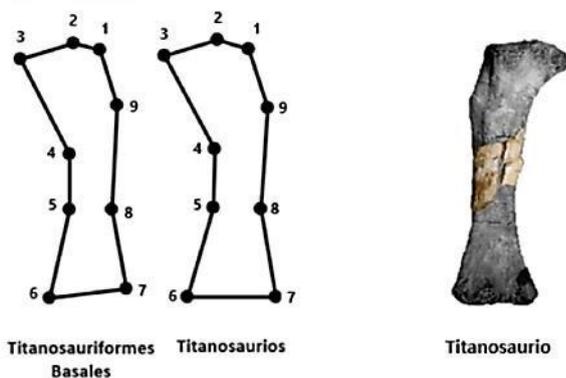


Figura 22. Comparación del fémur izquierdo Titanosaurio usado como molde donde se ha insertado la diáfisis femoral BZNR/1 (vista posterior) comparándolo con las esquematizaciones morfológicas de Titanosaurios y Titanosaurios Basales (vista anterior, fémures derechos) (ver figura 22). Se observa un mayor parecido morfológico con las esquematizaciones de Titanosaurios y Titanosaurios Basales que con "Prosaurópodos", Diplodócidos y Camarasaurus, especialmente en los puntos morfológicos; 4, pico del cuarto trocánter; 5, ubicación medial del ancho mínimo del eje medio; 8, ubicación lateral del ancho mínimo del eje medio y 9, pico más lateral de la protuberancia lateral.

La diáfisis femoral posee una longitud de unos 246 mm, tras insertarla en el dibujo de un fémur de titanosaurio indeterminado, usado como molde, establecemos una proporción en la que hipotéticamente, nuestra diáfisis formaría parte de un fémur de unos 80 cm aproximadamente desde la parte distal hasta la parte proximal (figura 20).

Teniendo en cuenta las diferentes formas esquematizadas en la figura 23 que poseen los huesos femorales y los fragmentos BNZR/1 y BNZR/2, podemos pensar que la diáfisis podría formar parte de un fémur perteneciente a la forma 2 por sus caracteres morfológicos (suposición).

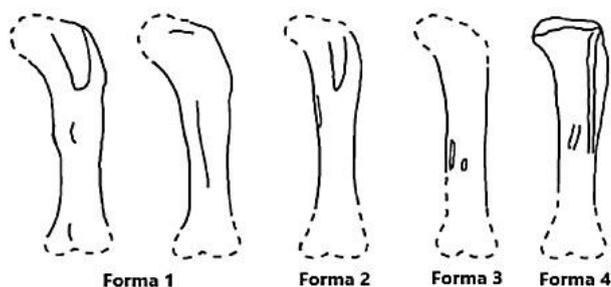


Figura 23. Exposición de las cuatro formas esquemáticas diferentes de fémures de Titanosaurios en los que se representan los caracteres morfológicos más relevantes. Todas las formas están en vistas posteriores, excepto la segunda desde la izquierda (vista anterior). Las figuras no están a escala. Bernart Villa et al. (2012).

Todo este análisis nos proporciona una información muy valiosa, puesto que podríamos extrapolar que nuestro “probable” fémur de saurópodo (posible Titanosaurio) formaría parte de un esqueleto de altura máxima a la cruz de 1,80 metros aproximadamente (figura 24), que además podría haber formado parte de un individuo de saurópodo subadulto o de una especie de saurópodo no especialmente grande.

CONCLUSIONES

El hallazgo de estos dos fragmentos óseos BNZR/1 y BNZR/2 supone el hallazgo del primer resto de dinosaurio encontrado en el Noroeste de la Región de Murcia y el segundo de la región situado de la misma manera en la Formación Utrillas del periodo Albiense superior en el Cretácico inferior.

En relación a nuestras investigaciones y aportaciones de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana, podemos concluir que, probablemente, los restos se traten de dos fragmentos de la parte medial (diáfisis) de un fémur de un saurópodo subadulto o de una especie no especialmente grande.

Por el resto óseo analizado en este trabajo, así como por el encontrado con anterioridad en Yecla perteneciente también al Albiense medio, además de por las numerosas icnitas de dinosaurios

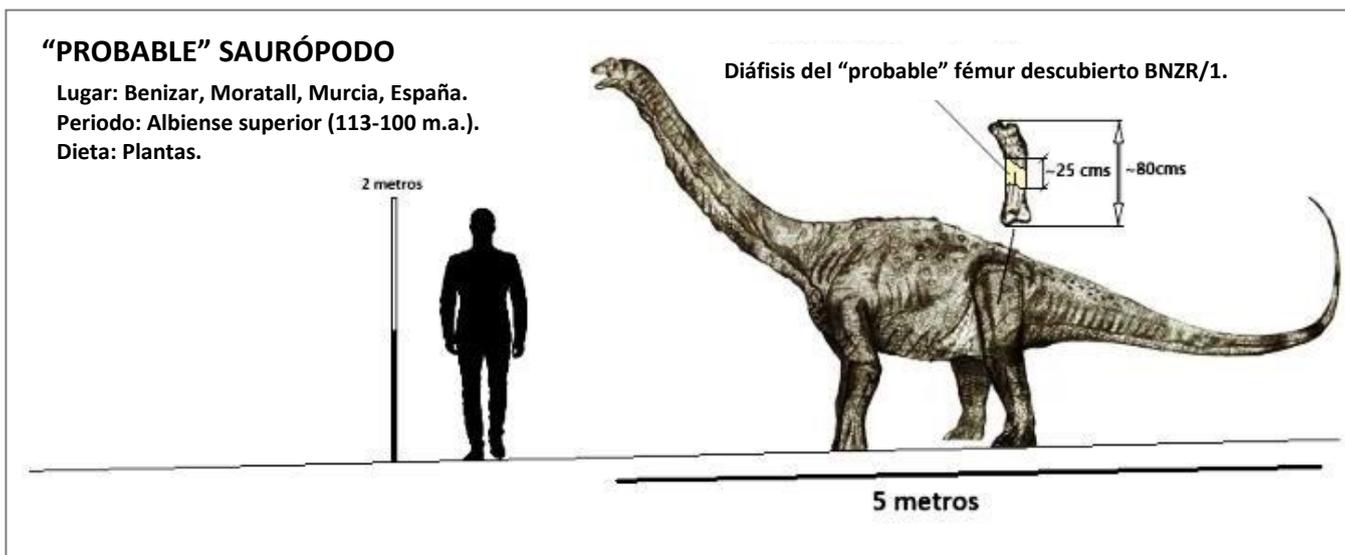


Figura 24. Imagen de la relación de la diáfisis BNZR/1 con el fémur al que pudiera pertenecer dicho fragmento y a su vez con el cuerpo del saurópodo en que se pudo insertar, en relación a su tamaño total. Por último relacionamos el tamaño del saurópodo en el que se insertaba la diáfisis femoral en relación al tamaño de una persona adulta de estatura media.

descubiertas en todo el Altiplano, así como por todos los restos fosilizados de este mismo periodo, nos hace reflexionar que hasta hace bien poco la Formación Utrillas era considerada bastante escasa en lo que a registro de fósiles en general y de dinosaurios en particular en nuestra región.

A partir de ahora se hace necesario revisar la percepción que de la Formación Utrillas y del Albiense superior se ha tenido en el Noroeste de Murcia, pues se reafirma como una de las unidades sedimentarias con mayores posibilidades de nuevos hallazgos en lo que a restos de dinosaurios se refiere de toda la región.

El hallazgo de esta diáfisis supone un gran incentivo para la investigación paleontológica en la Región de Murcia y para las comarcas del Altiplano y del Noroeste, pues a partir de ahora, habrá que considerar a las arenas de la Formación Utrillas del Albiense superior del Noroeste de Murcia, como una zona de gran valor para la investigación paleontológica de los grandes saurios del Albiense superior, dentro del Cretácico inferior a nivel nacional e internacional dado las grandes posibilidades que ofrece.

Aun siendo geóloga y geógrafo los redactores de este artículo, afirmamos que no somos especialistas en paleontología de dinosaurios, por lo que, este artículo, al igual que los restos encontrados, requieren de la revisión y del estudio por parte de expertos en esta materia.

AGRADECIMIENTOS

A la Asociación Cultural Paleontológica Murciana por su interés y entrega con la paleontología de la Región de Murcia y en especial a su presidente Francisco Bernal Barba. Al encargado de divulgación y comunicación, Marcial de la Cruz Martín por el trato que siempre nos ha mostrado. A Miguel Tórtola descubridor de los fragmentos de dinosaurio y a su padre Ángel Tórtola por su entusiasmo y esfuerzo en sus salidas

de campo, así como por la paleontología y la geología de nuestra región. A Matías Raja por su participación y su trabajo como encargado, junto a Miguel, de la consolidación y montaje de los fragmentos. A Francisco Guillén Mondéjar por su dedicación incansable al estudio y puesta en valor del patrimonio geológico murciano. A Gregorio Romero Sánchez por su dedicación a la paleontología, su gran disponibilidad y su defensa por el patrimonio geológico y paleontológico de Murcia, así como a la Dirección General de Bienes Culturales de la que es responsable.

BIBLIOGRAFÍA

- Bernart Vila et al. (2013). Dynamic similarity in titanosaur sauropods: ichnological evidence from the Fumanya dinosaur tracksite (southern Pyrenees). PLOS ONE <http://dx.plos.org/10.1371/journal.pone.0057408>.
- Bernart Villa et al. (2012). The diversity of sauropod dinosaurs and their first taxonomic succession from the latest Cretaceous of southwestern Europe: Clues to demise and extinction. *Palaeo*. 2012.06.008.
- Canudo, J. I. y Ruiz-Omeñaca, J. I. (2004). In: *Reptiles mesozoicos de España* (Ed. F. Pérez Lorente). Ciencias de la Tierra (en prensa).
- Conde Rivas, C., Fernández Leyva, C., Guillén Mondéjar, F., Lombardero Barceló, M., Olmo Sanz, A., Ortiz Figueroa, G. y Urbano Vicente, R. (2000). Proyecto de investigación de Arcillas en la Región de Murcia. IGME y Consejería de Tecnología, Industria y Comercio de Murcia. Inédito.
- Curry-Rogers, K. (2009). The postcranial osteology of *Rapetosaurus Krausei* (Sauropoda: Titanosauria) from the Late Cretaceous of Madagascar. *Journal of Vertebrate Paleontology* 29, 1046e1086.
- Fronimos, J. A., Lehman, T. M. (2004). New specimens of a titanosaur sauropod from the Maastrichtian of Big Bend National Park, Texas. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 34:4, 883-899.
- García Hernández, M., López-Garrido, A. C. y Vera, J. A. (1982). In: *El Cretácico de España*. Ed. Universidad Complutense de Madrid: 526-570.
- García-Mondéjar, J. (1982). In: *El Cretácico de España*. Ed. Universidad Complutense de Madrid: 63-84.

- Gil, J. y García, A. (1996): El Cretácico del borde meridional del Sistema Central: Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Estudios Geológicos*, 52: 37-49.
- Guillén Mondéjar, F., et al. (2004). Primera evidencia de restos de dinosaurio en Murcia (Cretácico inferior, Albiense). *Geogaceta*, 35 (2004), 119-122.
- Janensch, W. (1961). *Palaeontographica Suppl.* 7, 1. Reihe, Teil 3, 178-233.
- Jerez Mir, L. (1973). Síntesis Tesis Doctoral Memoria explicativa de la Hoja 889 (Moratalla) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición IGME 54 pp.
- Lacovara, K. J., Lamanna, M. C., Ibricu, L. M., Poole, J. C., Schroeter, E. R., Ullmann, P. V., Voegelé, K. K., Boles, Z.M., Carter, A. M., Fowler, E. K., et al. (2014). A gigantic, exceptionally complete titanosaurian sauropod dinosaur from southern Patagonia, Argentina. *Sci Rep* 4:e06196.
- Lendínez González, A., Tena-Dávila Ruíz, M., Bascones Alvira, L., Martín Herrero, D., Almoneda González, S., Pavón Mayoral, J., Granados Granados, L., Goy Goy, A., Gutiérrez, G., Robles, F., Usera, J. y Elízaga Muñoz, E. (1981). Memoria explicativa de la Hoja 819 (Caudete) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición IGME 40 pp.
- Moratalla, J. J., García Mondéjar, J., Dos Santos, V. F., Lockley, M. G., Sanz, J. L. y Jiménez, S. (1994). *Gaia*, 10, 75-83.
- Ostrom, J. H. y McIntosh, J. S. (1966). *Marsh's dinosaurs. The collections from Como Bluff.* Yale University Press: 388 pp.
- Pereda Suberbiola, X. (1998). Las faunas finicretácicas de dinosaurios ibéricos. Conferencia impartida en Enciso el 30 de julio de 1998. Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, Facultad de Ciencias, Laboratorio de Paleontología.
- Querol, X., Salas, R., Pardo, G. y Ardevol, L. (1992). Albian coal-bearing deposits of the Iberian Range in NE Spain. En: *The control on distribution and quality on cretaceous coals* (P.J. McCabe y J.T. Parrish, Eds.). *Geo-Temas* 6(5), 2004. Geological Society of America Special Paper, 267: 193-208.
- Querol, X., Salas, R., Pardo, G. y Ardevol, L. (1992). *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 267, 193-208.
- Ruíz-Omeñaca, J. L. y Pereda-Suberbiola, X. (1999). XV Jornadas Paleontológicas. *Temas Geológicos y Mineros.* Madrid. 26, 111-112.
- Salgado, L., Coria, R. A. y Calvo, J. O. (1997). Evolution of titanosaurid sauropods. 1: Phylogenetic analysis based on the postcranial evidence. *Ameghiniana*, 34(1):3-32.
- Tidwell, V., Carpenter, K y Brooks, W. (1999). New sauropod from the Lower Cretaceous of Utah, USA. *Oryctos*, 2(21): 21-37.
- Tidwell, V., Carpenter, K. y Meyer, S. (2001). In: *Mesozoic Vertebrate Life* (Eds. D.H. Tanke y K. Carpenter). Indiana University Press: 139-165.
- Ullmann, P. V., Bonnan, M. F., Lacovara, K. J. (2017). Characterizing the evolution of wide-gauge features in stylopodial limb elements of titanosauriform sauropods via geometric morphometrics. *The anatomical record.* 300:1618-1635 (2017).
- Upchurch, P. (1998). The Phylogenetic Relationship of Sauropod Dinosaurs. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 124: 43-103.
- Vilanova y Piera, J. (1872). *Compendio de Geología.* Imprenta de Alejandro Gómez Fuentenebro, 588 pp.
- Vilanova y Piera, J. (1873). Restos de Iguanodon en Utrillas. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, Actas, 2:8.
- Wilson, J.A. (2002). Sauropod dinosaur phylogeny: critique and cladistic analysis. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 136(2): 215-275.
- Yates, A. M. y Kitching, J. W. (2003). The earliest known sauropod dinosaur and the first step towards sauropod locomotion. *Proceeding of the Royal Society of London: biological Sciences*, 270: 1753-1758.
- www.regmurcia.es

LA TORTUGA DE LA SAL DE MURCIA: NOTA SOBRE EL ESTUDIO DE LA NUEVA TORTUGA TERRESTRE *ALATOCHELON*.

Adán Pérez-García. Grupo de Biología Evolutiva, Facultad de Ciencias, UNED, Paseo de la Senda del Rey 9, 28040 Madrid, España.

RESUMEN

Una nueva y peculiar tortuga terrestre, Alatochelon myrteum, acaba de ser descrita a partir de un caparazón parcial de relativo gran tamaño proveniente del área de El Puerto de la Cadena (Región de Murcia, España). Este ejemplar está depositado y expuesto en el Museo de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana. Se presenta aquí una nota divulgativa relativa al estudio de este espécimen, considerándose las principales implicaciones derivadas de ese trabajo. Así, esta tortuga ha sido identificada como un representante de un linaje de origen africano, que llegó a Europa gracias a la desecación parcial del Mediterráneo originada como consecuencia de la llamada Crisis de Salinidad del Messiniense.

Palabras clave: *Plioceno, Crisis de Salinidad del Messiniense, testudínido, caparazón, nuevo taxón.*

ABSTRACT

A new and peculiar tortoise, Alatochelon myrteum, has just been described from a relatively large partial shell from the El Puerto de la Cadena area (Region of Murcia, Spain). This specimen is deposited and exhibited in the Museum of the Murcian Paleontological Cultural Association. An informative synthesis relative to the study of this specimen, in which the main implications derived from that work are considered, is presented here. Thus, this turtle was identified as a representative of a lineage of African origin, which reaches Europe thanks to the partial desiccation of the Mediterranean Sea, caused during the so-called Messinian Salinity Crisis.

Keywords: *Pliocene, Messinian Salinity Crisis, testudinid, shell, new taxon.*

INTRODUCCION

La Tierra es un planeta en constante transformación. A lo largo de la historia geológica, la disposición de las áreas emergidas se ha ido modificando drásticamente. Aunque una morfología y distribución de los continentes similar a la actual ya había sido adquirida hace unos seis millones de años, existían algunas diferencias, destacando aquellas en la región ocupada por el Mar Mediterráneo. Así, este mar se había desecado casi por completo, dejando al descubierto grandes extensiones cubiertas por depósitos salinos. Este fenómeno de evaporación masiva, generado por la ausencia de

aporte de agua desde el Océano Atlántico debido a su pérdida de conexión temporal con el Mar Mediterráneo, es conocido como la Crisis de Salinidad del Messiniense. Aunque el evento resultó catastrófico para muchas especies animales, especialmente para muchas formas marinas, otras consiguieron sacar provecho a la nueva situación. Así, las pérdidas de barreras geográficas son habitualmente empleadas por muchas especies animales para alcanzar nuevas áreas y distribirse por ellas. Y en ocasiones estos eventos de dispersión resultan muy exitosos.



Fig. 1: Vista anterior del caparazón, de más de 90 cm, de la nueva tortuga terrestre *Alatochelon myrteum*, expuesta en el Museo de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana.

Este contexto es fundamental para conocer el origen de una nueva especie y género de tortuga terrestre, de relativo gran tamaño (Fig. 1), que acaba de ser publicada en un artículo científico de la revista especializada *Palaeontology* (Pérez-García et al., 2020). La importancia de este hallazgo es sintetizada a continuación.

IMPLICACIONES Y CONCLUSIONES DERIVADAS DEL ESTUDIO DE LA NUEVA TORTUGA

La Crisis de Salinidad del Messiniense permitió la conexión terrestre del norte de África con el suroeste de Europa, es decir, con la Península Ibérica. Esta unión permitió que varios grupos de mamíferos, tanto de gran tamaño como pequeñas formas, alcanzaran y se establecieran en España, donde prosperaron de manera exitosa, habitando durante miles de años. De hecho, algunos de estos mamíferos, de origen africano, habían sido

reconocidos en Murcia, en el área de El Puerto de la Cadena. El nuevo trabajo muestra que los mamíferos no llegaron solos (Pérez-García et al., 2020). Así, una nueva tortuga, de gran tamaño, es descrita en ese artículo científico, y reconocida como otro de los animales recién llegados (Fig. 1). Se trata de una tortuga terrestre con un caparazón que alcanzó una longitud superior a 90 cm.

Hasta ahora únicamente se conocía un género de tortuga gigante europea en el Neógeno, es decir, en los últimos 25 millones de años: la tortuga titánica o *Titanochelon*. Sin embargo, la nueva tortuga de Murcia no puede ser atribuida a *Titanochelon*, sino que corresponde a una especie y género hasta ahora no conocidos: *Alatochelon myrteum*, es decir, la tortuga de la sal de Murcia. Además de aludir a la Crisis de Salinidad, la partícula *Al-* del nombre *Alatochelon* evidencia su origen africano. La segunda parte del nombre específico, *myrteum* deriva de la palabra mirto, una planta distribuida tanto

por el sur de Europa como en el norte de África, y de cuyo nombre también parece derivar el de la Comunidad Autónoma donde ha sido hallada.

Alatochelon myrteum se identifica como una especie cercanamente emparentada con una tortuga que actualmente sigue habitando en África. Este pariente corresponde a la llamada tortuga de espolones (*Centrochelys sulcata*) que, aun siendo ligeramente menor que su antiguo pariente murciano, corresponde a la especie de tortuga terrestre de mayor tamaño de las que actualmente viven en África continental. De hecho, la tortuga de espolones es un descendiente de un linaje de gigantes, con caparazones que podrían superar el metro y medio o incluso los dos metros de longitud. En el pasado se había propuesto que podían existir estrechas relaciones de parentesco entre algunas

formas de tortugas terrestres europeas y africanas, debido a la dispersión de faunas en una única dirección: desde Europa hasta África. Sin embargo, la llegada desde África a Europa del linaje que incluye tanto a la nueva tortuga como a la tortuga de espolones es reconocida en el nuevo trabajo.

Alatochelon myrteum no fue la única tortuga terrestre que habitó en la Murcia de aquellos tiempos. Junto a esta tortuga se han hallado algunos de los restos de mayor tamaño hasta ahora conocidos a nivel global de la forma gigante *Titanochelon*. Pero, además, una forma pequeña, estrechamente relacionada con la actual tortuga mediterránea (*Chersine hermanni*), que sigue formando parte de la biodiversidad ibérica, estaba también presente en ese diverso ecosistema.

BIBLIOGRAFÍA

Pérez-García, A., Vlachos, E. & Murelaga, X. (2020). A large testudinid with African affinities in the post-Messinian (lower Pliocene) record of south-eastern Spain. *Palaeontology*. <https://doi.org/10.1111/pala.12468>

NUEVOS APORTES AL CONOCIMIENTO DEL NEÓGENO SUPERIOR CONTINENTAL DE LA REGIÓN DE MURCIA.

Pedro Piñero. CONICET, Sección Mastozoología, Museo de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata, Buenos Aires, Argentina. E-mail: pinerogarciar@gmail.com; ppinero@iphes.cat

RESUMEN

En las siguientes líneas se hace un repaso sobre los últimos trabajos dedicados al registro paleontológico de vertebrados continentales del Neógeno superior de la Región de Murcia publicados en revistas científicas internacionales especializadas. Este artículo se realiza con el objetivo de contribuir a la divulgación del patrimonio paleontológico de la Región de Murcia, y dar a conocer al público interesado los últimos avances en el conocimiento del Mioceno superior y Plioceno inferior de Europa occidental sobre la base de yacimientos localizados en la Región de Murcia.

Palabras clave: Región de Murcia, Mioceno superior, Plioceno inferior, Crisis de Salinidad del Messiniense, vertebrados, bioestratigrafía, paleoecología.

ABSTRACT

In the following lines, we review the latest works dedicated to the late Neogene paleontological record of continental vertebrates from the Region of Murcia published in specialized international scientific journals. The aim of this article is to contribute to the divulgation of the paleontological heritage of the Region of Murcia, and to inform the interested public about the latest advances in the knowledge of the Late Miocene and Early Pliocene of Western Europe on the basis of sites located in the Region of Murcia.

Keywords: *Region of Murcia, Late Miocene, Early Pliocene, Messinian Salinity Crisis, vertebrate, biostratigraphy, paleoecology.*

1. INTRODUCCIÓN

El periodo Neógeno es una división del Cenozoico que incluye las épocas Mioceno (23,03 – 5,33 Ma) y Plioceno (5,33–2,59 Ma) de la escala temporal geológica. El Neógeno superior hace referencia a la última parte de este periodo, comprendiendo el Mioceno superior y todo el Plioceno. El Mioceno terminal está caracterizado en la cuenca Mediterránea por un evento geológico de relevancia excepcional: la Crisis de Salinidad del Messiniense, que tuvo lugar entre hace 5,97 y 5,33 Ma (Krijgsman et al., 1999). Este evento dramático desencadenó la práctica desecación del Mar Mediterráneo hasta su transformación en un desierto salino como consecuencia de la interrupción del intercambio de agua entre el Océano Atlántico y el Mar

Mediterráneo (Fig. 1). Así, esta crisis se caracteriza por una acumulación masiva de sal en el fondo de la cuenca Mediterránea, causa probablemente de la convergencia tectónica entre las placas Ibérica y africana, además de factores climáticos y eustáticos tales como una bajada global del nivel del mar. Este escenario dio lugar a drásticos cambios ambientales en el Mediterráneo, de forma que el Mediterráneo occidental pasó a ser mayormente árido. Un estado de calentamiento global junto a un incremento de la insolación al final del Messiniense condujo a unas temperaturas muy altas en la Península Ibérica.

La Crisis de Salinidad del Messiniense permitió la conexión terrestre entre Europa y el norte de África, lo que posibilitó un intercambio faunístico entre ambos

continentes que continuó activo durante unos 600.000 años, hasta que se abrió el estrecho de Gibraltar provocando la reinundación del Mediterráneo (inundación Zancliense). Esta reapertura fue debida probablemente a una subida global del nivel mar, a la erosión remontante y a un descenso topográfico de origen tectónico hace 5,33 millones de años, lo que dio inicio a la mayor inundación de la que se tiene registro. Se calcula que el restablecimiento de las condiciones acuáticas normales fue un proceso rápido, de forma que el Mediterráneo se llenó en unos dos años, a un ritmo de hasta 10 m diarios de subida del nivel del mar. Fue un momento en que se podían observar gigantescas cataratas en el estrecho de Gibraltar, ya que el desnivel entre el Atlántico y el Mediterráneo es de unos 1500 m. El caudal de esta catarata era de hasta 1000 veces superior a la del río Amazonas. En el Mar de Alborán, de hecho, hay registro de un canal erosivo de 500 m de profundidad, 200 km de longitud y 8 km de anchura como consecuencia de este evento. Después de que el Atlántico rellenara la cuenca Mediterránea, las condiciones secas del suroeste de Europa cambiaron a moderadamente húmedas. Como consecuencia del incremento relativo en humedad, el sur de la Península Ibérica experimentó una pérdida de espacios abiertos áridos en favor de una expansión de prados

herbáceos. El Plioceno inferior fue un periodo cálido con baja amplitud de las fluctuaciones, y niveles globales del mar de unos 25 m más altos que los de hoy. Las temperaturas globales eran hasta 4°C por encima de las actuales, aunque progresivamente el clima se fue enfriando con la intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte hacia el Plioceno superior (~2,75 Ma).

Tanto el Mioceno como el Plioceno son épocas cuyas subdivisiones (Mioceno superior: Tortonense y Messiniense; Plioceno: Zancliense y Piacenziense) se definen sobre la base de asociaciones de foraminíferos y nanofósiles calcáreos. Esto quiere decir que para asignar estas edades de forma segura se requieren sedimentos marinos con contenido fosilífero. La cronoestratigrafía de las cuencas continentales ha usado por tanto su propia nomenclatura. Así, el Mioceno superior en las cuencas continentales de Europa occidental incluye el piso mastológico Turolense, que a su vez comprende las unidades basadas en la *Mammal Neogene zonation* MN11 (8,7–7,5 Ma), MN12 (7,5–6,8 Ma) y MN13 (6,8–5,3 Ma), mientras que el Plioceno inferior se correlaciona con el piso mastológico Rusciniense, dividido en MN14 (5,3–4,2 Ma) y MN15 (4,2–3,2 Ma).

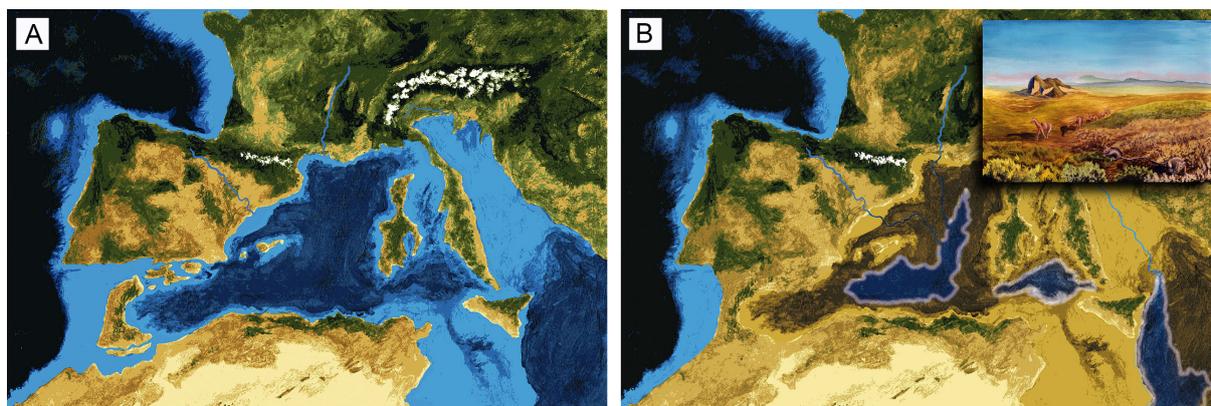


Fig. 1: Paleogeografía del Mediterráneo occidental durante el Messiniense. **A**, Hace unos 6 millones de años, antes de la interrupción del intercambio acuático con el Atlántico. **B**, Hace unos 5,6 millones de años, durante la Crisis de Salinidad del Messiniense.

La correlación entre las divisiones continentales y marinas ha sido y es un importante reto, dando lugar a una amplia discusión científica. En un inicio estas correlaciones requerían de la detección de niveles marinos interdigitados con niveles continentales, y que además contuviesen restos fósiles. Así, datando los niveles marinos se podía establecer una relación con los restos de animales terrestres, caracterizando las faunas de las distintas épocas. Posteriormente, la llegada de nuevas técnicas tales como las radiométricas y la magnetoestratigrafía en combinación con la bioestratigrafía ha facilitado el proceso de equivalencia. Entre los primeros trabajos a este respecto se cuenta con Montenat et al. (1975), un artículo dedicado a las faunas de roedores de Librilla que se correlacionan con formaciones marinas del Mioceno terminal, usando además técnicas de datación radiométrica realizadas sobre el volcán de Barqueros. Posteriormente estos resultados se han ido refinando. Sin embargo, en lo que respecta a la cuenca Mediterránea, resulta que la asociación de vertebrados del Mioceno terminal es similar a las asociaciones faunísticas del Plioceno basal, y es que los cambios en los taxones marinos no tienen por qué estar ligados a cambios en las asociaciones de vertebrados terrestres. Este hecho hace que sea muy difícil relacionar los

sedimentos continentales con divisiones marinas sobre la base exclusivamente de taxones de vertebrados. La clave estaría en encontrar algún taxón que apareciese por primera vez en el registro fósil justo al inicio del Plioceno, tras la inundación del Mediterráneo, y que por tanto estuviese aún ausente durante la última parte del Mioceno.

La Región de Murcia es rica en yacimientos y secciones con restos de vertebrados continentales del Neógeno superior, tanto anteriores a la Crisis de Salinidad del Messiniense (Turolense superior, Mioceno superior) como posteriores (Rusciniense inferior, Plioceno inferior). De hecho, en los últimos años se han detectado al menos dos secciones continentales que registran el límite Mio-Plioceno: la sección de Sifón de Librilla en la cuenca de Fortuna (Garcés et al., 1998, 2001; Agustí et al., 2006; Piñero y Agustí, 2019) y la unidad del Cigarrón en la cuenca de Murcia-Carrascoy (Piñero et al., 2017) (Fig. 2). Precisamente, las últimas investigaciones realizadas sobre ambas secciones (Piñero, 2017; Piñero y Agustí, 2019; Piñero et al., 2017) han aportado una información muy valiosa en relación a la distinción entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior en niveles continentales, como se verá en los próximos apartados.

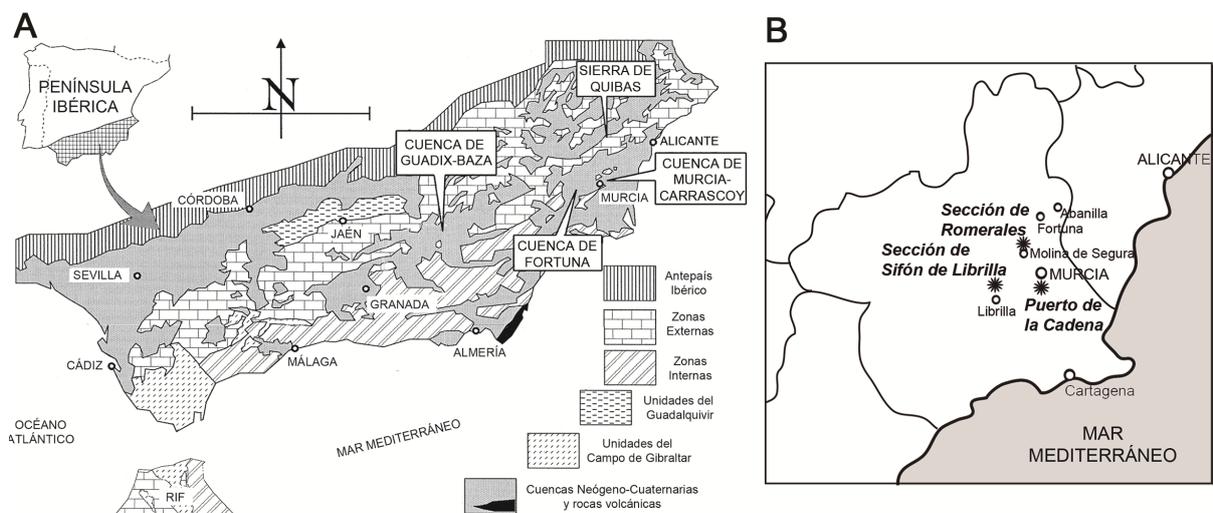


Fig. 2: **A**, Localización de las cuencas neógenas de las cordilleras Béticas. **B**, Localización de las secciones de Romerales, Sifón de Librilla y Cigarrón (Puerto de la Cadena).

La mayor parte de los yacimientos del Neógeno superior en Murcia se localizan en las cuencas sedimentarias de Fortuna y Murcia-Carrascoy, aunque también destacan los yacimientos de la Hoya de la Sima (~7 Ma, Messiniense, Turolense superior) y la Sierra de las Cabras (5,4–5,1 Ma, límite Mio-Plioceno) en Jumilla. No obstante, estos sitios no incluyen restos óseos, sino que se trata de yacimientos de icnitas donde se registran pisadas de antílopes, osos, tigres dientes de sable o hipariones, entre otros (Pérez-Lorente et al., 1999, 2009; Santos, 2008). Los primeros trabajos publicados formalmente sobre yacimientos de vertebrados terrestres aparecen en la década de los 70, momento a partir del cual se da el pistoletazo de salida a la publicación de multitud de estudios. El interés científico por el rico patrimonio del que dispone la Región de Murcia no ha cesado hasta la actualidad, de forma que en los últimos años se han venido aportando interesantes trabajos publicados en revistas científicas internacionales de impacto (Furió y Agustí, 2017; Piñero et al., 2017, 2018; Alba et al., 2018; Piñero y Agustí, 2019; Pérez-García et al., 2020). A lo largo de las siguientes líneas se hará un repaso sobre la bibliografía histórica acerca de los yacimientos de vertebrados terrestres del Neógeno superior emplazados principalmente en las cuencas de Fortuna y Murcia-Carrascoy (ver *Antecedentes*), aunque el principal objetivo de este artículo es poner de relieve las últimas contribuciones sobre las secciones de Romerales y Sifón de Librilla (cuenca de Fortuna) y el yacimiento del Puerto de la Cadena (cuenca de Murcia-Carrascoy), ya que suponen importantes avances en el conocimiento del Mioceno superior y Plioceno inferior de la cuenca Mediterránea.

2. ANTECEDENTES

2.1. Cuenca de Fortuna

El primer estudio sobre el registro continental en la cuenca de Fortuna lo

llevaron a cabo Montenat y Crusafont (1970), donde se dio a conocer la localidad de Librilla (Turolense superior). Tras el descubrimiento de este yacimiento, se publicaron una serie de trabajos sobre sus fósiles de vertebrados, entre los que destacan restos de camélidos (Montenat, 1973; Bruijn et al., 1975; Montenat et al., 1975; Alberdi et al., 1981).

Otra localidad clásica de la cuenca de Fortuna es Casa del Acero, muy próxima a la sección del Chícamo (Garcés et al., 2001; Agustí et al., 2006). Este yacimiento del Turolense medio (MN12, Tortoniense superior) se publicó por primera vez en Agustí et al. (1981), trabajo al que le siguieron otra serie de publicaciones (Agustí, 1986; Pons-Moyà, 1987). Pons-Moyà (1987a) describió por primera vez *Fortunictis acerensis*, un nuevo género y especie de felino dientes de sable hallado en el yacimiento de Casa del Acero. La primera síntesis geológica y bioestratigráfica de los depósitos continentales de la cuenca de Fortuna la realizó Agustí et al. (1983), trabajo en el que se incluye la serie de Molina de Segura (Salinas de Molina en Agustí et al., 2006) y donde se halló un resto del hipopótamo *Hexaprotodon*.

La cuenca de Fortuna presenta un registro de depósitos evaporíticos sobre una serie regresiva marina y bajo una secuencia continental. La datación de estos paquetes de evaporitas ha sido objeto de una amplia discusión, concluyendo finalmente que se trata de depósitos del Tortoniense y no del Messiniense (Santisteban, 1981; Santisteban y Taberner, 1983; Muller y Hsu, 1987; Muller y Schrader, 1989; Ortí et al., 1993; Mankiewicz, 1995; Playà et al., 1995, 1999; Dinarès-Turell et al., 1999; Krijgsman et al., 2000; Tent-Manclús et al., 2008).

Garcés et al. (1998, 2001) establecen un marco cronológico para el relleno sedimentario de la cuenca de Fortuna. Para ello se ofrece un detallado estudio magnetoestratigráfico en el que se incluyen los paquetes continentales desde

el Turolense medio (MN12) hasta el Rusciniense inferior (MN14). En estos, se estudian las secciones de Barranco de la Salada, Río Chícamo, El Chorrigo, Salinas de Molina y Sifón de Librilla.

En base al registro de vertebrados fósiles y la información magnetoestratigráfica obtenida en los trabajos anteriores, Agustí et al. (1999, 2006) ofrecen una cronología bastante precisa de los principales eventos de mamíferos (MME, *Messinian Mammalian Event*) que tuvieron lugar en el Mediterráneo occidental entre hace 4,5 y 7,6 Ma. Estos autores publican además listas faunísticas de muchos niveles localizados en la cuenca de Fortuna. Sin embargo, la información taxonómica es muy limitada.

Hasta la publicación de la taxonomía de los roedores e insectívoros de las sucesiones de Romerales (Piñero et al., 2018) y Sifón de Librilla (Furió y Agustí, 2017; Piñero y Agustí, 2019), había muy pocos trabajos que ofreciesen una información taxonómica precisa sobre los fósiles de pequeños mamíferos de la cuenca de Fortuna. Entre los trabajos con descripciones sistemáticas se cuenta con Agustí et al. (1981), quienes estudian la fauna de microvertebrados de Casa del Acero; Agustí (1986) que examina los cricétidos de esta misma localidad, definiendo las especies *Kowalskia meini* e *Hispanomys adroveri*; y Agustí y Llenas (1996) que definen el género *Parasaidomys* para la nueva especie *Parasaidomys kowalskii* en Molina de Segura-1.

2.2. Entorno del Puerto de la Cadena

En este apartado se resume la información que se conoce acerca de los yacimientos paleontológicos de vertebrados hallados en el entorno más próximo al yacimiento del Puerto de la Cadena. En primer lugar, cabe mencionar que el yacimiento fue descubierto por miembros de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana en el año 2008 como consecuencia de la construcción de la autovía MU-31 en las proximidades del Puerto de la Cadena. En ese momento se

pudo recuperar una gran cantidad de restos de vertebrados fósiles gracias a la colaboración entre el Ministerio de Fomento, la empresa adjudicataria de la obra, un equipo de paleontólogos formados por personal de la Universidad de Murcia y de la Fundación Cidarís-Museo Paleontológico de Elche, y miembros de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana. Posteriormente, en los años 2009, 2010 y 2011, se realizaron varias campañas de excavación sistemática en el marco de un proyecto de investigación de la Fundación Séneca, dirigido por el Dr. Mancheño, y en las que se recuperaron más de 2000 fósiles. En julio del año 2013, el yacimiento del Puerto de la Cadena se declara como Bien de Interés Cultural (BIC) bajo la categoría de Zona Paleontológica, poniendo de manifiesto la excepcionalidad del mismo (Fierro et al., 2015).

Los primeros hallazgos de vertebrados fósiles continentales en el área del Puerto de la Cadena los llevó a cabo el geólogo francés Christian Montenat, a finales de los años 60, durante la realización de su tesis doctoral sobre las formaciones del Neógeno y Cuaternario del Levante Español (Provincias de Alicante y de Murcia). Así, se dieron a conocer los yacimientos de La Alberca y La Paloma (Montenat, 1973). Los primeros datos publicados aparecen en Montenat y Crusafont (1970) y, posteriormente, en Montenat (1973) y en Mein et al. (1973). En estos trabajos, se atribuye una posición estratigráfica que oscila entre el Vallesiense (Mioceno superior) y la base del Plioceno. Pero trabajos posteriores (Aguirre et al., 1974 y Bruijn et al., 1975) sitúan su edad en la parte final del Mioceno, correlacionándola con el yacimiento de El Arquillo (Teruel).

Se deben cuidar las extrapolaciones de información puesto que las relaciones estratigráficas entre los yacimientos de La Alberca, La Paloma y el Puerto de la Cadena no están claras. Aun así, las facies que describen Montenat y Crusafont (1970) parecen corresponderse con las afectadas por las obras de la autovía MU-31. La relación es aún más

clara con los materiales de la serie del Barranco del Cigarrón (Mancheño et al., 2001), correspondiendo a la misma unidad sedimentaria (Unidad del Cigarrón).

En relación al yacimiento de La Paloma, Gibert et al. (1987) ofrecen su localización a 1 km al sur de la localidad de El Palmar y a 4 km al SO de Murcia. Estos escasos datos hacen muy difícil la ubicación del lugar, ya que además no cuadran correctamente. La descripción de Montenat (1973) sitúa este lugar al sur de la Venta de la Paloma, en la Rambla del Puerto. Montenat y Crusafont (1970) indican la presencia de dos especies de artiodáctilos, por una parte, restos de dentición de cérvido (Cervidae indet.) y por otra una mandíbula de jirafa del grupo de los sivaterinos, atribuida a la especie *Decennatherium pachecoi*.

La ubicación del yacimiento de La Alberca vuelve a ser incierta. Gibert et al. (1987) lo sitúan justo al sur de la pedanía con el mismo nombre y a 1500 m del yacimiento de La Paloma. Comentarios personales del Dr. Agustí lo sitúan cerca del caserío del Tío Calavera. Se trata de un yacimiento con mucha más riqueza faunística que el yacimiento de La Paloma. Montenat y Crusafont (1970) ofrecen el primer listado taxonómico, que ha sido revisado posteriormente (Morales, 1984; López Martínez, 1989; Freudenthal et al., 1998; Pérez-García et al., 2011): *Cricetus kormosi* (= *Apocricetus alberti*), *Stephanomys medius* (= *Stephanomys dubari*, *Stephanomys cordii*), *Ruscinomys lasallei*, *Paraethomys miocaenicus* (= *Paraethomys meini*), *Castillomys* sp., *Eliomys* sp., *Hispanolagus crusafonti* (= *Trischizolagus crusafonti*), *Prolagus michauxi*, *Percrocuta minor*, *Plioviverrops guerini*, *Hipparion concudense*, *Dicerorhinus schleiermacheri*, *Birgerbohlina* sp., Cervidae indet., Bovidae indet., *Titanochelon* cf. *bolivari*, y Trionychinae indet. En base a la asociación faunística, tanto La Alberca como La Paloma se correlacionaron con la MN13 (Aguirre et al., 1976; Morales, 1984), y más recientemente con el Ventiense (Morales et al., 2013).

Además del caparazón de tortuga gigante recuperado de la localidad de La Alberca (reassignado por Adán Pérez en Piñero et al., 2017 a *Titanochelon* sp.), se han recuperado otros especímenes en los alrededores del Puerto de la Cadena. Los primeros restos fueron hallados en la década de los 90 por miembros de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana, aunque no tuvieron repercusión científica. Otro ejemplo es el caparazón de un espécimen adulto recuperado del Barranco del Cigarrón (localizado al oeste del yacimiento del Puerto de la Cadena), y que Mancheño et al. (2001) lo asigna preliminarmente a '*Testudo*' *bolivari*, lo cual se discute también en Piñero et al. (2017). Mancheño et al. (2001) incluye además un estudio estratigráfico y micropaleontológico del Barranco del Cigarrón.

Otro caso es el caparazón incompleto recuperado del yacimiento de Autovía, hasta el momento inédito (Murelaga et al., 2007; Romero et al., 2007a, 2007b). En 2005, miembros de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana localizan este gran ejemplar de tortuga gigante seccionado (debido a las obras en el talud de un ramal de la autovía Murcia-Cartagena) en la pedanía de El Palmar. Se situaba en la cuneta del carril de incorporación a la autovía A-30 dirección Murcia, en la salida Nonduermas-La Paloma. Este lugar se encuentra cercano al Barranco del Cigarrón, y forma parte de las intervenciones en las obras de la autovía MU-31. Tras la restauración del fósil, se comprobó que podría tratarse del mismo taxón de La Alberca (Murelaga et al., 2007). En el yacimiento de Autovía, no sólo se recuperó el caparazón de tortuga, sino también varias piezas dentarias y fragmentos de huesos largos y otros restos óseos que por su mal estado de conservación no han podido ser identificados (Romero et al., 2007a). Los primeros resultados sobre las intervenciones paleontológicas en el entorno del Puerto de la Cadena como consecuencia de las obras de la autovía se sintetizan en Romero y Fierro (2010). El último trabajo previo a Piñero et al. (2017) es Mancheño et al. (2013), que

ofrece un listado preliminar de la fauna de vertebrados hallada en el yacimiento del Puerto de la Cadena.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

Las cuencas neógeno-cuaternarias de las Cordilleras Béticas ofrecen un marco privilegiado para el estudio de la evolución de la cuenca Mediterránea occidental durante el Mioceno superior y Plioceno. Durante el Mioceno superior, el Mediterráneo estaba conectado con el océano Atlántico a través de dos corredores: el Corredor Nord-Bético y el Corredor del Rift (norte de Marruecos). La conjunción de procesos neotectónicos y procesos paleoclimáticos ligados a fluctuaciones glacio-eustáticas del nivel global de los océanos contribuyeron progresivamente al cierre de ambos corredores durante el Messiniense. Esto llevó al completo aislamiento de la cuenca Mediterránea resultando en una serie de acontecimientos que cambiaron la paleogeografía de dicha cuenca. Como se ha mencionado en la introducción, el evento más importante es la Crisis de Salinidad del Messiniense (5,97 a 5,33 Ma; Krijgsman et al., 1999).

3.1. Cuenca de Fortuna

La cuenca de Fortuna constituye una de las numerosas depresiones intramontañosas originadas durante la formación de la Cordillera Bética. Esta cuenca se localiza en la zona de contacto entre las Zonas Externas y las Zonas Internas de la Cordillera Bética oriental (Fig. 2), y su origen se remonta al Tortoniense superior. La cuenca está delimitada por dos zonas de cizalla importantes: la falla Norbética y la falla de Alhama de Murcia, cuya actuación a partir del Tortoniense generó un espacio de acomodación a lo largo de un surco estrecho de orientación NO-SE, en el contexto de la convergencia entre las placas Africana e Ibérica (Montenat et al., 1990; Sanz de Galdeano, 1990; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Garcés et al., 2001; Agustí et al., 2006).

La cuenca de Fortuna sufrió una rápida subsidencia inicial y una transgresión marina durante el Tortoniense. El levantamiento de las Zonas Internas béticas que tuvo lugar durante el Tortoniense superior desencadenó el aislamiento progresivo de la cuenca de Fortuna, desconectándola de la cuenca Mediterránea. La transición marino-continental tortoniense tuvo lugar hace unos 7,6 Ma, permitiendo un registro continuo de sedimentos continentales hasta los 4,6 Ma (Garcés et al., 1998; 2001). El temprano confinamiento y la consecuente precipitación de evaporitas en la cuenca de Fortuna durante el Tortoniense superior descartan la inclusión de la cuenca en el hipotético corredor Bético durante el Messiniense superior (Müller y Hsü, 1987). A esta precipitación de evaporitas se la conoce como "Crisis de Salinidad Tortoniense" afectando únicamente a las cuencas de Fortuna y Lorca (Krijgsman et al., 2000).

La evolución sedimentaria de la cuenca de Fortuna es singular entre las cuencas neógenas de las Cordilleras Béticas, sólo guardando un paralelismo con la vecina cuenca de Lorca. A diferencia de otras cuencas como la de Guadix-Baza o Granada, la cuenca de Fortuna continuó sufriendo una fuerte subsidencia, permitiendo la acumulación de más de 600 m de sedimentos durante el Messiniense, y propiciando el registro de un pulso corto transgresivo en el Plioceno basal hacia el margen sureste de la cuenca (Mein et al., 1973). La bajada del nivel general que tuvo lugar durante la Crisis de Salinidad del Messiniense queda registrada en la cuenca de Fortuna a través de una incisión en valle seguida de una progradación repentina de gravas.

Durante el Messiniense, la cuenca de Fortuna pasó a ser una cuenca confinada pobremente drenada. En ocasiones, las áreas distales propiciaban el desarrollo de ambientes lacustres someros y palustres (Agustí et al., 2006). Los sedimentos resultantes han aportado ricas asociaciones de pequeños mamíferos del Turolense medio (MN12) y superior (MN13) y del Rusciniense inferior (MN14),

a lo largo de numerosas secciones continentales continuas: Barranco de la Salada, Río Chícamo, El Chorrigo (donde se integra Romerales), Salinas de Molina y Sifón de Librilla (Fig. 2). Los últimos trabajos sobre vertebrados continentales de esta cuenca describen los roedores e insectívoros de las secciones de Romerales y Sifón de Librilla (Furió y Agustí, 2017; Piñero et al., 2018; Piñero y Agustí, 2019).

3.2. Cuenca de Murcia-Carrascoy y Unidad del Cigarrón

La secuencia donde se localiza el yacimiento del Puerto de la Cadena forma parte del relleno neógeno de la cuenca de Murcia-Carrascoy. Esta cuenca se sitúa al norte de la Sierra de Carrascoy, y está cubierta principalmente de materiales procedentes de la erosión de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas, fundamentalmente de los complejos Alpujárride y Maláguide con rocas paleozoicas y triásicas, actuando como área fuente de los sedimentos que se han depositado en sus bordes durante el Neógeno (Mancheño et al., 2001). La deformación-estructuración más evidente en la cuenca es de edad post-pliocena, tal y como sugieren los antiformes de Carrascoy, los datos del mapa geológico, los cortes construidos y los resultados de las líneas sísmicas (Martínez del Olmo et al., 2006). Por otra parte, la falla sinistral de Carrascoy de dirección SO-NE y de actividad reciente, se relaciona con depósitos pre-pliocenos puesto que corta los sedimentos plio-cuaternarios (Martínez del Olmo et al., 2006).

El área del Puerto de la Cadena registra varias unidades geológicas con una gran continuidad lateral. En el año 2008, las obras de construcción de la autovía MU-31 comenzaron a afectar a algunas de estas unidades, lo que permitió el descubrimiento y recuperación de restos de grandes y pequeños vertebrados. El Barranco del Cigarrón (ver Mancheño et al., 2001) es uno de los mejores lugares para la descripción del registro estratigráfico del Neógeno en la ladera norte de la Sierra de Carrascoy, donde se

ha documentado una sucesión estratigráfica que incluye hasta cinco unidades litoestratigráficas. Las dos unidades más altas son la Unidad del Cigarrón y Unidad La Paloma, descritas por primera vez en Piñero et al. (2017).

El yacimiento del Puerto de la Cadena se asienta en la parte superior de la Unidad del Cigarrón, en la conocida como sección de la Isleta (Piñero et al., 2017) (Fig. 3). El límite estratigráfico inferior de esta unidad corresponde a una superficie de marcado carácter erosivo. Los primeros sedimentos inmediatamente por encima de esta discontinuidad estratigráfica contienen una variada asociación de microfósiles representada por foraminíferos, ostrácodos, briozoos, lamelibranquios, espículas carbonáticas de esponjas y radiolas de erizos. Los datos micropaleontológicos indican que la sedimentación de la Unidad Cigarrón comienza en condiciones marinas normales, de aguas someras, marcando un evento transgresivo tras la fase erosiva. Este evento transgresivo se registra de la misma forma en numerosos lugares de la cuenca del Bajo Segura, coincidiendo con el inicio del Plioceno (Corbí y Soria, 2016).

La asignación de la Unidad Cigarrón al Plioceno implica que su sedimentación ocurrió tras la Crisis de Salinidad del Messiniense, cuando toda la cuenca Mediterránea se reinundó a consecuencia de la entrada de aguas marinas normales desde el Atlántico. En esta cuenca pliocena, y en condiciones de nivel del mar alto, los márgenes del Mediterráneo fueron progresivamente colmatándose de sedimentos, generándose secuencias regresivas o de somerización (Caracuel et al., 2004, 2009; Soria et al., 2005). Una de estas secuencias está representada por la Unidad Cigarrón, que exhibe una evolución en el tiempo desde ambientes sedimentarios marinos someros a continentales. Estos últimos están representados por sistemas fluviales con desarrollo de canales y llanuras de inundación, contexto deposicional en el que se localiza el yacimiento del Puerto de la Cadena.



Fig. 3: Vista general del perfil de la Isleta durante la campaña de excavación del yacimiento del Puerto de la Cadena en el año 2009. Tomado de Piñero (2017).

4. NUEVOS APORTES CIENTÍFICOS: SECCIÓN DE ROMERALES

La sección de Romerales (cuenca de Fortuna) contiene dos de los niveles más ricos en micromamíferos de la cuenca de Fortuna (Fig. 4). Esto permitió a Piñero et al. (2018) abordar un análisis detallado de las faunas de pequeños mamíferos (roedores e insectívoros) que habitaron durante el Turoliense superior (Mioceno superior) en el sureste peninsular, así como establecer un marco paleoecológico para esta región antes del inicio de la Crisis de Salinidad del Messiniense. La serie de Romerales (cuenca de Fortuna) tenía su acceso a través de una carretera en dirección a Fortuna, poco después de abandonar Molina de Segura (Murcia). Desafortunadamente, tras la extracción del sedimento llevado a cabo por un equipo liderado por el Dr. Jordi Agustí a finales de la década de los 90, la mayor parte de la sección desapareció como consecuencia de la construcción de un puente durante las obras de la autovía A30.

Es interesante apuntar el triple valor de los micromamíferos en el estudio paleontológico: marcadores estratigráficos (permiten el establecimiento de una cronología relativa, especialmente los roedores, con un alto grado de resolución), indicadores paleoecológicos y paleoambientales (ante cambios ambientales, responden a través de la adaptación, de lo contrario, supone la extinción), y valor evolutivo (a lo largo de una serie estratigráfica es posible el estudio de la evolución de los micromamíferos).

Tal y como describen Piñero et al. (2018), la sección de Romerales (116 m de potencia) se integra en la parte baja de la sección de El Chorrizo – Salinas de Molina, localizada a unos 22 km al suroeste de la sección de Sifón de Librilla. Contiene varios niveles fosilíferos ricos en restos de vertebrados. La mayoría de ellos aportan restos fragmentados de grandes mamíferos, mientras que tres contienen microvertebrados que indican una edad Turoliense superior (MN13, Messiniense)

previa a la llegada de *Paraethomys*, es decir, entre 6,8 y 6,2 Ma.

Entre los niveles que contienen restos de pequeños mamíferos, ROM-2B es el más bajo (Fig. 4B), y por tanto el más antiguo. Se trata de un nivel rico en gránulos de carbón, fragmentos de gasterópodos y bivalvos, y restos fragmentados de grandes mamíferos como *Hipparion*. Los fósiles de microvertebrados son abundantes y presentan un buen estado de conservación. Inmediatamente por encima de este nivel se encuentra ROM-2C, que es el más rico en microfauna. Los ejemplares presentan un estado de conservación excelente. El nivel más alto con contenido en microfauna es ROM-3A (Fig. 4C). Se trata del nivel más pobre en

fósiles de los tres, y contiene restos de huesos fragmentados de grandes mamíferos.

Entre los taxones identificados por Piñero et al. (2018) se encuentran los múridos (ratones) *Occitanomys alcalai*, *Occitanomys* aff. *adroveri*, *Apodemus gudrunae* y *Stephanomys ramblensis*, los cricétidos (hámsteres) *Apocricetus* aff. *plinii* y *Ruscinomys* aff. *gilvosi*, el glírido (lirones) *Eliomys* cf. *truci*, los esciúridos (ardillas) *Pliopetaurista* sp. (Fig. 5A) y *Heteroxerus* sp. (Fig. 5B), el erinaceido (erizo) *Parasorex* sp. (Fig. 5D), y el sorícido (musaraña) *Paenelimnoecus repenningi*.

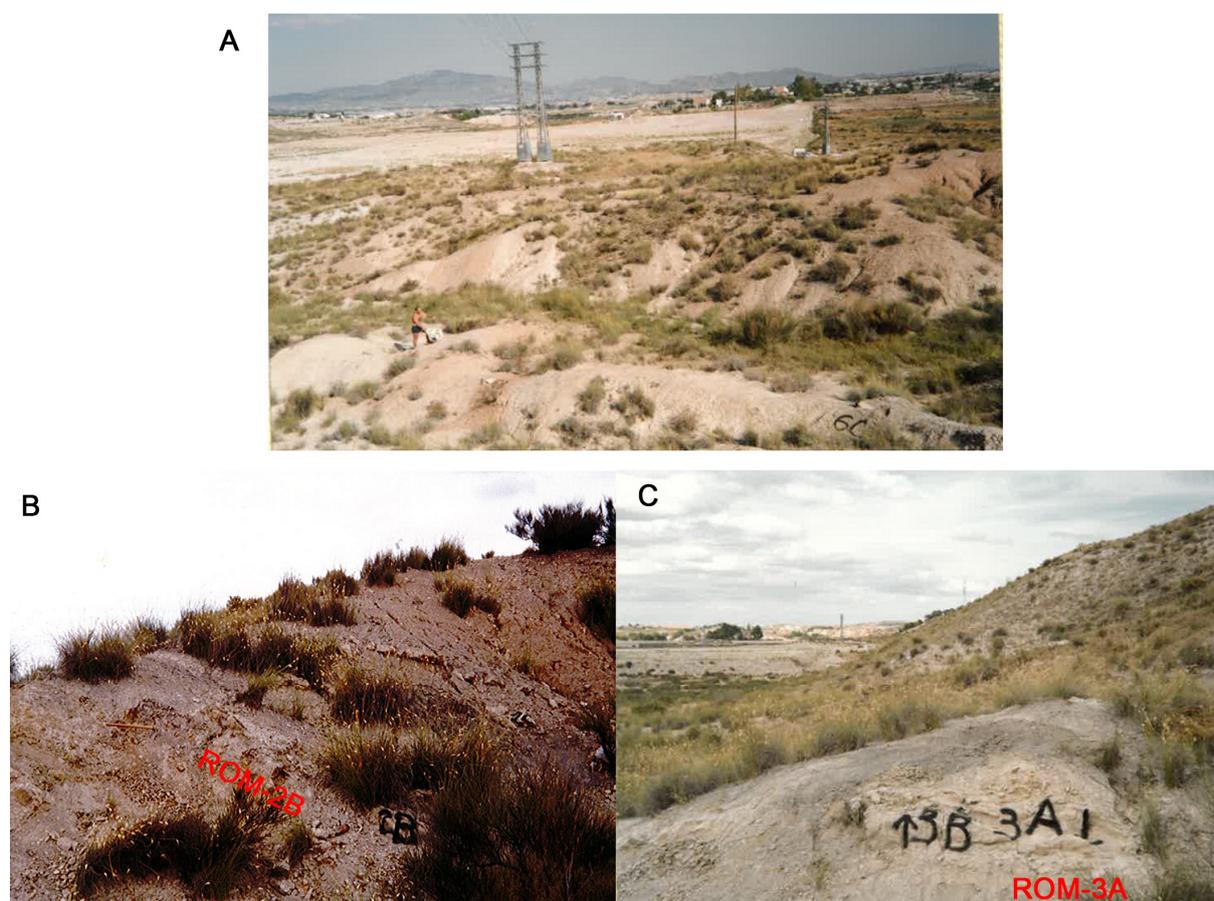


Fig. 4: **A**, Vista general de la sección de Romerales durante la toma de muestras en los años 90. **B**, Detalle del nivel ROM-2B. **C**, Detalle del nivel ROM-3A. Tomado de Piñero (2017).

Estos autores, además de realizar un estudio sistemático, ofrecen una interpretación de las condiciones ambientales dominantes en el entorno de los niveles estudiados en el momento de su formación, en base a las proporciones de las distintas especies de roedores e insectívoros en relación con sus preferencias ecológicas. De esta forma, los taxones identificados en Romerales apuntan hacia el dominio de un espacio abierto herbáceo relativamente homogéneo durante la formación de los niveles estudiados, con la presencia de parches boscosos en ROM-2C (Fig. 5E), el nivel central. Probablemente las

condiciones reinantes fuesen templadas. Se detecta un ligero descenso de temperatura y humedad desde ROM-2B hacia ROM-2C. El bajo valor del índice de diversidad específica tanto de ROM-2B como de ROM-2C y la proporción de los taxones sugieren la presencia de ambientes herbáceos abiertos y homogéneos, permitiendo inferir el dominio de unas condiciones climáticas inestables en la cuenca de Fortuna durante la base del Turoliense superior (6,8–6,2 Ma; Messiniense pre-evaporítico), unos cientos de miles de años antes del inicio de la Crisis de Salinidad del Messiniense.

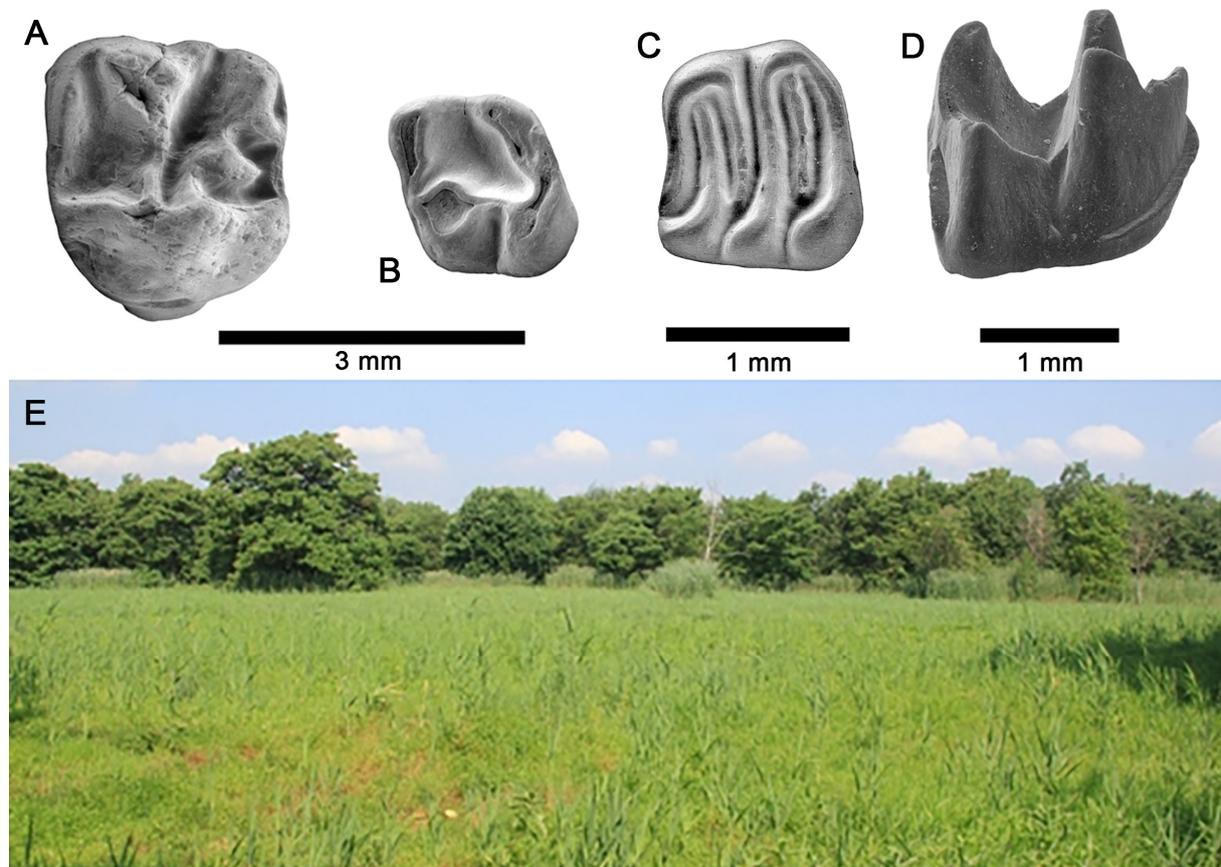


Fig. 5: Imágenes al Microscopio Electrónico de Barrido Ambiental de varios dientes de micromamíferos recuperados del nivel Romerales 2C (tomado de Piñero et al., 2018). **A**, Molar superior de la ardilla voladora *Pliopetaurista* sp. **B**, Molar inferior de la ardilla terrestre *Heteroxerus* sp. **C**, Molar inferior del lirón *Eliomys* cf. *truci*. **D**, Molar inferior del erizo *Parasorex* sp. **E**, Aspecto aproximado que habría tenido el paisaje de la cuenca de Fortuna durante el depósito de ROM-2C, entre 6,8 y 6,2 Ma (base Turoliense superior).

5. NUEVOS APORTES CIENTÍFICOS: SECCIÓN DE SIFÓN DE LIBRILLA

La sección de Sifón de Librilla (cuenca de Fortuna) ofrece un registro bioestratigráfico muy detallado, siendo excepcional para el estudio de la evolución de pequeños mamíferos desde el Mioceno superior hasta el Plioceno inferior. Se trata de una sección con un registro continental continuo de más de 2 millones de años (entre 6,9 y 4,6 Ma), que además cuenta con un marco magnetoestratigráfico bien calibrado (Garcés et al., 1998, 2001). Actualmente, la magnetoestratigrafía es la herramienta más útil y ampliamente disponible para la estimación de la edad de las faunas de mamíferos. Hasta el momento, no hay muchas secciones estratigráficas que hayan proporcionado fósiles de micromamíferos y que además cuenten con datos paleomagnéticos fiables. Afortunadamente se dispone de la sección de Sifón de Librilla, que además incluye el límite Mioceno-Plioceno con una transgresión marina inmediatamente por encima de una incisión que se produjo tras la Crisis de Salinidad del Messiniense (Fig. 6). En este caso, el nivel de SIF-413 representa el primer depósito de esta sección con contenido en microfauna formado durante el Plioceno más basal. Tal y como afirman Piñero y Agustí (2019) en su extenso trabajo, el estudio detallado de esta sección permite analizar las implicaciones bioestratigráficas para detectar el inicio del Plioceno inferior en depósitos continentales. El hecho de que las asociaciones de los niveles de esta sección cuenten con una edad precisa permite establecer un marco cronológico para las diferentes especies encontradas a lo largo de la misma. Aparte, en dicha publicación se proporciona un estudio completo de la taxonomía de los múridos de esta secuencia, y se revisan las relaciones filogenéticas entre especies de múridos de los géneros *Apodemus*, *Stephanomys* y *Paraethomys*.

La serie de Sifón de Librilla aflora a lo largo de la parte oriental del sinclinal que aparece al norte de la población de Librilla (Fig. 2), en la Sierra del Cura. El acceso a

su parte más baja se sitúa a unos 2 km al norte de Librilla. Esta sección está formada por cerca de 800 m de capas rojas de origen aluvial donde las lutitas rojas se alternan con margas grises de origen palustre, que es donde se concentra la mayor parte de los niveles con contenido en fósiles de microfauna, junto con abundantes restos de conchas de gasterópodos límnicos. La serie incluye ocho niveles fosilíferos que han aportado restos de micromamíferos con una edad que va desde la base del Turolense superior en un estado previo a la entrada del múrido *Paraethomys* (SIF-1, SIF-3 y SIF-52; entre 6,9 y 6,2 Ma) y Turolense superior con *Paraethomys* (SIF-61 y SIF-79; entre 6,2 y 6,0 Ma), hasta la base del Rusciniense inferior (SIF-413, SIF-430 y SIF-P; entre 5,3 y 4,6 Ma). La sección incluye entre los niveles SIF-79 y SIF-413 una unidad marina somera de 30 m de espesor con bivalvos, equinodermos y foraminíferos bentónicos. Estos últimos indican medios marinos someros y una edad pliocena basal. Esta unidad representa la transgresión marina del inicio del Plioceno tras el restablecimiento de las condiciones marinas en el Mediterráneo después de la Crisis de Salinidad del Messiniense.

Piñero y Agustí (2019) identifican a lo largo de la sucesión un total de 25 especies diferentes de roedores. Entre ellas se encuentran los múridos *Stephanomys ramblensis*, *Stephanomys dubari*, *Stephanomys cordii* (Fig. 7B), *Apodemus gudrunae*, *Apodemus gorafensis*, *Occitanomys alcalai*, *Occitanomys adroveri*, *Occitanomys alcalai*, *Occitanomys brailloni* (Fig. 7A), *Paraethomys meini* (Fig. 7C), *Paraethomys* aff. *abaigari*, *Castromys* cf. *littorali* y *Castillomys gracilis*; los cricétidos *Hispanomys* cf. *adroveri*, *Neocricetodon seseae*, *Apocricetus alberti*, *Hispanomys romeroi* (nueva especie de la que se hablará en las siguientes líneas; Fig. 7D), *Apocricetus alberti*, *Apocricetus barrierei*, *Ruscinomys* sp. y *Ruscinomys* cf. *lasallei*; el gerbílido *Debruijnmys* sp.; y los glíridos *Eliomys truci*, *Eliomys* cf. *intermedius* y *Muscardinus vireti*.

Por su parte, Furió y Agustí (2017) incluyen la descripción de los insectívoros de las series de Sifón de Librilla y El Chorríco – Salinas de Molina, entre otras secuencias de la Península Ibérica. En los niveles de SIF-52, SIF-3 y Chorríco 2B identifican las mismas dos especies que aparecen en Romerales, es decir, el erizo *Parasorex* sp. y la musaraña *Paenelimoecus repenningi*. En su trabajo, Furió y Agustí (2017) concluyen que la diversidad de insectívoros durante el Mioceno terminal en el sur de la Península Ibérica es más pobre que al norte, una diferencia latitudinal probablemente debida a factores climáticos/ecológicos.

Como se ha comentado previamente, el registro de más de 2 millones de años de

sedimentos continentales en la sección de Sifón de Librilla, con localidades ricas en micromamíferos, ha favorecido la redefinición de las relaciones filogenéticas para algunos géneros de múridos. Así, Piñero y Agustí (2019) confirman la línea de evolución continua *S. ramblensis* – *S. dubari* – *S. cordii*. Según estos autores, la coexistencia de *Apodemus gudrunae* y *Apodemus gorafensis* en SIF-3 (base del Turoliense superior), así como la ausencia de poblaciones transicionales, sugiere que *Apodemus gorafensis* es o bien un inmigrante en la Península Ibérica, o bien el resultado de un proceso cladogenético rápido, descartando un origen anagenético desde *Apodemus gudrunae*, tal y como se indica en trabajos previos. Por último, proponen que *Paraethomys* aff. *abaigari* deriva de *Paraethomys meini*.

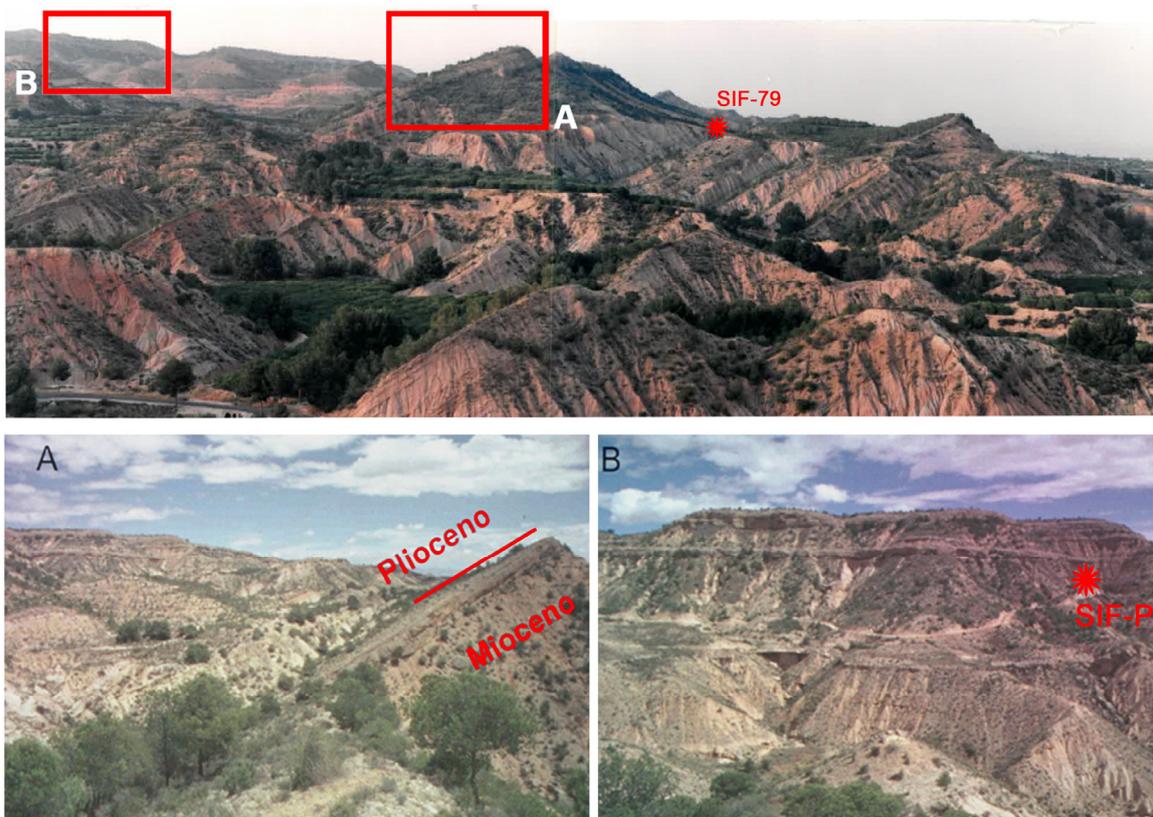


Fig. 6: Vista general de parte de la sección de Sifón de Librilla, y situación del último nivel mioceno de la serie (SIF-79). **A**, Límite Mioceno-Plioceno. **B**, Techo de la secuencia con la localización del último nivel con micromamíferos (SIF-P). Tomado de Piñero (2017).

Quizá, las conclusiones más importantes y de mayor calado a nivel europeo de Piñero y Agustí (2019) son aquellas

derivadas del análisis bioestratigráfico del conjunto de roedores del nivel SIF-413. Esta localidad se formó durante el

Plioceno más basal, tras la Crisis de Salinidad del Messiniense, y se le ha asignado una edad de entre 5,33 y 5,23 Ma. El estudio detallado de su fauna ha permitido confirmar la equivalencia entre los límites Mioceno-Plioceno y MN13-MN14, un hecho muy discutido antes de la publicación de dicho artículo. Por último, Piñero y Agustí (2019) establecen que el múrido *Occitanomys brailloni* (Fig. 7A) es el elemento clave para detectar el inicio del Plioceno en los niveles continentales de Europa occidental, así como para diferenciar la unidad MN13 de la unidad MN14. Esta conclusión se deriva del hecho de que *O. brailloni* es la única especie encontrada en SIF-413 que no aparece en los niveles miocenos. Su presencia en SIF-413 corrobora que esta especie aparece por primera vez en el Plioceno más temprano.

La disposición de una sección larga y continua como es Sifón de Librilla ligada a un estudio magnetoestratigráfico fiable ha permitido además calibrar las primeras y últimas apariciones de muchas especies de roedores, e incluso se ha establecido el rango cronológico completo de algunas de ellas. Por mencionar algunas, la primera aparición de *Apodemus gudrunae*, *Occitanomys alcalai* y *Stephanomys ramblensis* se correlaciona con el techo del cron de polaridad magnética 3Ar, ligeramente anterior a 6,7 Ma. La primera aparición de *Apodemus gorafensis* y la última aparición de *Occitanomys adroveri* se establecen ligeramente por encima de la base del cron 3An2n, algo posterior a 6,7 Ma. La transición de *Stephanomys ramblensis* a *Stephanomys dubari* se correlaciona con el cron 3An.1n, entre 6,033 y 6,252 Ma. La primera aparición de *Occitanomys brailloni* se asigna a la parte más alta del cron 3r, en torno al límite Mioceno-Plioceno (5,33 Ma). La transición de *Stephanomys dubari* a *Stephanomys cordii* tuvo lugar en algún momento entre la base del subcron 3n.3n y el techo del subcron 3n.2r (4,896–4,631 Ma). La última aparición de *Apodemus gudrunae* se correlaciona con el subcron 3n.2r (4,799–4,631 Ma). El nivel de SIF-61, de unos 6,2 millones de años de antigüedad, registra por primera vez el múrido *Paraethomys* en

Europa (Fig. 7C), procedente probablemente del Norte de África. Se trata de un elemento de gran significancia bioestratigráfica para el Mioceno superior.

Por último, cabe destacar la definición de una nueva especie de cricétido (comúnmente conocidos como hámsteres) que Piñero y Agustí (2019) denominan *Hispanomys romeroi*, en honor al Dr. Gregorio Romero, jefe del Servicio de Patrimonio Histórico de la Dirección General de Bienes Culturales, en reconocimiento a las facilidades que ha proporcionado para la investigación paleontológica de la cuenca de Fortuna. La nueva especie se identificó en el nivel SIF-61, que tiene una edad próxima a los 6,2 Ma, aunque también aparece en SIF-52 (~6,25 Ma) y SIF-79 (~6 Ma). *Hispanomys romeroi* se describe como una especie grande dentro de su género. De acuerdo a su morfología dental, podría parecer que es el ancestro de *Ruscinomys gilvosi*, cricétido que como hemos indicado previamente aparece en los niveles de Romerales. Sin embargo, Romerales se localiza en una posición estratigráfica más baja que SIF-61 de acuerdo a su composición faunística, siendo más antiguo que la primera entrada del múrido *Paraethomys* en la Península Ibérica, la cual se registra precisamente en SIF-61. Esto hace que sea altamente improbable que haya una relación filogenética entre ambas especies. La presencia de *Ruscinomys* aff. *gilvosi* en niveles más antiguos que SIF-61 indica de forma clara que la evolución de los géneros *Hispanomys* y *Ruscinomys* en el Mioceno terminal es mucho más compleja de lo que previamente se había pensado.

Para terminar este apartado apuntamos un dato curioso, y es que la mayor parte de los roedores fósiles se definen sobre la base de sus dientes, ya que es el elemento que más información aporta a nivel de especie. Se trata además del elemento que mejor y en más cantidad se suele conservar. Al mismo tiempo, la morfología dental registra perfectamente los cambios a lo largo de la evolución de los linajes (ejemplos en Figs. 5 y 7).

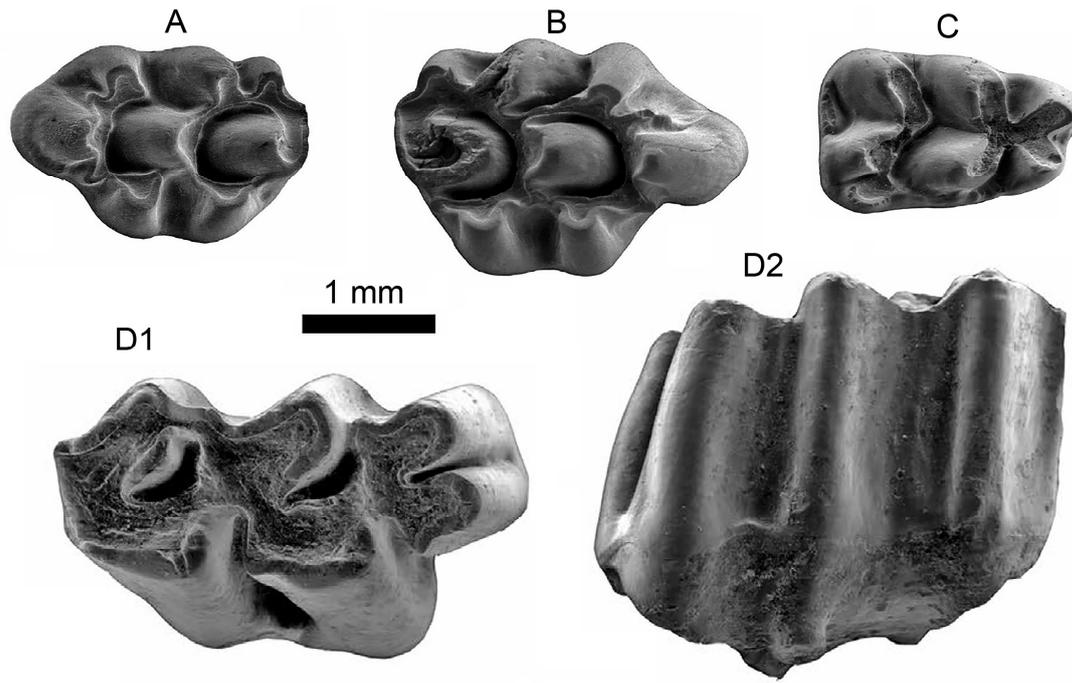


Fig. 7: Fotografías al Microscopio Electrónico de Barrido Ambiental (ESEM) de algunos molares de roedores procedentes de la sección de sifón de librilla (tomado de Piñero y Agustí, 2020). **A**, Primer molar superior del múrido *Occitanomys brailloni* procedente del nivel SIF-413 (5,33–5,23 Ma), taxón clave para diferenciar el Mioceno superior del Plioceno inferior en depósitos continentales europeos. **B**, Primer molar superior del múrido *Stephanomys cordii* procedente del nivel SIF-P (~4,6 Ma). **C**, Primer molar inferior del múrido *Paraethomys meini* procedente del nivel SIF-61 (~6,2 Ma), representa el primer registro del género *Paraethomys* en Europa. **D**, Holotipo de *Hispanomys romeroi*, primer molar superior procedente del nivel SIF-61. Tomado de Piñero y Agustí (2019).

6. NUEVOS APORTES CIENTÍFICOS: EL PUERTO DE LA CADENA

El yacimiento de vertebrados continentales del Puerto de la Cadena (cuenca de Murcia-Carrascoy) se encuentra en el flanco norte de la Sierra de Carrascoy, a unos 8 km al SSO de Murcia capital y a 2,5 km al sur de la pedanía de El Palmar, muy próximo al lugar denominado como Venta de La Paloma y dentro del Parque Regional de Carrascoy-El Valle. La datación del yacimiento llevada a cabo por Piñero et al. (2017) no fue tarea fácil, y requirió de un trabajo multidisciplinar en el que se coordinaron hasta una veintena de investigadores de todo el país. En dicho estudio, se realizó una síntesis sedimentológica, magnetoestratigráfica y paleontológica de la unidad del Cigarrón con la finalidad de clarificar la edad del mencionado yacimiento. El trabajo fue

dedicado a Miguel Ángel Mancheño, profesor de la Universidad de Murcia, quien puso toda su ilusión y esfuerzo en el estudio del yacimiento del Puerto de la Cadena desde su descubrimiento, y dirigió el proyecto de investigación de este yacimiento financiado por la Fundación Séneca.

El análisis paleomagnético ofreció resultados claros, de forma que en la parte alta de la unidad del Cigarrón se detectó un cambio de polaridad de normal a inverso. El yacimiento del Puerto de la Cadena se localiza en la denominada sección de la Isleta, que ofreció una polaridad inversa, coincidiendo precisamente con la polaridad de la parte alta de la unidad donde se encuentra, tal y como indicaban las correlaciones estratigráficas. Para poder asignar el cron correspondiente a cada uno de los intervalos de polaridad magnética, no fue

suficiente con las correlaciones bioestratigráficas, ya que los taxones identificados en el yacimiento aparecen tanto en el Mioceno superior como en el Plioceno inferior. Así, durante años fue muy difícil asignar una edad al yacimiento del Puerto de la Cadena, pudiendo simplemente aproximar hasta el límite Mio-Plioceno. Sin embargo, a medida que avanzaron los trabajos geológicos en el área de estudio, se tuvo la fortuna de detectar una cicatriz erosiva del final del

Messiniense en un punto de la columna estratigráfica más bajo que la localización del nivel con restos de vertebrados. Con ello se aclaró finalmente la edad pliocena del yacimiento (Rusciniense inferior, MN14), y se pudo correlacionar la polaridad inversa detectada en el propio yacimiento con el subcrón de polaridad magnética 3n.3r, con lo que su edad se estima entre 4,997 y 4,896 millones de años, unos 300.000 años después de la reinundación del Mediterráneo.

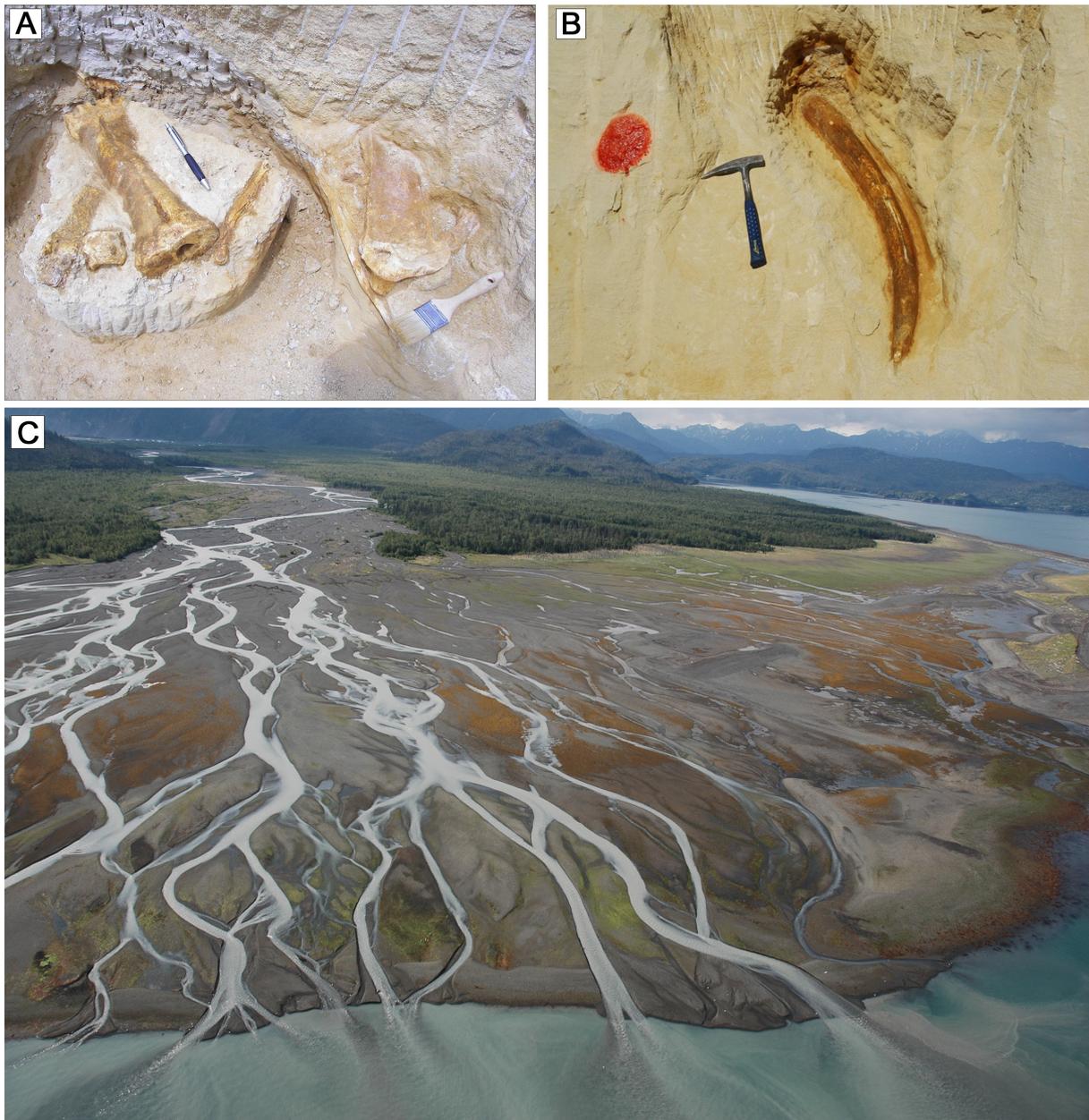


Fig. 8: **A**, Restos óseos *in situ* de un gran artiodáctilo en el yacimiento del Puerto de la Cadena durante la excavación sistemática del año 2009. **B**, Defensa de mastodonte *in situ* en el yacimiento del Puerto de la Cadena. **C**, Paisaje aproximado del entorno del Puerto de la Cadena hace 5 millones de años (Plioceno inferior).

Entre los más de 2000 fósiles de vertebrados que se recuperaron en el yacimiento entre los años 2008 y 2011 (Fig. 8A, B), se han identificado hasta 26 especies distintas de pequeños y grandes vertebrados (ver Tabla 1 y Fig. 9). Entre ellas destaca el cocodrilo (Fig. 9A), y es que hasta este momento no se sabía con certeza si estos reptiles persistieron más allá del límite Mio-Plioceno en Europa, por lo tanto, los cocodrilos del Puerto de la Cadena se convierten en los últimos de Europa. También destacan el gerbílido *Debruijnimys* sp. (Fig. 9D), el macaco *Macaca* sp. (Fig. 9B), y la jirafa *Sivatherium* cf. *hendeyi* (Fig. 9E), ya que son de origen africano, de forma que se asentaron en la Península Ibérica durante la Crisis de Salinidad del Messiniense. Se puede decir por tanto que 300.000 años después de la reinundación del Mediterráneo, algunos animales que migraron del norte de África hasta la Península Ibérica continuaban viviendo en el área del Puerto de la Cadena. Se confirma así que varios grupos africanos

se establecieron de forma exitosa durante el Neógeno superior en España donde habitaron durante miles de años. Era un tiempo en el que estos animales se podían ver merodeando la sierra de Carrascoy junto a tortugas gigantes, mastodontes, caballos con tres pezuñas, rinocerontes, gacelas, búfalos, ancestros de coyotes, víboras gigantes o cocodrilos. El paisaje estaba dominado por llanuras fluviales que desembocaban en el mar. De hecho, entre los fósiles de animales terrestres se han hallado restos de fauna marina tales como dientes de tiburón y espículas de erizos. Se puede concluir que el mecanismo que permitió la aparición de estos animales terrestres en secuencias marinas someras fue el transporte mediante sistemas deltaicos desarrollados en la desembocadura de pequeños cursos fluviales meandriformes, más o menos esporádicos, desde zonas emergidas hacia zonas marinas, pero, en cualquier caso, relativamente cercanas a la línea de costa (Fig. 8C).

Order	Family	Species
Rodentia	Muridae	<i>Stephanomys</i> cf. <i>dubari</i>
		<i>Paraethomys</i> cf. <i>meini</i>
		<i>Debruijnimys</i> sp.
	Cricetidae	<i>Apocricetus</i> cf. <i>barrierei</i> <i>Ruscinomys lasallei</i>
Lagomorpha	Leporidae	<i>Trischizolagus maritsae</i>
	Prolagidae	<i>Prolagus</i> cf. <i>michauxi</i>
Primates	Cercopithecidae	<i>Macaca</i> sp.
Carnivora	Canidae	<i>Eucyon monticinensis</i>
Proboscidea	Gomphotheriidae	<i>Anancus arvernensis</i>
Perissodactyla	Equidae	<i>Hipparion</i> aff. <i>fissurae</i>
	Rhinocerotidae	<i>Dihoplus schleiermacheri</i> vel <i>Dihoplus megarhinus</i>
	Cervidae	Cervidae indet.
	Giraffidae	<i>Sivatherium</i> cf. <i>hendeyi</i>
Artiodactyla	Bovidae	<i>Gazella</i> aff. <i>baturra</i>
		<i>Gazella</i> aff. <i>lydekkeri</i>
		Bovidae indet. sp. 1
		Bovidae indet. sp. 2
		Bovidae indet. sp. 3
		<i>Parabos</i> sp.
Crocodylia		Crocodylia indet.
Testudines	Testudinidae	<i>Titanochelon</i> sp.
		Testudinidae indet.
	Trionychidae	Trionychidae indet.
Squamata	Viperidae	<i>Vipera</i> sp.
	Colubridae	<i>Malpolon</i> gr. <i>monspessulanus-mlynarski</i>

Tabla 1: Lista faunística de los vertebrados del yacimiento del Puerto de la Cadena según Piñero et al. (2017).

Recientemente, Pérez-García et al. (2020) añade otro taxón de origen africano a la lista de vertebrados de esta localidad, sumándose a la jirafa, macaco y jerbo. Se trata de *Alatochelon myrteum*, es decir, tortuga de la sal de Murcia, un nuevo género y especie que se define en este trabajo usando un caparazón hallado en el área del Puerto de la Cadena y que en estos momentos se encuentra bajo la tutela de la Asociación Cultural Paleontológica de la Región de Murcia (Fig. 9C). Según Pérez-García et al. (2020), con este hallazgo se confirma que no sólo fueron mamíferos los que se establecieron en España de forma exitosa tras el cierre de los corredores migratorios entre África y Europa. Esta nueva tortuga terrestre es de gran tamaño, llegando a alcanzar su caparazón los 90 cm de longitud. Hasta el momento sólo se conocía un único género de tortuga gigante en el Neógeno de Europa, la tortuga *Titanochelon*.

Otro estudio dedicado al registro paleontológico del Puerto de la Cadena y publicado recientemente es Alba et al.

(2018). En este trabajo, los autores informan sobre el macaco más antiguo de la Península Ibérica tras el final del Mioceno, basándose en la descripción de dos molares superiores pertenecientes a dos individuos distintos. Los dientes, previamente asignados a *Macaca* sp. (Piñero et al., 2017), son ahora atribuidos a *Macaca sylvanus* cf. *prisca* (Fig. 9B). Los macacos se dispersaron hacia Eurasia durante el mencionado intercambio faunístico coincidente con la bajada del nivel que se asocia a la Crisis de Salinidad del Messiniense. A partir de este evento, los macacos se registran por primera vez en el Mioceno tardío de Italia y España, y posteriormente en el Plioceno y Pleistoceno. El registro de macacos europeos sin embargo en el Plioceno es muy escaso, y restringido al Plioceno superior. En este caso, los fósiles del Puerto de la Cadena corroboran la presencia del macaco en el Plioceno basal, y supone el registro más antiguo de este grupo en un yacimiento plioceno bien datado, siendo de hecho 1,5 millones de años anterior al papión *Paradolichopithecus*.

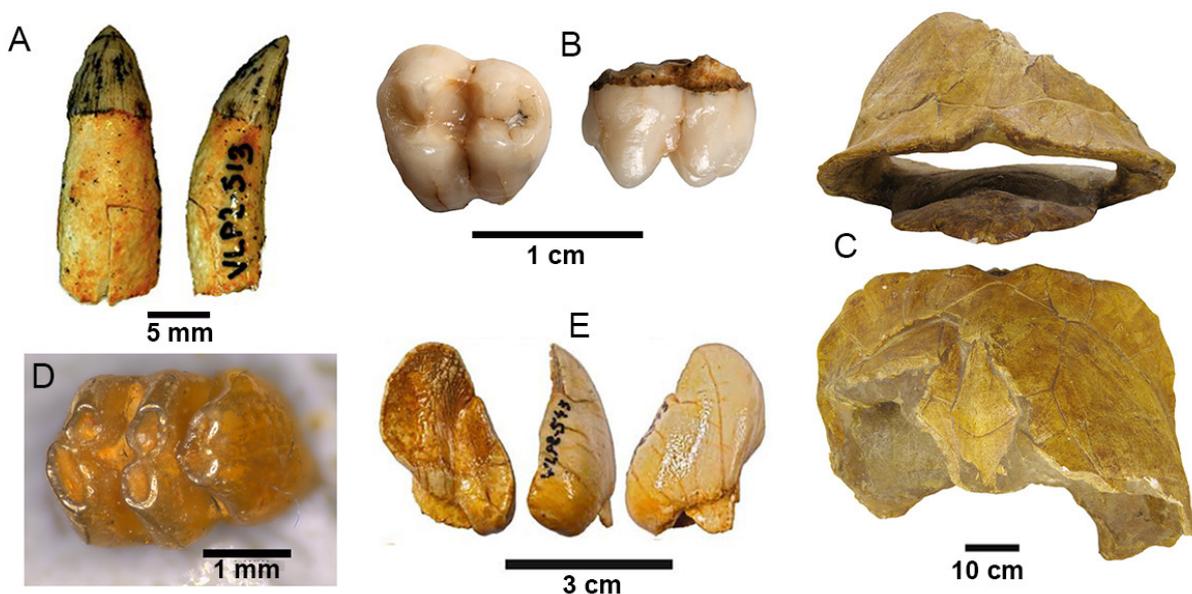


Fig. 9: Fotografías de fósiles de distintos vertebrados del Puerto de la Cadena. **A**, Diente maxilar de *Crocodylia* indet., últimos cocodrilos de Europa (Piñero et al., 2017). **B**, Tercer molar superior de *Macaca sylvanus* cf. *prisca*, macacos pliocenos más antiguos de la Península Ibérica (Alba et al., 2018). **C**, Caparazón de *Alatochelon myrteum*, la tortuga de la sal de Murcia (holotipo, Pérez-García et al., 2020). **D**, Molar superior del jerbo *Debruijnimys* sp., roedor de origen africano. **E**, Canino inferior de la jirafa africana *Sivatherium* cf. *hendeyi*.

7. CONCLUSIONES

En los últimos años, el patrimonio paleontológico del Neógeno superior continental de la Región de Murcia ha sido estudiado por numerosos investigadores especializados, aportando nuevos artículos publicados en revistas internacionales de reconocido prestigio tales como *Palaeontology*, *Historical Biology*, *Journal of Human Evolution*, *Geobios* y *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*. Estos trabajos han contribuido de forma significativa en el avance del conocimiento sobre el Neógeno superior de Europa en disciplinas como la paleontología de vertebrados, bioestratigrafía, biocronología, paleoecología y paleobiogeografía. Entre las conclusiones de estas publicaciones se pueden destacar las siguientes:

- Se han identificado 27 especies de roedores e insectívoros a lo largo de la sección de Sifón de Librilla (ratones, lirones, hámsteres, jerbos, musarañas, erizos), y 11 especies en la sección de Romerales (ratones, lirones, hámsteres, ardillas, musarañas, erizos). El yacimiento del Puerto de la Cadena incluye hasta 26 especies de grandes y pequeños vertebrados (jirafas, macacos, tortugas gigantes, tortugas acuáticas, mastodontes, caballos con tres pezuñas, rinocerontes, ciervos, gacelas, búfalos, ancestros de coyotes, víboras, culebras cocodrilos, ratones, hámsteres, jerbos, conejos, picas gigantes del Mediterráneo).
- Se han añadido nuevos taxones para el registro paleontológico desconocidos hasta el momento por la ciencia: la especie de hámster *Hispanomys romeroi* de la sección de Sifón de Librilla, y el género y especie de tortuga gigante *Alatochelon myrteum* del Puerto de la Cadena.
- Las preferencias ecológicas de las distintas especies de micromamíferos encontrados en la sección de Romerales indican la presencia de prados herbáceos relativamente homogéneos (aunque con cierta presencia de parches boscosos) en la cuenca de Fortuna durante el Messiniense pre-evaporítico, entre hace 6,8 y 6,2 millones de años. Las condiciones climáticas serían templadas e inestables.
- La disposición de una sección larga y continua como es Sifón de Librilla ligada a un estudio magnetoestratigráfico fiable, ha permitido calibrar las primeras y últimas apariciones de muchas especies de roedores, lo que es un aporte importante para la biocronología del Neógeno superior de Europa.
- El estudio detallado de la fauna de la secuencia de Sifón de Librilla, que registra el límite Mio-Plioceno, ha permitido identificar al múrido *Occitanomys brailloni* como el elemento clave para detectar el inicio del Plioceno en los niveles continentales de Europa, así como para diferenciar la unidad MN13 de la unidad MN14. Además, se ha podido confirmar la equivalencia entre los límites Mioceno-Plioceno y MN13-MN14.
- El yacimiento del Puerto de la Cadena ha ofrecido una polaridad magnética inversa que se correlaciona con el subcrón 3n.3r, con lo que su edad se estima entre 4,9 y 5,0 millones de años (Plioceno inferior), unos 300.000 años después de la reinundación del Mediterráneo.
- Especies de origen africano se asentaron en la Península Ibérica de forma exitosa persistiendo

centenares de miles de años después de la interrupción de las conexiones terrestres entre ambos continentes. Entre ellas destacan el jiráfido *Sivatherium* cf. *hendeyi*, el gerbílido *Debruijnimys* sp., el primate *Macaca sylvanus* cf. *prisca* y el testudínido *Alatochelon myrteum*, identificados en el yacimiento del Puerto de la Cadena.

- Se han identificado los macacos pliocenos más antiguos de la Península Ibérica en el Puerto de la Cadena, así como los últimos cocodrilos de Europa, confirmándose la persistencia de estos reptiles más allá de la Crisis de Salinidad del Messiniense.

Los artículos científicos que se vienen publicando desde hace décadas sobre el patrimonio paleontológico del Mioceno superior y Plioceno continental de la Región de Murcia ponen de manifiesto su valioso potencial para abrir ventanas a tiempos pretéritos y conocer las dinámicas de la Tierra a lo largo de sus últimos 7 millones de años. Y esto es posible gracias a la estrecha colaboración que hay entre entidades públicas, investigadores y asociaciones de

aficionados que descubren nuevos yacimientos, una relación que al ser recíproca siempre es constructiva. Ejemplos claros son los del yacimiento del Puerto de la Cadena y el yacimiento de Quibas. Sin duda, los yacimientos de la Región seguirán atrayendo a investigadores de todo el mundo, y seguirán siendo el objeto de nuevas publicaciones científicas. Como hemos visto, este patrimonio ha aportado datos fundamentales para entender el período que ocupan, información que se ampliará a medida que se continúen las labores de investigación y se descubran nuevas localidades. Los trabajos de investigación han puesto en el mapa científico internacional las series paleontológicas asentadas en la Región de Murcia. Nuestra labor ahora es dar a conocer a todo el público el valioso patrimonio paleontológico de esta Región, la importancia de los testigos del pasado, y el interés que suscita a investigadores científicos, para lograr así una mayor curiosidad y sensibilización social sobre el papel de nuestro patrimonio a la hora de desvelar los secretos escondidos del pasado.

8. BIBLIOGRAFÍA

Aguirre, E., Alberdi, M. T., Thaler, L., López Martínez, N. y Ruiz Bustos, A. (1974). Murcia-Granada. En: Aguirre, E. y Morales, J. (Eds.), *Coloquio Internacional sobre Biostratigrafía Continental del Neógeno Superior y Cuaternario Inferior*. Libro-Guía, Madrid, pp. 87-133.

Agustí, J. (1986). Nouvelles espèces de cricetidés vicariantes dans le Turolien moyen de Fortuna (prov. Murcia, Espagne). *Geobios*, 19(1), 5-16.

Agustí, J., y Llenas, M. (1996). The late Turolian muroid rodent succession in eastern Spain. *Acta zoologica cracoviensia*, 1(39), 47-56.

Agustí, J., Gibert, J. y Moyá-Solá, S. (1981). Casa del Acero: Nueva fauna turolense de vertebrados (Mioceno superior de Fortuna, Murcia). *Bull. Inf. Inst. Paleont. Sabadell* 1-2, 69-87.

Agustí, J., Moyá-Solá, S., Gibert, J., Guillén, J. y Labrador, M. (1983). Nuevos datos sobre la bioestratigrafía del Neógeno continental de Murcia. *Paleontologia i Evolució*, 18, 83-94.

Agustí, J., Garcés, M. y Krijgsman, W. (1999). Investigaciones bioestratigráficas y magnetoestratigráficas en la Cuenca de Fortuna (Murcia) y sus implicaciones para la evolución de la cuenca mediterránea durante el Messiniense (Mioceno superior). *Memorias de arqueología*, 14, 27-36.

Agustí, J., Garcés, M. y Krijgsman, W. (2006). Evidence for African–Iberian exchanges during the Messinian in the Spanish mammalian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238(1-4), 5-14.

Alba, D. M., Delson, E., Morales, J., Montoya, P. y Romero, G. (2018). Macaque remains from the early Pliocene of the Iberian Peninsula. *Journal of Human Evolution*, 123, 141-147. 447

Alberdi, M. T., Moya, S. y Sanchiz, B. (1981). Macrovertebrados (Reptilia y Mammalia) del yacimiento finimioceno de Librilla (Murcia). *Estudios Geológicos*, 37(3), 307-312.

Bruijn, H. De., Mein, P., Montenat, C. y Van De Weerd, A. (1975). Correlations entre les gisements de rongeurs et les formations marines du Miocène terminal d'Espagne méridionale (provinces d'Alicante et de Murcia). *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, 78(4), 1-31.

Caracuel, J. E., Soria, J. M. y 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(3-4), 121-128.

Caracuel, J., Corbí, H., Estévez, A., Giannetti, A., Monaco, P., Pina, J. A., Soria, J., Tent-Manclús, E. y Yébenes, A. (2009). Pistas fósiles asociadas a la discontinuidad finimessiniense en el margen norte de la Cuenca del Bajo Segura (SE España). *Geogaceta*, 47(3-4), 37-40.

Corbí, H. y Soria, J. M. (2016). Late Miocene–early Pliocene planktonic foraminifer event-stratigraphy of the Bajo Segura basin: A complete record of the western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 1010-1027.

Dinarès-Turell, J., Ortí, F., Playà, E. y Rosell, L. (1999). Palaeomagnetic chronology of the evaporitic sedimentation in the Neogene Fortuna Basin (SE Spain): early restriction preceding the 'Messinian Salinity Crisis'. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154(3), 161-178.

Fierro, I., Romero, G. y Aberasturi, A. (2015). Recuperación y conservación del patrimonio paleontológico en el Puerto de la Cadena (Murcia). *Memoria gráfica de 4 años de colaboración*. Fundación Séneca, Agencia de Ciencia y Tecnología Región de Murcia, 19 pp.

Freudenthal, M., Mein, P. y Suárez, E. M. (1998). Revision of Late Miocene and Pliocene Cricetinae (Rodentia, Mammalia) from Spain and France. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, 7, 11-93.

Furió, M. y Agustí, J. (2017). Latest Miocene insectivores from Eastern Spain: Evidence for enhanced latitudinal differences during the Messinian. *Geobios*, 50(2), 123-140.

Garcés, M., Krijgsman, W. y Agustí, J. (1998). Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): implications for the Messinian evolution of the eastern Betics. *Earth and planetary science Letters*, 163(1-4), 69-81.

Garcés, M., Krijgsman, W. y Agustí, J. (2001). Chronostratigraphic framework and evolution of the Fortuna basin (Eastern Betics) since the Late Miocene. *Basin Research*, 13(2), 199-216.

Gibert, J., Ferràndez Cañadell, C. y Martínez Navarro, B. (1987). Catálogo de los yacimientos de mamíferos de la Comunidad Autónoma de Murcia. Instituto de Paleontología de Sabadell.

Krijgsman, W., Langereis, C. G., Zachariasse, W. J., Boccaletti, M., Moratti, G., Gelati, R., Iaccarino, S., Papani, G. y Villa, G. (1999). Late Neogene evolution of the Taza–Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Marine Geology*, 153(1-4), 147-160.

Krijgsman, W., Garcés, M., Agustí, J., Raffi, I., Taberner, C. y Zachariasse, W. J. (2000). The 'Tortonian salinity crisis' of the eastern Betics (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 181(4), 497-511.

López Martínez, N. (1989). Revisión sistemática de los Lagomorpha (Mammalia) del Terciario y Cuaternario de España. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, 3(3), 1-344.

Mancheño, M. A., Rodríguez-Estrella, T., Pérez Varela, F., Jiménez Fuentes, E., Serrano Lozano, F. y Romero, G. (2001). Las tortugas gigantes del Puerto de la Cadena (Murcia, España). *Studia Geologica Salmanticensia*, 37, 11-23.

Mankiewicz, C. (1995). Response of reef growth to sea-level changes (late Miocene, Fortuna Basin, southeastern Spain). *Palaios*, 10(4), 322-336.

Martínez Del Olmo, W., Klimowitz, J. y Hernández, E. (2006). El despegue extensional mioceno de la zona de falla de Alhama de Murcia. *Boletín Geológico y Minero*, 117(3), 363-377.

Mein, P., Bizon, G., Bizon, J.-J. y Montenat, C. (1973). Le gisement de mammifères de La Alberca (Murcia, Espagne méridionale). Corrélation avec les formations maritimes du Miocène terminal. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie D*, 276, 3077-3080.

Montenat, C. (1973). Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol. *Tesis Doctoral, Université d'Orsay, Orsay*, 1170 pp.

Montenat, C. y Crusafont, M. (1970). Découverte de Mammifères dans le Néogène et le Pleistocene du Levant espagnol (Provinces d'Alicante et Murcia). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 270, 2434-2437.

Montenat, C., Thaler, L. y Van Couvering, J. (1975). La faune de Rongeurs de Librilla. Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal et les datations radiométriques du volcanisme de Barqueros (Prov. de Murcia-Espagne méridionale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Series D*, 281, 519-522.

Montenat, C., Destevou, P. O. y Coppier, G. (1990). Les bassins néogènes entre Alicante et Cartagena. *Doc. Trav. IGAL, Mem. Hors-Ser.*, 12-13, 313-368.

Morales, J. (1984). Venta del Moro: su macrofauna de mamíferos y biostratigrafía continental del Mioceno terminal mediterráneo. *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid*, 340 pp.

Morales, J., Peláez-Campomanes, P., Abella, J., Montoya, P., Ruiz, F. J., Gibert Beotas, L., Scott, G., López-Cantalapiedra, J. y Sanisidro, O. (2013). The Ventian mammal age (Lastest Miocene): present state. *Revista Española de Paleontología*, 28(2), 149-160.

Müller, D. W. y Hsü, K. J. (1987). Event stratigraphy and paleoceanography in the Fortuna basin (Southeast Spain): a scenario for the Messinian salinity crisis. *Paleoceanography*, 2(6), 679-696.

Müller, D. W. y Schrader, H. (1989). Diatoms of the Fortuna Basin, southeast Spain: Evidence for the intra-Messinian inundation. *Paleoceanography*, 4(1), 75-86.

Murelaga, X., Mancheño, M. A., Carlos-Calero, J. A., Romero, G., Rodríguez-ESTRELLA, T. y Montoya, P. (2007). Restos fósiles de Quelonios en la Región de Murcia. En: Braga, J.C., Checa, A. y Company, M. (Eds.), *XXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*. Libro de resúmenes, Caravaca de la Cruz, pp. 165-166.

Ortí, F., García-Veigas, J., Rosell, L., Rouchy, J.M., Ingles, M., Gimeno, D., Kasprzyk, A. y Playà, E. (1993). Correlación litoestratigráfica de las evaporitas messinienses en las cuencas de Lorca y Fortuna (Murcia). *Geogaceta*, 14, 98-101.

Pérez-García, A., Murelaga, X., Mancheño, M. A. y Fierro, I. (2011). Nuevos datos sobre las tortugas del Puerto de la Cadena (Mioceno superior de Murcia). *Geogaceta*, 50(2), 185-188.

Pérez-García, A., Vlachos, E. y Murelaga, X. (2020). A large testudinid with African affinities in the post-Messinian (lower Pliocene) record of south-eastern Spain. *Palaeontology*.

Pérez-Lorente, F., Serrano, F., Rodríguez, T., Mancheño, M. A. y 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(2), 257-267.

Pérez-Lorente, F., Herrero, C., Herrero, E. y Montoya, P. (2009). *Paracamelichnum jumillensis* n. ichnogen. n. ichnosp., Upper Miocene Camelidae ichnites from the Hoya de la Sima site (Murcia, Spain). *Ichnos*, 16(3), 208-219.

Piñero, P. (2017). Paleocomunidades de múridos (Rodentia, Mammalia) del Neógeno superior y Pleistoceno inferior del sureste de la Península Ibérica. *Tesis Doctoral, Universitat Rovira i Virgili*, Tarragona, 510 pp.

Piñero, P. y Agustí, J. (2019). The rodent succession in the Sifón de Librilla section (Fortuna Basin, SE Spain): implications for the Mio-Pliocene boundary in the Mediterranean terrestrial record. *Historical Biology*, 31(3), 279-321.

Piñero, P., Agustí, J., Oms, O., Fierro, I., Montoya, P., Mansino, S., Ruiz-Sánchez, F. J., Alba, D. M., Alberdi, M. T., Blain, H.-A., Laplana, C., Made, J. V. der, Mazo, A. V., Murelaga, X., Pérez-García, A., Pérez-Valera, F., Pérez-Valera, J. A., Sevilla, P., Soria, J. M. y Romero, G. (2017). Early Pliocene continental vertebrate Fauna at Puerto de la Cadena (SE Spain) and its bearing on the marine-continental correlation of the Late Neogene of Eastern Betics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 479, 102-114.

Piñero, P., Agustí, J., Furió, M. y Laplana, C. (2018). Rodents and insectivores from the late Miocene of Romerales (Fortuna Basin, Southern Spain). *Historical Biology*, 30(3), 336-359.

Playà, E., Ort, F. y Rosell, L. (1995). Composición isotópica de los yesos Messinienses de la cuenca de Fortuna (Murcia): implicaciones sedimentológicas. *Geogaceta*, 18, 122-125.

Playà, E., Dinarès Turell, J., Ortí, F., Gomis Coll, E. y Rosell, L. (1999). Datación magnetoestratigráfica de las evaporitas de la cuenca neógena de Fortuna (Murcia). *Geogaceta*, 25, 163-166.

Pons-Moyà, J. (1987). *Fortunicteis* nov. gen. *acerensis* nov. sp. nuevo Metailurini (Mammalia, Carnivora) del Mioceno superior de la Península Ibérica. *Paleontología i Evolució*, 21, 63-68.

Romero, G. y Fierro, I. (2010). Intervenciones paleontológicas en el Puerto de la Cadena (Murcia). En: Ediciones Tres Fronteras, Consejería de Cultura y Turismo, Dirección General de Bellas Artes y Bienes Culturales (Eds.), *XXI Jornadas de Patrimonio Cultural de la Región de Murcia*. Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, pp. 161-170.

Romero, G., Mancheño, M. A. y Carlos-Calero, J. A. (2007a). Hallazgo de tortuga gigante fósil en el Puerto de la Cadena (Murcia). En: Consejería de Cultura, Juventud y Deportes, Dirección General de Bellas Artes, Bienes Culturales Servicio de Patrimonio Histórico (Eds.), *Actas de las XVIII Jornadas de Patrimonio Cultural, Intervenciones en el patrimonio arquitectónico, arqueológico y etnográfico de la Región de Murcia*. Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, pp. 13-26.

Romero, G., Mancheño, M.A., Carlos-Calero, J. A., De La Cruz, M., Bernal, F. y Marcos, G. (2007b). 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. En: Braga, J.C., Checa, A. y Company, M. (Eds.), *XXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Libro de resúmenes*, Caravaca de la Cruz, pp. 202-203.

Santos, E. H. (2008). Nuevo yacimiento de icnitas Sierra de las Cabras (Jumilla, Murcia). En *XIX Jornadas de Patrimonio Cultural de la Región de Murcia: [celebradas en] Cartagena, Alhama de Murcia, La Unión y Murcia, 7 de octubre al 4 de noviembre 2008* (pp. 39-40). Tres Fronteras.

Santisteban, C. (1981). Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno superior de la cuenca de Fortuna (Murcia), a la luz de la "teoría de la crisis de salinidad". *Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona, 725 pp.*

Santisteban, C. y Taberner, C. (1983). Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin: the Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna Basin, SE Spain. *Journal of the Geological Society*, 140(3), 401-411.

Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, R. (1992). Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4(1), 21-35.

Soria, J. M., Caracuel, J. E., Yébenes, A., Fernández, J. y 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(3-4), 225-247.

Tent-Manclús, J. E., Soria, J. M., Estévez, A., Lancis, C., Caracuel, J. E., Dinarès-Turell, J. y Yébenes, A. (2008). The Tortonian salinity crisis in the Fortuna Basin (southeastern Spain): Stratigraphic record, tectonic scenario and chronostratigraphy. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(7), 474-481.

CHICXULUB: DINOSAURIOS Y UN METEORITO, DOS ELEMENTOS PARA UNA BUENA HISTORIA DE LA CIENCIA.

Marcial de la Cruz Martín. Asociación Cultural Paleontológica Murciana

RESUMEN

La caída de un gran meteorito a final de Cretácico y su responsabilidad en la desaparición de los dinosaurios ya es un tema muy interesante, pero el conocer cómo se fraguó esta teoría lo hace uno de los relatos más apasionantes de la historia de la ciencia. En este artículo de divulgación intento contarlo desde el principio, su base, la búsqueda, el hallazgo del cráter y sus protagonistas principales. Para completarlo, añado los datos nuevos y el estado actual de la investigación.

Palabras clave: Chicxulub, extinción dinosaurios, evento catastrófico, Meteorito.

ABSTRACT

The fall of a great meteorite at the end of Cretaceous and its responsibility in the disappearance of dinosaurs is already a very interesting topic, but knowing how this theory was created makes it one of the most exciting stories in the history of science. In this divulgation article I try to tell from the beginning, its base, the search, the discovery of the crater and its main protagonists. To complete it, I add the new data and the current status of the investigation.

Keywords: *Chicxulub, dinosaurs extinction, catastrophic event, Meteorite.*

1 ANTECEDENTES

Recuerdo la impresión que me causó cuando era niño el fragmento de “La consagración de la primavera” de Igor Stravinsky, de la película de Walt Disney “*Fantasia*”. El magnífico relato de la historia de la vida en la tierra inspirado por la música, nos muestra la desaparición de los dinosaurios a causa de un evento climático de extrema aridez. La película, estrenada en 1940, recogía una de las teorías populares en aquel momento.

La extinción de los dinosaurios intrigó a los científicos desde el mismo momento en que se tuvo conciencia de su existencia. ¿Cómo desaparecieron seres tan magníficos y poderosos?

Se formularon teorías de todo tipo: un cambio climático, un descenso del nivel del mar, una epidemia global, algunas tan insólitas como que fue consecuencia de la depredación de los mamíferos sobre sus huevos, otras mejor

fundadas, como que un fenómeno de intenso vulcanismo ocasionó un largo invierno que acabó con ellos. Todas ellas tan solo mostraban el estado del conocimiento en aquel momento.

Los geólogos y paleontólogos habían adoptado mayoritariamente la teoría “uniformitaria” de la historia de la tierra enunciada por Charles Lyell, sobre la “catastrofista” de Georges Cuvier. La teoría “uniformitaria” o “gradualista” enuncia que la tierra evoluciona y cambia de forma lenta y gradual, mediante un proceso continuo de formación de relieve y erosión, en lugar de hacerlo bruscamente en hipotéticas catástrofes.

El lema “*Natura non facit saltum*” es decir “*La naturaleza no da saltos*”, permite que el estudio de los fenómenos geológicos que actualmente se están produciendo, expliquen los cambios producidos en el pasado.

2 COMO SE FORMÓ LA TEORÍA DE UNA CAUSA EXTRATERRESTRE DE EXTINCIÓN

Comencemos por el principio, ¿Cuándo desaparecieron los dinosaurios?

A nivel global existe en el registro de los sedimentos una marcada discontinuidad formada por una capa de arcilla oscura al final del Cretácico en el contacto con el Paleogeno. Por debajo del mismo, están los fósiles de los dinosaurios, por encima de él, no se ha encontrado resto alguno. Es decir, los dinosaurios desaparecieron en un momento anterior a este límite, datado en hace 65 millones de años.

Este estrato de arcilla, llamado límite K/T (Cretácico/Terciario) tenía desconcertados a los geólogos, por lo abrupto del cambio en las especies que mostraba, y ya puso en aprietos a Lyell, que concluyó que la discontinuidad biológica se debía a una enorme cantidad de tiempo transcurrido sin registrar en los sedimentos. La ausencia de una explicación razonable resucitaba las antiguas y denostadas teorías catastrofistas.

En 1970, tan solo el paleontólogo Dale Russel y el físico Wallace Tucker abogaban por un evento catastrófico en la extinción de los dinosaurios, proponiendo que esta se debía a los cambios climáticos ocasionados por la explosión de una Supernova próxima a nuestro sistema solar. Este trabajo iba en contra de la experiencia y de todo lo aprendido por geólogos y paleontólogos hasta el momento, causándoles el aislamiento académico y ser el objetivo de burla generalizada.

A mediados de los setenta, los geólogos Walter Álvarez y Bill Lowrie acudieron a los Apeninos a recoger datos paleomagnéticos relacionados con la "tectónica de placas". Allí lograron datar las edades de las inversiones magnéticas, información clave para la cronología de la expansión del suelo oceánico y el desplazamiento de las placas. En su trabajo se familiarizaron con el límite K/T en Gubbio (Italia), usado como referencia habitual para la toma de los datos, aprendiendo a encontrarlo con facilidad.

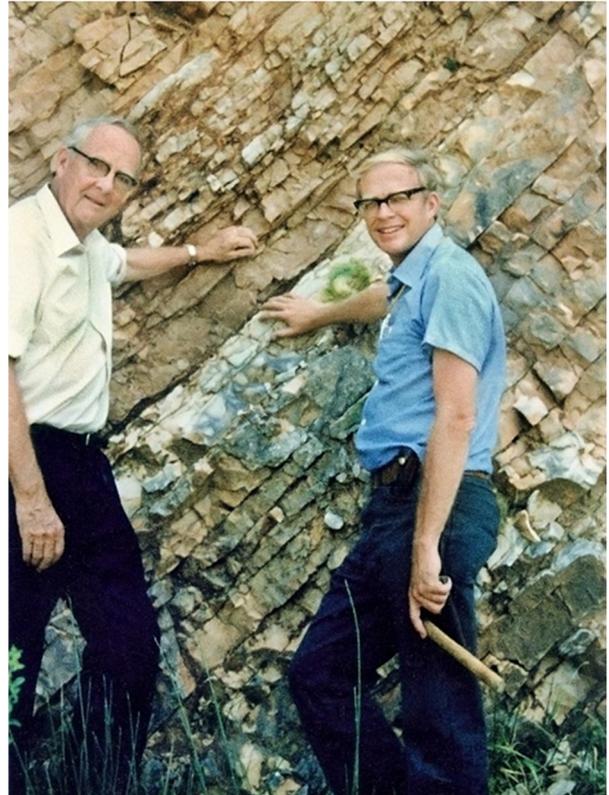


Fig .1 Luis Walter Álvarez y Walter Álvarez en Gubbio

Esta relación con el K/T les hizo reflexionar sobre su significado. Álvarez nunca se había planteado antes el tema de la extinción de los dinosaurios, el escaso conocimiento sobre él se reducía a las breves reseñas del instituto y la facultad, basadas en la concepción gradual de su extinción. Pero su formación científica le hizo poner en cuestión esta aseveración, el límite K/T mostraba una extinción súbita, aunque también era posible que un registro estratigráfico incompleto, con pocos fósiles, pueda hacer parecer que una extinción gradual aparezca como súbita. Por lo que concluyó que la información existente en aquel momento era insuficiente para distinguir entre ambas, ¿podría él dar luz en este asunto? La curiosidad hace caminar la ciencia por rutas inesperadas.

Walter Álvarez pensó que la respuesta podía estar en esa fina capa de arcilla que marcaba el límite K/T. En Gubbio los diferentes estratos de caliza estaban separados por capas de arcilla, esta, tan solo era un poco más gruesa y oscura que las demás, pero había un dato que la hacía muy peculiar: Los foraminíferos existentes por encima y por debajo de ella eran completamente diferentes. Por lo que contó a su

padre, el físico de la Universidad de Berkeley y premio Nobel de Física, Luis Walter Álvarez, su problema para establecer la relación del estrato del límite K/T y el evento de extinción de los foraminíferos, que por otra parte, coincidía cronológicamente con el de los dinosaurios.

De las conversaciones con su padre dedujo que era muy importante averiguar el tiempo en el que tardó en depositarse ese estrato de arcilla, ya que si hubiera sido una sedimentación rápida sería el indicador de una extinción súbita, mientras que si el periodo fuera dilatado indicaría una extinción gradual.

Las dataciones radiométricas, aunque no eran muy abundantes, situaban el límite K/T en aproximadamente 65 millones de años, pero precisamente en Gubbio, Walter junto a Lowrie habían realizado una completa serie de dataciones de los periodos de polaridad magnética para sus estudios sobre tectónica de placas, de las cuales se desprendía que el estrato del límite se encontraba dentro de un periodo de polaridad magnética inversa de aproximadamente 0,5 millones de años, y que en base a su espesor, el periodo en el que se depositó la capa de arcilla no pudo ser en ningún caso superior a 100.000 años, un periodo muy breve geológicamente hablando. De cualquier manera, era necesario confirmar esta información empleando otros métodos.

De la relación padre-hijo se desarrolló una curiosidad por la geología en el físico y una recíproca por la física en el geólogo, que les llevaron a innovar ideando nuevos métodos de generación de información. Con el objetivo de conocer el periodo de tiempo en el que tardó en depositarse el estrato, primero pensaron en medir el isótopo de Berilio-10 (^{10}Be) contenido en la capa de arcilla. El Be-10 es un isótopo que se crea a tasa constante en la atmósfera, y que se incorpora a los sedimentos. Dependiendo de la cantidad existente en el estrato se podría deducir el tiempo de sedimentación, lamentablemente durante la toma de datos se corrigió revisando a la baja, la vida media de este isótopo hasta los 1,5 millones de años haciéndolo inútil para valorar un estrato de hace 65 millones de años. (La vida media o periodo de semidesintegración de un isótopo radiactivo es el tiempo que ha de transcurrir para que se desintegren la mitad de los átomos de una muestra).

Necesitaban otro método, algo que se hubiera incorporado al sedimento a una tasa constante que permitiera, en función de la cantidad hallada, calcular el tiempo de sedimentación. Luis Walter pensó que quizás el Iridio tuviera la respuesta.

El iridio es un elemento químico extremadamente raro en la corteza terrestre, aunque nuestro planeta debe tener la misma proporción que el resto de los astros con un origen común en el Sistema Solar, la cantidad original de dicho elemento existente en la Tierra fue migrando durante el proceso de su formación hacia el núcleo, por su peso y por la gran atracción que el hierro ejerce sobre él. Por este motivo los sedimentos de la corteza tienen cantidades apenas detectables de Iridio, y estas se deben al fino polvo espacial que la Tierra recibe de forma constante, como si de una débil lluvia se tratara.

En 1977, el químico nuclear Frank Asaro, el mayor especialista en análisis por activación de neutrones, aceptó cuantificar una pequeña serie de muestras. Estas fueron escogidas tanto del estrato de arcilla como las próximas por encima y por debajo, así como otras muestras de control más distantes al límite. A mediados de 1978, Asaro llamó a los Álvarez, había completado los análisis y los resultados eran incongruentes con lo esperado.

Se esperaba encontrar una concentración 0,1 ppb (partes por mil millones, el billón americano son mil millones europeos), en las muestras, incluida la arcilla del límite si el depósito había sido lento y gradual, y casi nada de iridio en el límite, si el depósito había sido rápido.

La concentración coincidía con las muestras de control y con las próximas al límite, pero esta concentración ascendía a 9 ppb en la arcilla del límite, ¡90 veces mayor!. Eliminada la contaminación y los errores de calibración el resultado se confirmaba. Entonces ¿de dónde había salido semejante cantidad de iridio?

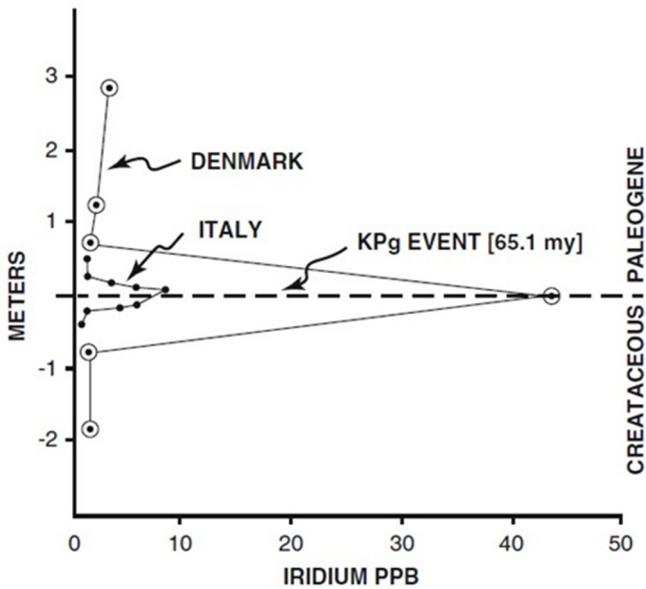


Fig. 2 Concentración de Iridio en ppb (parts per billion = partes por mil millones) en función del espesor (Alvarez et al.)

Antes de conjeturar ninguna hipótesis decidieron averiguar si esta anomalía del iridio en el límite K/T, era un fenómeno global o estaba restringida a las muestras de Gubbio, por lo que decidieron analizar otras muestras del límite lejos de Italia. Actualmente conocemos cientos de localidades pero en aquel entonces eran muy escasas las conocidas, y generalmente incompletas.

Existía una que era obvia, los acantilados *Stevns Klint*, al sur de Copenhague (Dinamarca), que habían dado el nombre al piso "Daniense", que es el inmediatamente superior al límite. Walter junto con el sismólogo danés Søren Gregersen, tomaron cuidadosamente las muestras y las enviaron. Asaro confirmó la concentración anómala de iridio, incluso con un valor mucho más alto.

Dos localidades eran insuficientes para lanzar una hipótesis global y desconocían donde encontrar otras secuencias completas del límite K/T, pero al menos confirmaba que no se trataba de una anomalía local. De cualquier manera permitía valorar si la teoría de la supernova propuesta por Dale Russel y Wallace Tucker podría ser cierta.

Luis Walter Álvarez apuntó que si el causante de la aportación masiva de iridio era la explosión de una supernova próxima a la Tierra, este debería ir acompañado de Plutonio-244, como

se había observado en otras supernovas, pero la ausencia de este isótopo descartó la hipótesis de la supernova.

Entre tanto, el geólogo holandés Jan Smit, había encontrado otra localización completa del límite K/T en Caravaca de la Cruz (Murcia - España). Estaba estudiando para su tesis la abrupta extinción de los foraminíferos cretácicos en el sureste español, y buscaba un marcador químico que le diera la pista de la causa. Al igual que los Álvarez, detectó en el límite la inusual cantidad de iridio. Cuando fue a publicar sus resultados se encontró que ya habían sido publicados datos de la investigación por el equipo de Berkeley, por lo que contactó con Walter para hacerle saber que su investigación en España confirmaba sus hallazgos en Italia y Dinamarca. La honestidad de ambos generó una sincera colaboración de amistad, Jan jamás intentó atribuirse el hallazgo de la anomalía del iridio y Walter siempre cita a Jan Smit como codescubridor.

3 EL IMPACTO

¿Qué otra causa pudo tener esta extinción de los foraminíferos? Por un lado se constató que los foraminíferos no desaparecieron solos, que su extinción sucedió al mismo tiempo que la de los dinosaurios, gran número de invertebrados, animales unicelulares y plantas. Por lo que tenían entre manos una gran extinción que afectaba al menos al 50% de las especies existentes al final del cretácico. Y además una aportación inusualmente alta de iridio, que excluidas otras alternativas solo podía tener un origen extraterrestre, causado por el impacto de un meteorito.

La teoría de un impacto meteorítico, necesitaba de más investigación y comprobaciones, pero se estaba hablando mucho de la anomalía del Iridio y otros equipos por todo el mundo estaban analizando muestras, así que ante la ausencia de objeciones graves a la hipótesis y la presión creciente, el artículo "*Extraterrestrial cause for the Cretaceous – Tertiary extinction*", (*Origen extraterrestre para la extinción Cretácico – Terciario*) fue publicado en junio de 1980 en la revista "*Science*", en él se apuntaba por primera vez el impacto de un meteorito o un cometa como la causa de la extinción de los dinosaurios.



Fig. 3 Límite K/T en el Barranco del Gredero, Caravaca de la Cruz, Murcia, España (Foto cortesía de Luis Arrufat)



Fig. 4 Límite K/T en Agost, Alicante, España (Foto del Autor)

¡La tormenta de la controversia había estallado!, tanto adeptos como detractores alzaban la voz para hacer oír su opinión. Inmediatamente empezaron a aparecer nuevas localizaciones del límite K/T, con la anomalía del Iridio: Dave Russell en Nueva Zelanda, Zhiming Zhou y John Wasson en un testigo profundo del océano Pacífico, Carl Orth en Nuevo Mexico, Chuck Pilmre en varias localizaciones de Estados Unidos, Florentin Maurrase en Beloc (Haiti) una localización con sedimentos de aguas profundas y Thor Hansen en el lecho del río Brazos en Texas (USA).

Son escasos los temas que atraen a tantos profesionales de tan variadas disciplinas. Aparte de los geólogos y paleontólogos, especialistas en la lectura de la Tierra, los físicos se sintieron atraídos por las consecuencias de una liberación tan brutal de energía, a los químicos les interesaba las reacciones que se produjeron en un suceso tan extremo, a los astrónomos la implicación y mecánica de un aerolito y a los meteorólogos la dinámica de la atmosfera en estas circunstancias. Esto dio lugar a que durante la década de los 80s era raro el mes que no se publicara alguna novedad sobre el tema.

La relación interdisciplinar raramente se había dado anteriormente en la ciencia, cada disciplina tiene sus métodos, tradiciones y un lenguaje técnico particular que dificultan la comunicación, aparte de los recelos de que un extraño venga a jugar a tu jardín, por ese motivo, se convocó en 1981 en Snowbird (Utah, USA) un congreso cuya finalidad era específicamente “enseñar a los científicos a comunicarse entre ellos”, se convocaron multitud de seminarios sobre las bases de las distintas disciplinas en la que la consigna era “no temer a preguntar algo”, por elemental que pareciera. Snowbird generó una dinámica desconocida antes en la ciencia, lo que antes se consideraría una intrusión paso a ser colaboración habitual.

De todas formas, no nos llamemos a engaño, la teoría uniformitaria estaba firmemente arraigada y muchos científicos no estaban dispuestos a consentir un “neocatastrofismo”, por lo que se crearon dos bandos altamente enfrentados, entre los que cualquier error era ostentadamente puesto en evidencia, siendo esta trifulca una oportunidad muy atractiva para los medios de comunicación, que no dejaron

pasar. Como contrapartida, eso ocasionó que los datos e informaciones fueran revisados a conciencia antes de hacerse públicos.

4 EN BUSCA DEL CRÁTER

Volviendo a nuestro tema, para confirmar la teoría del impacto meteorítico, faltaba un punto muy importante: ¡Localizar el cráter!

La tarea se mostró complicada, en la superficie de la luna se observan una gran cantidad de cráteres, pero la mayoría son muy antiguos y aunque la tierra estuvo sometida al mismo bombardeo la evolución geológica de la corteza borró sus huellas, aún más difícil de localizar sería si el impacto sucedió en el océano, ya que estaría oculto bajo kilómetros de agua y sedimentos. A pesar de todo se recopiló una extensa lista de alrededor de un centenar de cráteres de impacto sobre la superficie continental, pero fueron desechados uno a uno ya fuera por su tamaño o antigüedad. ¡Sin cadáver, era difícil probar que se produjo el crimen!

Era necesario buscar en otra dirección.

Se podría averiguar si el impacto se produjo en superficie continental o en una cuenca oceánica, ya que tienen una composición química diferente, el meteoro en su impacto habría arrancado fragmentos de la corteza alcanzada, que quedarían depositados en los sedimentos del límite.

La corteza continental es antigua y permanente, aunque sus placas cambien de posición en el tiempo, mientras que los fondos del océano se crean y se destruyen constantemente, no existiendo fondos oceánicos con más de 180 millones de años. Esto hace que su composición química sea muy diferente.

En la corteza continental predomina el cuarzo (SiO_2) y los feldespatos potásicos (KAlSi_3O_8) y sódicos ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), mientras que en la corteza oceánica lo hacen el olivino (Mg_2SiO_4), el piroxeno ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) y el feldespato cálcico ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Es decir que tenemos unos marcadores de corteza continental como son el Potasio (K) y el Sodio (Na), mientras que el Calcio (Ca) y el Magnesio (Mg) lo son de la corteza oceánica.

Revisando las muestras tomadas en el afloramiento del límite K/T en Caravaca de la Cruz (España), Jan Smith fue el primero en encontrar la pista en forma de unos pequeños granos redondos que denominó “esférulas”, compuestas principalmente por sanidina, mineral muy raro en las rocas sedimentarias. Internamente estas esférulas mostraban la misma construcción plumosa en sus estructuras cristalinas que las muestras de roca de los impactos traídas de los viajes a la luna.

Los análisis de las muestras de Caravaca, continuaron en UCLA (Universidad de California) por el equipo de Don DePaolo, que pudo separar los componentes de la arcilla en cuatro orígenes diferentes: 1.- El impactor, 2.- La roca impactada, 3.- Sedimentos locales y un 4.- formado por las sustituciones posteriores. Todos estos estudios, mineralógicos y químicos, indicaban que el impacto se produjo en la corteza oceánica. Luego se demostró que no era exactamente así pero ya lo explicaré en su momento.

Se comenzó a buscar en los mapas del fondo oceánico existentes, pero había grandes zonas oceánicas sin cartografiar o con cartografías disponibles solo para uso militar, además, cabía dentro de lo posible que las huellas del cráter hubieran desaparecido por subducción de la placa oceánica.

Los problemas no vienen nunca solos, en todas las muestras se empezaron a encontrar partículas de un tipo especial de cuarzo llamado de impacto (cuarzo chocado o colisionado, según los autores) que solo se produce en las rocas madres próximas a los cráteres de impacto, y no en los volcánicos. Este descubrimiento si bien confirmaba su origen en un impacto meteorítico sembraba serias dudas de que se hubiera producido en una cuenca oceánica, ya que el cuarzo es el mineral más frecuente en la corteza continental y está ausente en la oceánica.

Ante los datos contradictorios que mostraban los análisis de los materiales del límite K/T, no era posible saber si el impacto se había producido en la corteza continental u oceánica, el equipo de la Universidad de Berkeley, ampliado hasta límites insospechados por los científicos a favor de la teoría meteorítica, pensaron que si el impacto se produjo en el océano hubiera ido seguido por un tsunami de

grandes proporciones, mientras que si el impacto hubiera sido continental no hubiera sido así. Un tsunami de esas características debía haber dejado importantes huellas en el registro estratigráfico.

En 1985, Jan Smit reconoció en una visita al límite K/T del río Brazos (Texas), lo que podía ser la primera evidencia del tsunami, un lecho arenoso duro de grano grueso, entre capas superiores e inferiores de grano fino y suelto, la posterior confirmación en el laboratorio de que además incluía la anomalía de iridio lo corroboraba.

Este hallazgo llamo la atención de Jody Bourgeois, una sedimentóloga de la Universidad de Washington, interesada en la huella estratigráfica de las grandes tormentas. Formó un equipo para estudiar detalladamente esa deposición, confirmando que ese tipo de “turbiditas” del río Brazos eran compatibles con un tsunami. Tras estudiar Beloc (Haiti) y otras localidades de límite K/T, definió un nuevo tipo de roca sedimentaria originada por un tsunami, las “tsunamitas”.

5 CHICXULUB

Entre tanto, los geofísicos Antonio Camargo y Glen Penfield, empleados de PEMEX (Petróleos Mexicanos) realizaron en 1978 un estudio magnético de la zona cubierta por el mar del Golfo de México con el objeto de buscar nuevos pozos para la extracción de petróleo. En dicho estudio encontraron una alteración magnética que formaba un enorme arco abierto al sur. Tras la consulta de un mapa gravitatorio de la zona continental realizado en la zona en 1960, se observaba que este arco se completaba con otro arco en la península de Yucatán abierto al norte, y que entre los dos formaban un gran anillo de un radio de unos 90 Km. Todos estos datos eran desconocidos para el resto del mundo en aplicación de la política de confidencialidad que exigía PEMEX a sus empleados.

En 1981, Alan Hildebrand, un joven estudiante canadiense que realizaba su tesis en la Universidad de Arizona, junto con William V. Boynton, publicaron un borrador de su investigación de la búsqueda del cráter. Aportaban diversas localizaciones del límite K/T, en las que aparecía la anomalía de iridio, las esférulas, el cuarzo de impacto, partículas

de vidrio fundido denominadas tectitas y micro tectitas (partículas que solo se forman con un intenso calor como detonaciones nucleares o impactos meteoríticos), mezcladas con depósitos de fragmentos de roca arrancados y depositados por un gran tsunami. La característica común era que todas estas localizaciones estaban situadas en torno al mar Caribe, lo que podía indicar la proximidad del impacto.

Carlos Byars, periodista del "Houston Chronicle", contactó en 1990 con Alan Hildebrand y le informó sobre unos datos de alteraciones magnéticas en el golfo de México, presentados por Penfield y Camargo en 1981, en una conferencia de la Sociedad de Geofísicos de Exploración. Hildebrand visitó a Penfield, que colaboró encantado, obteniendo de PEMEX el acceso a toda la información, incluyendo las muestras de los pozos petrolíferos de la empresa. Estas muestras presentaban una característica adicional que confirmaba la hipótesis del tsunami, la discontinuidad en los sedimentos producida por las rocas arrancadas del fondo y depositadas después en la periferia por la fuerza del agua.

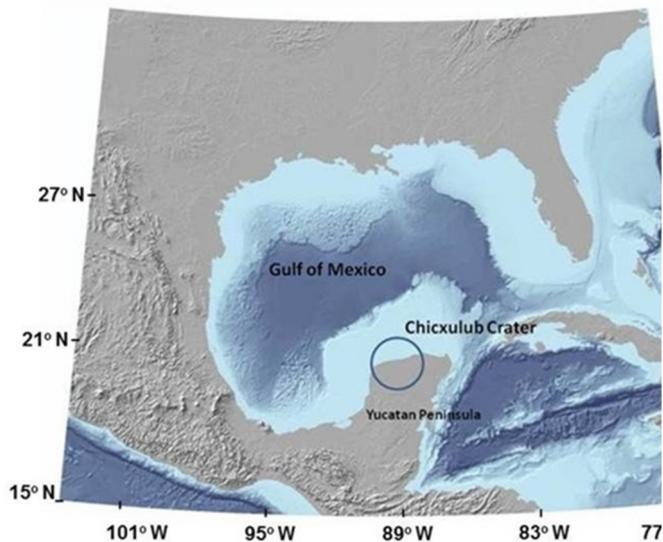


Fig. 5 Localización del cráter de impacto de Chicxulub en la península de Yucatán en el Golfo de México (modificado de French y Schenk)

En 1981, Hildebrand, Penfield, Camargo, Boynton y otros, publicaron en la revista *Geology*, "*Chicxulub Crater: A possible Cretaceous / Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, Mexico*". (Cráter de

Chicxulub: Una posible delimitación del cráter de impacto Cretácico / Terciario en la península del Yucatán, México).

¡El cráter del impacto que extinguió a los dinosaurios, por fin había sido encontrado! La intuición y la perseverancia de tantos y tantos científicos habían logrado hallarlo a pesar de estar enterrado e invisible.

El cráter de Chicxulub tiene un diámetro de aproximadamente 180 km. con una parte emergida y otra oculta por las aguas del Golfo de México. El punto del impacto se encuentra al norte de la península de Yucatán, próximo a la aldea de Chicxulub, nombre que en maya significa "la pulga del diablo". La península de Yucatán pertenece a la corteza continental, pero aquí se haya a gran profundidad, estando recubierta por una gruesa capa de sedimentos. La combinación química por fusión de estas rocas lanzadas a la atmósfera cristalizó y cayó en forma de piroxeno, olivino y feldespato rico en calcio, minerales típicos del fondo oceánico, lo que indujo al error que antes mencioné de buscarlo en el océano.

El cráter está cubierto por una capa de 1 km de espesor de calizas y margas paleocenas. Bajo ella hay una capa de 500 m. en la estructura del cráter, de andesitas, feldespatos y augitas, (que son características de las rocas fundidas a muy altas temperaturas) que además contiene el cuarzo de impacto. En el cráter, el límite K/T está hundido entre 600 y 1.100 metros respecto a su profundidad normal, que está en torno a 500 m. a partir de los 5 km. de distancia del cráter.

6 CARACTERÍSTICAS DEL IMPACTO

Desde la publicación de Hildebrand se han realizado continuamente nuevos descubrimientos sobre el meteorito, el impacto, el cráter ocasionado así como sus consecuencias sobre la vida.

En primer lugar, el momento del impacto. Las nuevas técnicas de datación, la mejora de la precisión de las mediciones radiométricas, la reevaluación de las dataciones efectuadas y las realizadas en la multitud de nuevas localizaciones descubiertas del límite, han permitido crear un consenso de que el impacto se produjo hace 66,04 +/- 0,02 millones de años, terminando con él el periodo Cretácico, y

dato que el siguiente periodo es el Paleogeno el límite ha pasado a denominarse K/Pg, (Cretácico/Paleogeno) más adecuado, pues compara unidades homogéneas de tiempo.

Los cráteres de impacto siguen unas leyes físicas muy bien definidas que permiten reconstruir la secuencia de eventos durante el impacto y después de él. Concretamente en Chicxulub la energía liberada por el impacto se estima en 400 zettajulios (4×10^{23} julios) de energía, equivalente a 100 teratones de TNT (10^{14} toneladas de trinitotolueno), según Covey y Bralower. Si lo comparamos con "Fat man", la bomba de plutonio arrojada en 1945 sobre Nagasaki, de 25 Kilotones, fue equiparable a ¡4.000 millones de bombas como Fat man!

Según Jens Olof Ormo, investigador del Centro de Astrobiología/CSIC, el impacto liberó a la atmosfera 425 gigatoneladas de CO_2 y 325 de sulfuros (1 gigatonelada = 1000 millones de toneladas), y además generó un megatsunami que llevó el agua del Caribe hasta los Grandes lagos a 2.500 km de distancia. El impacto deprimió la corteza continental y generó un pulso térmico que incineró toda forma de vida en un radio de 1.500 km, pero lo más interesante para los geólogos fue que el agujero se rellenó rápidamente con una gruesa capa de sedimentos: En los minutos siguientes al impacto se depositaron 40-50 m de roca fundida y brechas, una hora después se había formado otra capa de unos 10 m de suevita, vidrio y otros materiales fundidos y en las siguientes horas se rellenaron otros 80 m de sedimentos más finos

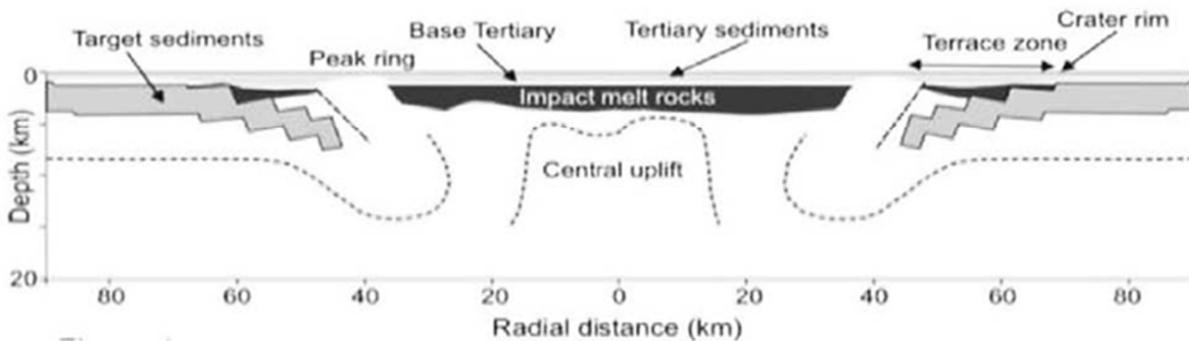
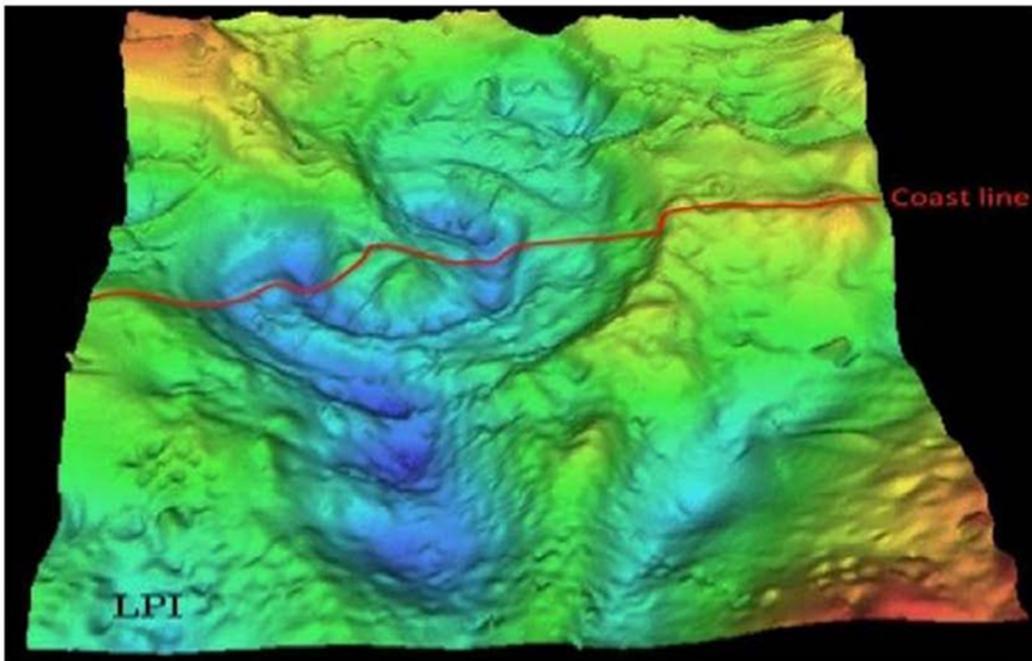


Fig. 6 Anomalía gravitatoria sobre el cráter de (Sharpton et al., 1993) y Sección esquemática del cráter de Chicxilub (Collins et al., 2008)

que incluía gran cantidad de carbón de origen vegetal, alcanzando en tan solo 24 horas los 130 m de espesor. (datos extraídos de los sondeos realizados en 2016 por la Expedición 364 al borde del cráter).

El tipo de impactor más probable sería un asteroide rocoso con un diámetro entre los 10 y los 18 km de diámetro, desechando la hipótesis del asteroide metálico, pero dejando abierta la posibilidad que fuera un cometa de periodo largo. Esto se extrae sobre los cálculos realizados por Durand-Manterola y Cordero-Tercero, en 2014, utilizando multitud de datos químicos y físicos.

El cráter tiene un diámetro de 180 Km, pero recientes estudios hacen pensar que se trata solo del anillo interior, existiendo otros tres anillos y que puede llegar a tener 300 Km de diámetro, los nuevos sondeos que se están realizando arrojarán en breve más luz sobre el asunto. La presencia de zenotes o dolinas en torno al cráter induce a pensar que existió una antigua cuenca oceánica ocupando la concavidad formada tras el impacto.

No existe unanimidad en si se trata de un único impacto o de uno múltiple. La forma simétrica de los gráficos de distribución del cuarzo de impacto en función de su tamaño y la paleodistancia, descartan en principio que se produjera más de un impacto, pero el hallazgo del cráter Silverpit en el Mar del Norte y el cráter Boltysh en Ucrania, datados en la misma época, podrían desmentirlo, de cualquier manera se trata de objetos de apenas unas decenas de metros de diámetro por lo que sus consecuencias fueron locales y de corto alcance.

Otros datos sobre el impacto indican que este se produjo desde el sureste. La comparación de los gráficos de la eyecta con ensayos de laboratorio han confirmado la dirección horizontal del impacto. En cuanto a la vertical, fue un impacto oblicuo, en un ángulo mayor de 45°. La forma del cráter (eyecta proximal) casi circular, es congruente con un ángulo de impacto mayor de 45°, y no con uno más oblicuo que hubiera dejado un cráter de forma elíptica.

Las estimaciones de los efectos climáticos producidos, dependen en gran medida del conocimiento de la energía del impacto, la química de las rocas sobre las que impactó, y

de la oblicuidad del impacto. Un impacto más oblicuo habría sido mucho más catastrófico que uno subvertical, porque la onda expansiva estaría más concentrada y próxima a la superficie. El tamaño del impacto y la química de las rocas impactadas son ahora razonablemente bien conocidas pero la oblicuidad real del impacto es aún desconocida solo pudiéndose precisar que fue mayor de 45°

La eyecta de materiales a la atmosfera fue enorme, creando una gran nube alrededor del globo, que impidió el paso de la luz y radiación solar. La fotosíntesis de las plantas se detuvo y se redujo la temperatura de la tierra alrededor de 20 grados, generando un periodo glacial. Además, el impacto al ocurrir sobre el océano produjo grandes cantidades de vapor que junto al azufre de los sedimentos creó en la atmosfera aerosoles sulfatados que cayeron en forma de lluvia ácida. Por último, como guinda a este catastrófico pastel, el CO₂ liberado a la atmosfera, unido a la desaparición del fitoplancton que lo procesaba, generó un efecto invernadero, lo que significa que el periodo glacial, se vio seguido de uno muy cálido, que tardo miles de años en compensarse al paso que se regulaba la flora y el plancton.

Las consecuencias ya las conocemos, desaparecieron los herbívoros y consumidores de plancton y les siguieron los carnívoros que los depredaban. Sobrevivieron los seres que se alimentaban de detritos, como los moluscos en el mar y los insectos en tierra, así como sus depredadores, las aves, los pequeños mamíferos y otros grupos oportunistas. Entre los vegetales superaron la extinción aquellos sin grandes requerimientos lumínicos, así como aquellos con semillas fuertemente encapsuladas.

La nube oscureció la tierra durante meses y tardó entre 30 y 50 años en disiparse completamente, depositándose las partículas sobre la superficie.

Cuando las condiciones se hicieron más favorables, el fitoplancton y los foraminíferos calcificantes (de los que se estima desaparecieron el 95%), partiendo de las formas sobrevivientes más sencillas y oportunistas volvieron a evolucionar y aumentaron su número y complejidad. El ciclo del carbono se reinició, reduciéndose sus cantidades, tanto en la atmosfera como en los

océanos y los ecosistemas comenzaron a estabilizarse. En tierra, quedaron muchos nichos ecológicos vacantes que poco a poco fueron ocupándose por multitud de variaciones de los supervivientes, principalmente mamíferos y aves. Se estima que la diversidad tardó entre 1,8 y 2 millones de años en recobrar los niveles anteriores a la extinción.

El impacto de Chicxulub está completamente aceptado actualmente por el conjunto de la comunidad científica, no así sus consecuencias. Son muchos los científicos que piensan que el impacto del meteorito, a pesar de su importancia no tuvo entidad suficiente y no fue el causante de la gran extinción que supuso la desaparición del 75% de los seres vivos. En este grupo se encuentran paleontólogos de gran prestigio como Robert Bakker, que argumenta que no es congruente con la selección de los grupos que superaron la extinción, es decir por qué se extinguieron los dinosaurios y no las ranas, por ejemplo. Otros, como Gerta Keller piensan que no hubo sincronía entre el impacto y el evento de extinción estando distanciados en el tiempo unos cientos de miles de años.

De cualquier manera, el grupo mayoritario de los que discrepan, abogan más por un desajuste climático, parecido al descrito por el impacto, producido por las erupciones masivas que se produjeron en el Decán, en la India al final del Cretácico.

Intentando armonizar ambas posiciones, en el 2015, Richards, Álvarez, Jan Smit y otros publicaron "*Triggering of the largest Deccan eruptions by the Chicxulub Impact.*" (*Desencadenamiento de las más grandes erupciones en Decán por el impacto de Chicxulub*). En el que proponen que el impacto de Chicxulub desestabilizó la corteza terrestre y desencadenó una fase de paroxismo volcánico en la meseta del Decán, siendo la suma de ambos sucesos la causa de la extinción.

Es difícil aceptarlo directamente, ya que en el nivel de conocimientos actual no se puede precisar la cantidad de energía necesaria para desestabilizar la corteza, pero cronológicamente parece posible, dado que la emisión de lava en el Decán fue un proceso que duró varios millones de años, comenzando

bastante antes y terminando bastante después de la caída del meteorito, pero hay un dato que lo apoya, inmediatamente después del impacto se produjo una emisión masiva de lava que supone que en un corto espacio de tiempo se expulsó el 80% de la emisión total. Lo más llamativo de la publicación, es que Álvarez y Smit aboguen por una solución de compromiso tras liderar 35 años la causa extraterrestre en contra de la tesis volcánica.

7 CONCLUSIONES

Superados los desencuentros iniciales, actualmente se ha llegado a un relativo consenso y se puede atribuir la extinción finicretácica a la interacción de 3 causas principales: un gran impacto meteorítico, grandes erupciones volcánicas producidas en la India en la meseta del Decán y una gran regresión marina (descenso del nivel del mar) ocasionada por una época glacial. Ninguna de ellas individualmente, ni las tres en conjunto despejan todas las incógnitas de esta extinción masiva pero mientras no se tengan más datos, estas son las hipótesis de las que disponemos.

La extinción producida al final del Cretácico es la 5ª gran extinción registrada en la historia geológica de la tierra, aunque importante, no ha sido la más grande, no tiene comparación con la producida en la transición del Pérmico al Triásico hace 250 millones de años, que ocasionó la extinción del 96% de las especies existentes, y también atribuida actualmente a la caída de un gran Meteorito.

Si algo hace popular la extinción de hace 65 millones de años, es que a nivel popular se identifica con la desaparición de los dinosaurios. Aunque esto no es exactamente así, entre los grupos que se extinguieron están los conocidos como saurios marinos mosasaurios, ictisaurios y plesiosaurios, también los pterosaurios, lagartos voladores, y la mayor parte de los dinosaurios, a excepción del grupo de los terópodos que evolucionó dando lugar a las aves. Esto significa que: ¡Los dinosaurios no se extinguieron!, tan solo lo hicieron los no avianos, de hecho, tengo una pareja de ellos en mi casa. Pero esta es una historia que dejo para otro artículo.

8 BIBLIOGRAFÍA

Anguita F., Arz J.A., Arenillas I. y Gilabert V. (2016). Chicxulub-Decán: ¿Una conspiración contra los dinosaurios?. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra AEPECT* 24.2 pp.240-243 - 2016.

Arenillas I., Arz J.A., Grajales-Nishimura, J., Murillo-Muñeton, G., Alvarez W., Camargo-Zanoguera A., Molina E. y Rosales-Domínguez, C. (2006). Chicxulub impact event Is Cretaceous/Paleogene boundary in age: new micropaleontological evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 241-257.

Arz, J.A., Alegret, L., Arenillas, I. y Anguita, F. (2012). El evento del límite Cretácico/Terciario y la navaja de Occam. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 20, 218-228

Canales-García I., Urrutia-Fucugauchi J., Aguayo-Camargo E. (2018) Seismic imaging and attribute analysis of Chicxulub Crater central sector, Yucatán Platform, Gulf of Mexico. *Geologica Acta*, Vol.16, Nº 2, June 2018, 215-235

Christeson G.L., Gulick S.P.S., Morgan J.V., Gebhardt C., Kring D.A., LeBer E., Lofi J., Nixon C., Poelchau M., Rae A.S.P., Rebolledo-Vieyra M., Riller U., Schmitt D.R., Wittmann A., Bralower T.J., Chenot E., Claeys P., Cockell C.S., Coolen M.J.L., Ferrière L., Green S., Goto K., Jones H., Lowery C.M., Mellett C., Ocampo-Torres R., Perez-Cruz L., Pickersgill A.E., Rasmussen C., Sato H., Smit J., Tikoo S.M., Tomioka N., Urrutia-Fucugauchi J., Whalen M.T., Xiao L., Yamaguchi K.E. (2018) Extraordinary rocks from the peak ring of the Chicxulub impact crater: P-wave velocity, density, and porosity measurements from IODP/ICDP Expedition 364. *Earth and Planetary Science Letters* 495 (2018)1-11.

Durand-Manterola H.J. and Cordero-Tercero G. (2014). Assessments of the energy, mass and size of the Chicxulub Impactor. *arXiv 1403.6391 (astro-ph.EP)*, 2014

Hildebrand A.R., Penfield G.T., Kring D.A., Pilkington M., Camargo A., Jacobsen S.B. and Boynton W.V. (1991). Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, Mexico. *GEOLOGY*, v. 19, p. 867-871, September 1991.

Keller G., Adatte T., Stinnesbeck W., Stüben D., Berner Z., Kramar U., And Harting M. (2004) More evidence that the Chicxulub impact predates the K/T mass extinction. *Meteoritics & Planetary Science* 39, Nr 7, 1127–1144 (2004).

Klokocník J., Kostelecký J., Pesek I., Novák P., Wagner C.A. and Sebera J. (2010). Candidates for multiple impact craters?: Popigai and Chicxulub as seen by the global high resolution gravitational field model EGM2008. *Solid Earth*, 1, 71–83, 2010

Kring D.A., Claeys P., Gulick S. P. S., Morgan J.V. and Collins G.S. (2017). Chicxulub and the Exploration of Large Peak-Ring Impact Craters through Scientific Drilling. *GSA Today*, v. 27, pp. 4-8

Lowery C.M., Jones H., Smit J., Bralower T.J., and Owens J.D. (2017). The recovery of life in the Chicxulub crater following the end cretaceous mass extinction. *Lunar and Planetary Science XLVIII* (2017).

Morgan J., Lana C., Kearsly A., Coles B., Belcher C., Montanari S., Díaz-Martínez E., Barbosa A., Neumann V. Analyses of shocked quartz at the global K-P boundary indicate an origin from a single, high-angle, oblique impact at Chicxulub. *Earth and Planetary Science Letters*. V 251, Issues 3-4, 2006 pp 264-279.

Pope K.O., Ocampo A.C., Fischer A.G., Alvarez W., Fouke B.W., Webster C.L., Vega F.J., Smit J., Fritsche A.E., Claeys P.(1999). Chicxulub impact ejecta from Albion Island, Belize. *Earth and Planetary Science Letters* 170 (1999) 351–364.

Richards, M.A., Alvarez, W., Self, S., Karlstrom, L., Renne, P., Manga, M., Sprain, C., Smit, J., Vanderkluisen, L. y Gibson, S. (2015). Triggering of the largest Deccan eruptions By the Chicxulub impact. *GSA Bull.*, 127-11/12, 1507-1520.

Schoene B., Samperton K.M., Eddy M.P., Keller G., Adatte T., Bowring S.A., Khadry S.F.R. y Gertsch, B. (2015). U-Pb geochronology of the Deccan traps and relation to the end-Cretaceous mass extinction. *Science*, V.347, 182-184.

Urrutia-Fucugauchi J., Camargo-Zanoguera A., Pérez-Cruz L. and Pérez-Cruz G. (2010). The Chicxulub multi-ring impact crater, Yucatan carbonate platform, Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional* (2011) 50-1: 99-127.

NOCIONES DE BIOGEOGRAFÍA.

Castilla Wandosell, Alfredo, Biólogo, Asociación Cultural Paleontológica Murciana

Seguro que alguna vez, muchos de nosotros, nos hemos preguntado por qué esta especie está en el sitio que está y no en otro lugar. Y si está en un sitio determinado ¿Cómo ha llegado ahí? Bien..... pues es hora de hablar de la “**BIOGEOGRAFÍA DE LAS ESPECIES**”. Un tema que me apasiona, y que voy a intentar desmenuzar aclarando algunos de los conceptos y teorías que puedan suponer un engorro a la hora de entenderlo todo mejor. Ya en una segunda entrega hablaremos de una parte más específica como es la genética que ha dado lugar a esas especies determinadas y a desmenuzar un caso particular, nada más y nada menos que el que se produjo en el mioceno con el trasiego de especies pasando a uno y otro lado del continente americano, tanto en la vertiente norte como en la sur, tras la formación del istmo de Panamá.

Lo primero que habría que definir es esta ciencia. ¿Qué es la **BIOGEOGRAFÍA**?

Es una disciplina a caballo entre muchas otras, cuyo objetivo es estudiar la distribución de los organismos en amplias zonas geográficas. Actualmente se mezcla con la Ecología porque contempla una serie de factores ecológicos.

Aparte de estos factores ecológicos, existen otros factores de tipo histórico y evolutivo, que operan a una escala de tiempo mucho mayor, como pueden ser los cambios climáticos en la geografía terrestre, el choque de meteoritos en el planeta, la historia evolutiva de una especie dada.... Con respecto a este último caso en Australia, por ejemplo, tenemos una fauna específica que por causas históricas y evolutivas ha evolucionado y quedado aislada con respecto al resto de especies del globo.

Con todo esto, es importante comparar áreas de caracteres parecidos, ver si hay diferencias importantes y si las hay, plantearnos que aparte de factores ecológicos, también actúan factores históricos y evolutivos.

Hay una subdisciplina que es la **PALEOECOLOGÍA**, que trata de la reconstrucción de los ecosistemas primitivos y de la historia de los organismos que vivían entonces. Es por ello, que los fósiles juegan un papel muy importante aquí. Aparte, también se utilizan diferentes técnicas de datación de sedimentos y sustratos utilizándose para ello diferentes isótopos como son el Carbono-14 (^{14}C), Oxígeno-18 (^{18}O) etc.

El registro fósil no sólo sirve para reconstruir antiguos ecosistemas que se dieron en el pasado, sino también para comprobar teorías e hipótesis ecológicas actuales. En general los sistemas más maduros, en términos de sucesión presentan un mayor número de fósiles.

Es en los sedimentos de mares y lagos donde encontramos un registro importante de fósiles que dan una información muy valiosa acerca del pasado. Aquí nos encontramos con una superposición de sedimentos que se corresponden con diferentes etapas en el tiempo.

Una de las disciplinas punteras en desarrollo actualmente es la **PALEOLIMNOLOGÍA**. Con respecto a ella, decir que en las cuencas lacustres encontramos polen, y éste da una información valiosísima acerca de la vegetación de otros tiempos, de cómo era el clima, también da datos de los usos del hombre de esa cuenca en un pasado no tan remoto. Y en cuencas marinas podemos encontrar fósiles de plancton (diatomeas con cubierta de sílice). Ya en el medio continental podemos encontrarnos algunos insectos embutidos en ámbar. También podemos analizar los mismos árboles de vida larga. Éstos son testimonio vivo de lo que ha ocurrido durante ese período midiendo el grosor de sus anillos, con ello podríamos conocer etapas de sequías prolongadas o período húmedos.

Si viéramos la relación de plantas C4* y C3** en el polen encontrado y analizado entre los sedimentos, tendríamos un indicativo del clima de ese momento. A este respecto decir que las plantas C4 son más propias de un clima cálido, donde eran más abundantes.

Plantas C3 ()** Aquellas que utilizan sólo el Ciclo de Calvin para la fijación del CO₂ del aire. En el primer paso del ciclo del CO₂ reacciona con la RuBP para dar lugar a dos moléculas del ácido de 3 carbonos, la 3 fosfoglicérico (3-PGA). Alrededor del 85% de las plantas son C3. Aquí se incluyen granos de cereales: trigo, arroz, cebada, avena, algodón, remolacha, tabaco, espinacas y la mayoría de los árboles son plantas C3. Son propias de ambientes frescos y húmedos.

Plantas C4 (*) Aquí las reacciones dependientes de la luz y el ciclo de Calvin, están separadas físicamente. Las reacciones dependientes de luz se producen en las células del mesófilo (tejido esponjoso en el centro de la hoja) y el Ciclo de Calvin ocurre en células especiales (células del haz vascular). La vía C4 la utiliza cerca del 3% de todas las plantas vasculares. Algunos ejemplos: caña de azúcar y maíz. Estas plantas son comunes en hábitats cálidos pero son menos abundantes en zonas más frescas.

El método de datación del C-14 (¹⁴C) permite establecer edades de hasta un límite de 35.000 años, esto es una fecha relativamente reciente. Otro isótopo utilizado, el O-18 (¹⁸O), es indicador de la temperatura de ese momento.

TEORÍA DE LA TECTÓNICA DE PLACAS

Teoría propuesta en 1915 (Wegener), y muy discutida en su momento. Es a partir de los 60s cuando es aceptado que la superficie terrestre está dividida en unas unidades denominadas **PLACAS TECTÓNICAS**. Estas pueden tener masa continental o piso oceánico. Ese piso sufre una fuerte actividad tectónica como resultado de la ascensión del material caliente hacia la superficie formándose donde aflora las llamadas **DORSALES OCEÁNICAS**.

Aparte hay otros movimientos hacia el interior de la Tierra formando las **FOSAS DE SUBDUCCIÓN** o **FOSAS OCEÁNICAS**. Aquí es donde se va renovando el piso oceánico. La edad máxima de este piso es como mucho de 150 millones de años. Dicha actividad tectónica genera movimientos en las placas. De hecho, las masas continentales han cambiado de posición, tamaño y forma a lo largo de los tiempos. La colisión de determinadas placas

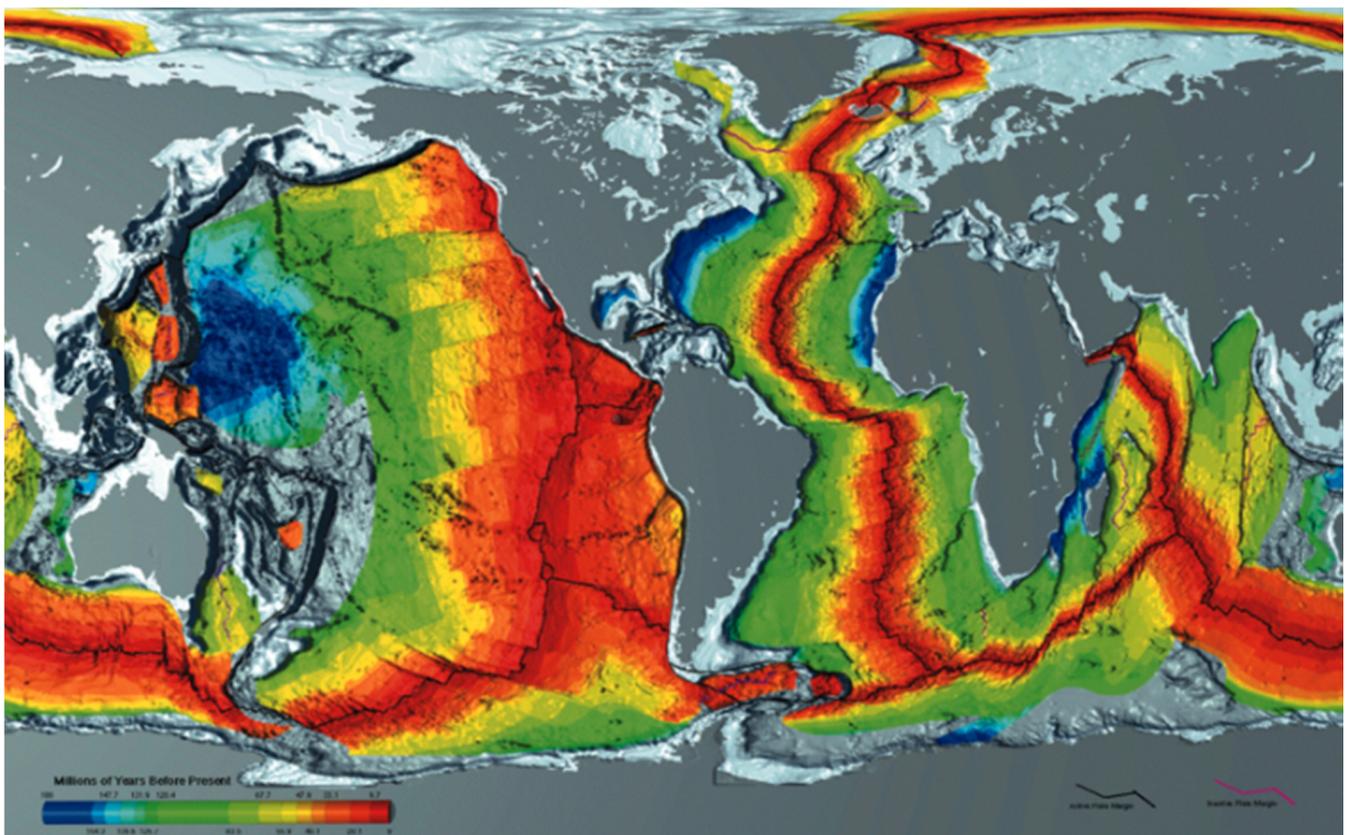


Fig. 1 Mapa de los fondos marinos. En rojo las zonas más altas caracterizadas por las dorsales oceánicas, en azul las zonas más profundas caracterizadas por las fosas de subducción (Imagen de dominio público)

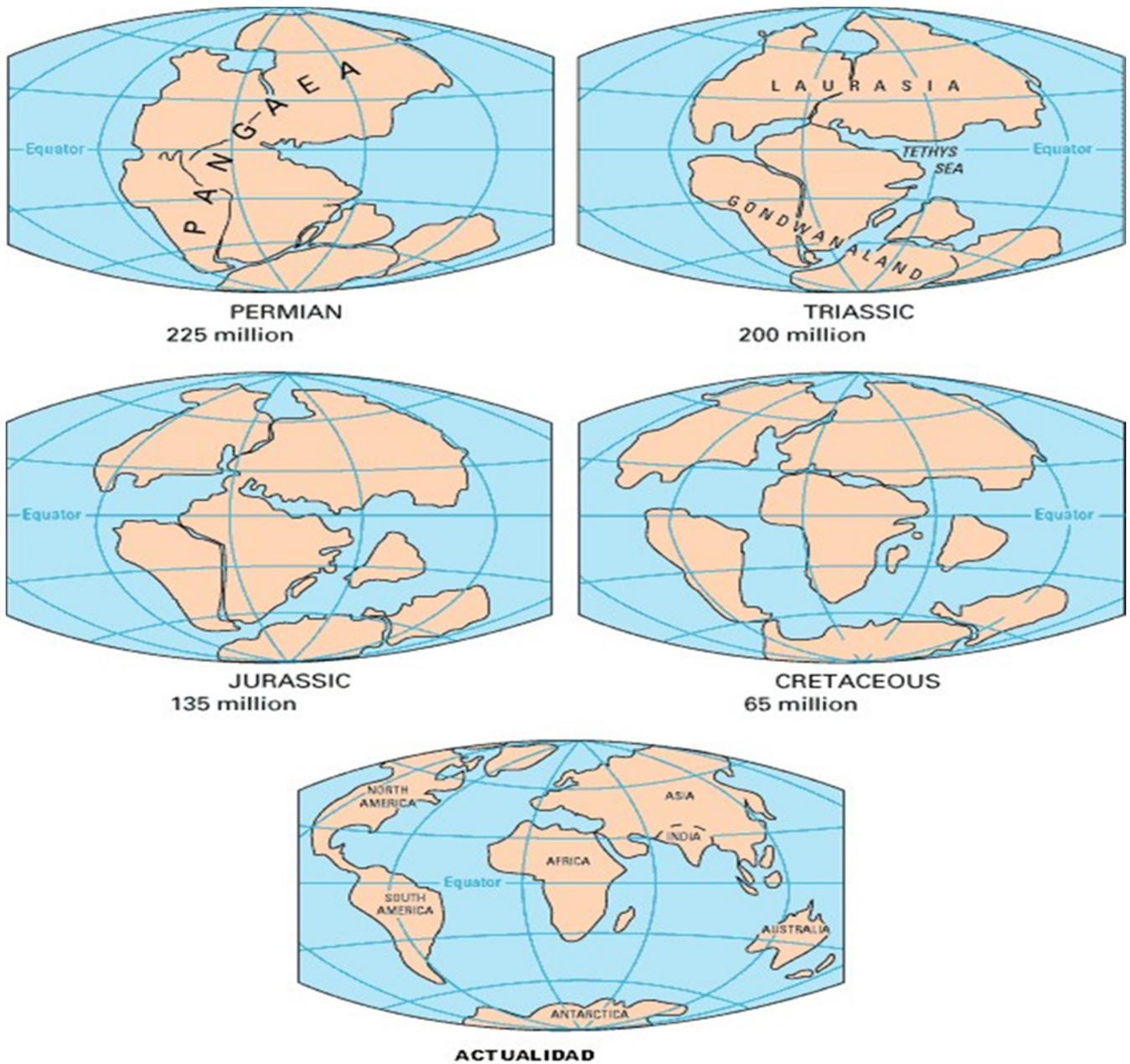


Fig.2 Desde Pangea a la actualidad (imagen de dominio público US Geological Survey)

también ha generado grandes cadenas montañosas. Estos procesos han determinado en gran medida la distribución de muchos organismos.

La configuración actual no es ni mucho menos la que ha existido a lo largo de la historia de la Tierra. Hace 225 millones de años existía una única masa Continental denominada **PANGAEA**, que comenzó a separarse a nivel transversal para formar dos masas diferenciadas **LAURASIA** al norte y **GONDWANA**, al sur (200m.a.). Posteriormente comienzan a separarse Suramérica de África, y una serie de

porciones de ese gran bloque africano, tales como India y Australia (65m.a.). Este proceso continúa hasta la configuración actual.

En biogeografía se trabaja con una serie de datos estadísticos, uno de ellos establece una relación de similitudes o divergencias entre las comunidades de organismos de esas áreas. De hecho, cuanto más se acerquen al 100% más se parecen, a esto se denomina **índice de similitud o afinidad**, esta distribución fue propuesta en el s. XIX.

	Europe (41)	Asia (20)	South America (20)	Africa (42.5)	India (17)
North America (21)	71%	40%	55%	71%	59%
	Europe	85%	70%	61%	88%
		Asia	47.5%	90%	44%
		South America	70%	50%	
			Africa	81%	

Coefficientes de similitud de fauna a nivel de familia entre las faunas triásicas de los continentes de hoy. El número que se muestra entre paréntesis después de cada continente muestra el número de familias triásicas terrestres encontradas en ese continente; donde la presencia de una familia aún no está completamente confirmada, se ha agregado una puntuación de 0,5 (Cox & Moore, 1985)

continental del hemisferio norte y se subdivide en diferentes subregiones las cuales presentan una fauna y flora características.

Luego tenemos la **REGIÓN NEOTROPICAL**, la **REGIÓN ETIÓPICA**, la **REGIÓN ORIENTAL** y la **AUSTRALIANA**. Estas, a su vez se dividen en otras subregiones, dando lugar a la complejidad que nos encontramos hoy.

El movimiento de las placas trajo consigo sus repercusiones en el clima, de hecho, los cambios climáticos que se produjeron fueron debidos al desplazamiento de las masas continentales y la circulación de las masas oceánicas. Estos movimientos son relativamente lentos, aproximadamente 5-10 cm por año. Europa y América se están separando actualmente, el Atlántico se está ensanchando y el Pacífico se va estrechando.

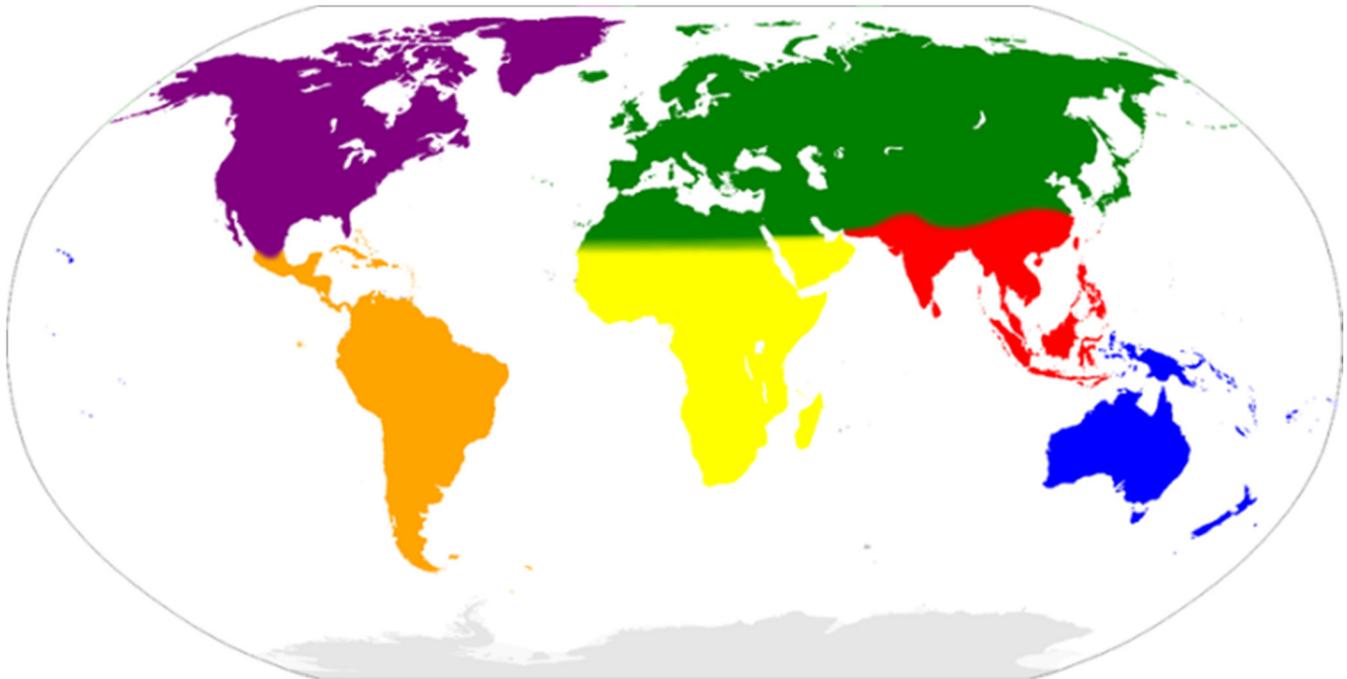


Fig. 3 Zonas de distribución biogeográfica: En violeta la Región Neártica, en naranja la Región Neotropical, en verde la Región Paleártica, en amarillo la Región Etiópica, en rojo la Región Oriental, en azul la Región Australiana y en gris la Región Antártica. (Imagen dominio público Autor: Osado)

A nivel biogeográfico se observan varias áreas de distribución de especies. Por un lado tenemos América del norte que será la **REGIÓN NEÁRTICA**, Europa y Asia unidas que forman la **REGIÓN PALEÁRTICA**. Ambas regiones forman la denominada **REGIÓN HOLÁRTICA**, ésta ocupa toda la masa

Cuando hace aproximadamente 200 m.a. había una gran masa continental y la mayor parte de las aguas oceánicas circulaban libremente alrededor. Entonces existía una mayor uniformidad en el clima sobre la superficie terrestre. Este era más cálido y regular de lo que es actualmente. Aunque

durante ese período (Precámbrico, Ordovícico, Permocarbonífero) hay indicios de la presencia de hielo en la superficie, pero generalmente fue cálido y regular.

Es ya en el Cenozoico cuando empieza el enfriamiento gradual de la Tierra, aumentando la variación de temperaturas a lo largo del año. En el Pleistoceno ocurren una serie de períodos de alternancia "frio-calor". Es la denominada **EDAD DEL HIELO**, (períodos glaciares e interglaciares). Acompañados de los cambios climáticos se produjeron cambios en las comunidades de organismos.

Se han utilizado diferentes isótopos para ver cómo ha variado la temperatura de los últimos 500.000 años con isótopos de Oxígeno-18 (^{18}O) sobre los sedimentos del océano. Según éstos a mayor concentración de O-18, mayor cantidad de hielo. Según la gráfica mostrada más abajo nos encontramos en un período cálido.

Durante la edad del hielo, el hemisferio norte, que es donde mayor efecto tuvo, tenía capas de hielo de kilómetros de espesor y cubrían gran parte de Europa, Alaska,... ello llevó a que muchas especies se extinguieran. Los que

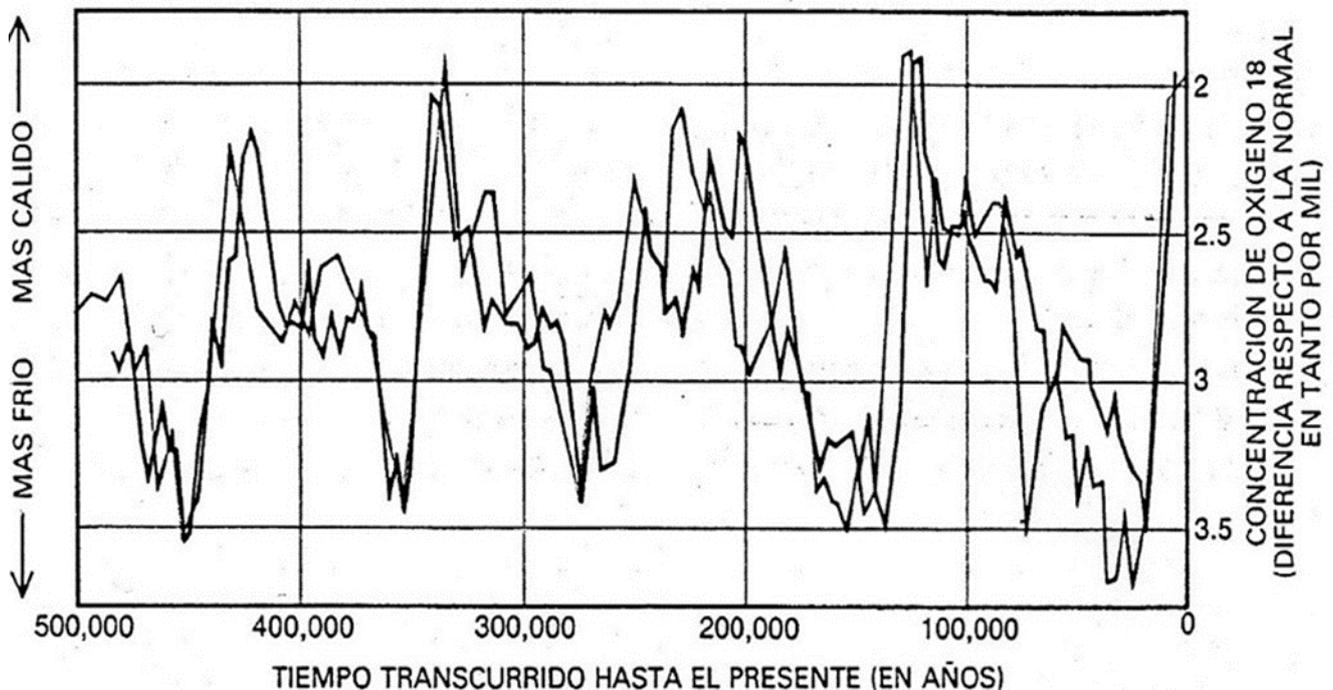


Fig. 4 Relación de dos isótopos del Oxígeno en los sedimentos oceánicos; mide el volumen global de hielo en el pasado. El Oxígeno- 18 (^{18}O), isótopo pesado del oxígeno, aparece menos en el agua del hielo glacial que en la oceánica. Por tanto, cuando se forman capas continentales de hielo, el agua oceánica y las conchas de los organismos marinos caídas en los sedimentos oceánicos aparecen enriquecidas en Oxígeno - 18. Cuanto mayor sea la concentración de Oxígeno - 18 en una capa sedimentaria, mas hielo terrestre hubo cuando se depositó la capa y más frío era el clima. Se muestran dos conjuntos de datos isotópicos; cada grupo está formado por medidas de varias muestras de material sedimentario extraído del fondo oceánico. Uno de ellos fue recopilado por James D. Hays, adscrito al Observatorio Geológico Lamont-Doherty de la Universidad de Columbia, y el otro por Cesare Emiliani, de la Universidad de Miami. Las curvas mantienen una estrecha semejanza, aun cuando las muestras se tomaron en puntos muy separados; se cree, por tanto, que las relaciones de isótopos sedimentarios reflejan el volumen global de hielo. Nótese que hoy día hay mucho menos hielo que los últimos 120. 000 años. (Dibujos de A. Tomko)

sobrevivieron se desplazaron a otras áreas donde el clima era más suave, ello implicó cambios en la distribución de las áreas geográficas. A grandes altitudes también aparecían núcleos glaciares (p.e. Pirineos, Alpes, etc.)

Tenemos que zonas con climas previamente de tipo tropical se veían relegadas a pequeñas áreas de mucha humedad (p.e. Ecuador) En las áreas tropicales más templadas las comunidades más tropicales quedaban relegadas a pequeñas áreas. En las áreas periglaciares (las que bordeaban las zonas glaciares) también se produjeron cambios intensos con la mezcla de comunidades. Aquí, el suelo estaba congelado. En esos ambientes era frecuente la formación de lagunas o **PINGOS**, que son una especie de lenteja de agua donde el agua del suelo al congelarse ocupaba un mayor volumen, la parte superior se fracturaba y al deshacerse formaba como una pequeña laguna, esto fue característico de Europa Central. El último

período glacial fue el más intenso de todos, según la gráfica, se producía una intercalación de períodos fríos con otros cálidos.

En los períodos cálidos la distribución de las comunidades respecto al clima es parecida a la actual. Nos iríamos encontrando con comunidades de tundra, bosque de coníferas, bosque de hoja caduca hasta comunidades adaptadas al medio mediterráneo. En períodos glaciares la distribución cambiaba por estar gran parte del terreno cubierto por el hielo. En las latitudes más bajas cercanas al Mediterráneo se localizaban algunas zonas (p.e., el Mediterráneo y los Balcanes) que constituyeron áreas refugio de muchas especies. Estas áreas refugio también actuaron como zonas de dispersión durante los períodos favorables y son donde mayor número de especies endémicas nos encontramos, es decir, especies con una distribución restringida, se encuentran en un área determinada.

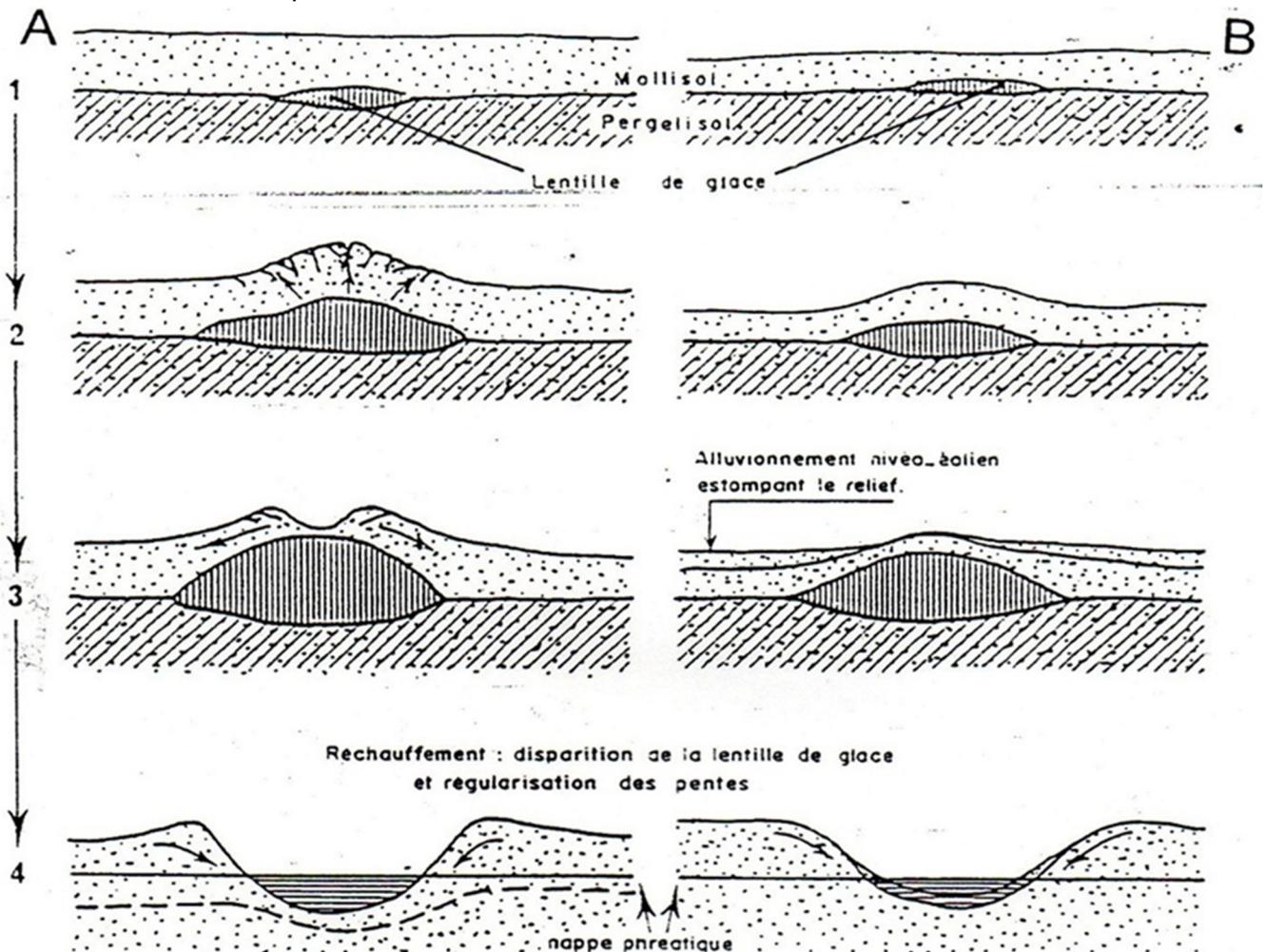


Fig. 5 Boletín de la Sociedad Entomológica de Francia, 99 (3), 1994: 301-321 BAMEUL. Hipótesis de la formación de lagunas bajo condiciones periglaciares.-A: laguna con perla. -B: laguna sin perla (de Legigan, 1979)

Estas áreas de gran altitud (Pirineos, Alpes, Balcanes,..) que sirvieron como refugio de especies de climas fríos también sirvieron para que muchas de estas especies quedaran aisladas en estas zonas (dando lugar a nuevas especies), constituyendo islas entorno a un territorio con caracteres distintos. Algunos fenómenos naturales como p.e., las cadenas montañosas de los Alpes, actuaban de barrera contra la distribución de especies.

Las sucesivas glaciaciones explican la decadencia de especies en la zona nórdica. Esta zona estuvo cubierta por los hielos glaciares casi permanentemente, lo que tuvo sus consecuencias, p.e., con los organismos de agua dulce. Con respecto a ello, muchas especies se extinguieron y otras cambiaron sus hábitos. En períodos favorables estos espacios vacíos eran ocupados por otros organismos con características distintas, especies marinas que ocupaban hábitats dulceacuícolas.

Áreas ocupadas por grandes desiertos hoy, resulta que durante las glaciaciones fueron muy húmedas y estaban ocupadas por grandes lagos. De hecho, existen indicios de ello en los sedimentos y fósiles encontrados y estudiados. La aparición de desiertos y la

desaparición de lagos suponían una barrera infranqueable para muchas especies. Durante estos espacios de tiempo también se produjeron cambios en el nivel del mar. A más hielo en los polos el nivel del mar estaba más bajo. El volumen de agua era menor, lo que trajo consigo sus consecuencias sobre la distribución de las comunidades de organismos que vivían en esa primera línea costera. En épocas de calentamiento, como en la que nos encontramos actualmente, al disminuir el volumen de hielo en los polos, el nivel del mar aumenta bastante más. Algunos expertos auguran un rápido incremento en las próximas décadas lo que desgraciadamente condicionará las zonas costeras así como las comunidades de organismos que se encuentran en esas zonas. Por lo que estamos en un momento muy importante de cambios. Desgraciadamente esos cambios han sido provocados por el hombre y no de forma natural.

Como veis este tema apasiona, pero llega el momento de dejaros un poco con la miel en los labios hasta la entrega de una segunda parte. Espero que os haya gustado.

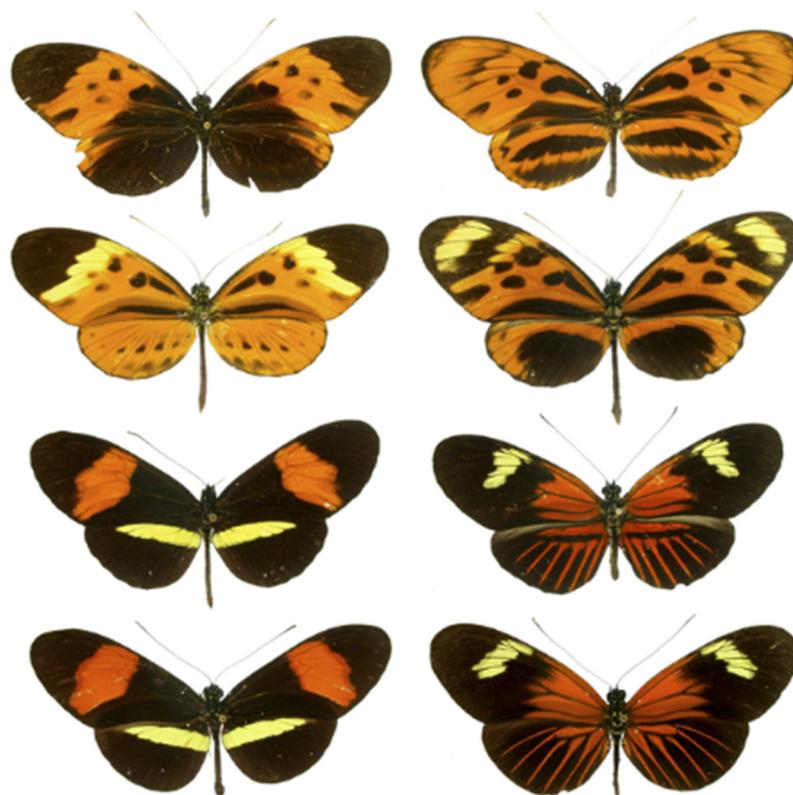


Fig. 6 Variabilidad Geográfica del género *Heliconius* (Imagen bajo licencia Creative Commons)

LOS MINERALES DEL VALLE DE RICOTE

Matías Raja Baño, miembro de la Asociación Cultural Paleontológica Murciana

RESUMEN

El Valle de Ricote es una comarca de la Región de Murcia que, aunque alejada del metamorfismo, vulcanismo y los ricos filones de las sierras costeras, presenta una diversidad mineralógica notable. En este artículo damos cuenta de ello, publicando por primera vez una serie de hallazgos geológicos singulares.

Palabras clave: Valle de Ricote, minerales, Keuper.

ABSTRACT

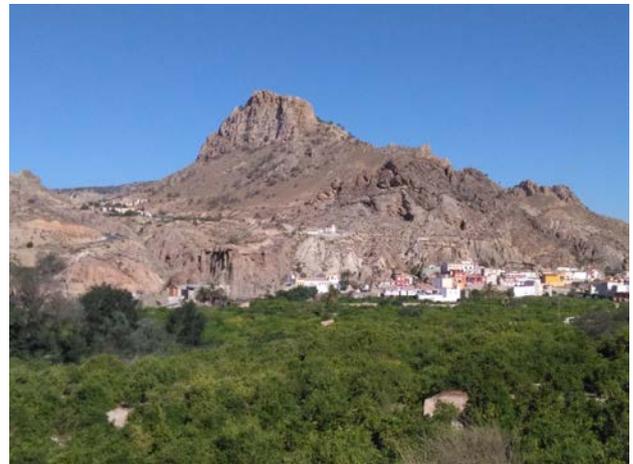
Ricote Valley is a county in Region of Murcia which, although being far away from the metamorphism, vulcanism and the rich ore veins of the mountains by the mediterranean shore, exhibits a remarkable mineralogical variety. In this paper we give account of that fact, publishing for the very first time a series of amazing geological discoveries.

Keywords: *Ricote Valley, minerals, Keuper.*

MARCO GEOGRÁFICO

La palabra "valle" siempre evoca un lugar por donde discurre apaciblemente un río, que es guiado por la orografía con mimo y precisión. Sin embargo, no es el caso en este singular paraje de la Región de Murcia conocido como Valle de Ricote. Aquí, el río Segura se empeña en cruzar perpendicularmente un sistema de montañas y colinas, con un cauce que no termina de acomodarse completamente al terreno, y por el que sorprendentemente ha acabado encontrando su camino hacia el mar. El continuo esquivar accidentes del río deja numerosos rincones con estampas irrepetibles. El terreno aluvial, ocupado con una frondosa huerta contrasta con los tonos de los cerros áridos, rugosos y empinados, ofreciendo un paisaje similar al de algunos lugares en Marruecos y sólo comparable en España a ciertos rincones de Las Alpujarras. No es por casualidad que el Valle de Ricote y Las Alpujarras fueran el último reducto de los Moriscos hasta 1613. El sistema de aprovechamiento del agua basado en azudes, norias y acequias ha sido clave en la configuración del paisaje humano. Ahora que la agricultura es subsidiaria del comercio especulativo, pequeñas parcelas antaño

mantenidas con trabajo honesto y duro son hoy eriales cuya contemplación duele a los ojos de quien ha conocido estas tierras en otra época, en la que no hubiera sido descabellado elevar una propuesta a la UNESCO para su inclusión como paisaje singular. Esto ya no es posible, y me reservo el análisis de las causas, así como el listado de atentados contra los patrimonios natural, paisajístico y etnográfico, para otra ocasión en la que no escriba sobre geología o minerales.



Paisaje del Valle de Ricote – vista de Ojós

El Valle de Ricote, siguiendo el río, comienza en Cieza y pasa sucesivamente por Abarán, Blanca, Ojós, Ulea y Villanueva para acabar unos 20 kilómetros más abajo en Archena. El pueblo de Ricote, que da nombre al valle y a la principal elevación, Sierra de Ricote (Los Almeceas, altitud 1121 m) queda alejado del río, casi más por altura que por distancia. Hay numerosas ramblas, bastante más coherentes con la orografía que el propio río Segura, que le aportan agua con ocasión de las escasas lluvias. Algunas de las fincas contribuyen al paisaje con una frondosidad de la que carecen las modernas explotaciones agrícolas, como por ejemplo El Menjú, que los pirómanos locales intentan obstinadamente calcinar año tras año, o El Parque de la Marquesa, frente al Balneario de Archena, con un microclima que es particularmente evidente las noches de verano. No quisiera ser prolijo con todo lo que se puede encontrar a lo largo del Valle de Ricote, sin duda me quedaría corto. Sólo quiero señalar que las condiciones naturales patentes hoy día, ya en la antigüedad atrajeron a numerosos pobladores que explotaron algunos de los recursos minerales de los que hablaremos más adelante.

En cuanto a la zona a considerar, hemos creído necesario ampliar el concepto fluvial de valle a zonas algo más alejadas del río, pero pertenecientes a los municipios mencionados y que forman parte de una misma unidad geológica. De no hacerlo de esta manera, perderíamos la oportunidad de describir los hallazgos en el extenso afloramiento de Keuper en el término de Ulea que se extiende hacia la Sierra de la Pila, o bien interesantes yacimientos en el entorno de la Sierra de Ricote que no pertenecen a la cuenca del propio Valle.

Tengo una motivación personal para escribir este artículo que quisiera compartir especialmente con los lectores que hayan sentido escepticismo al ver el título. Cuando tenía 15 años mi familia se trasladó a vivir a Archena. Ya estaba familiarizado con la zona y sabía que mi afición por los minerales encontraría consuelo en los cuarzos rojos del Keuper (jacintos de Compostela), pero poco más. Las gredas sobre las que montan bloques de roca detrítica, los terrenos yesosos

o las calizas de las sierras del Cajal, Ulea y Ricote, no daban la impresión de producir minerales en abundancia y diversidad como un batolito granítico o la sierras entre Cartagena y La Unión. Esto era lo que había, lo que podía acceder a pie, y posteriormente, en bicicleta: a la fuerza ahorcan, reza el dicho castellano. Así que empecé a recorrer estas tierras y poco a poco me di cuenta de que había mucho más de lo que pensaba, mucho más... Así que este artículo es básicamente un acto de contrición por lo equivocado que estaba en mi juventud. En lo que sigue presento información inédita sobre minerales y yacimientos que merecerían trabajos científicos de más alcance (omitiré deliberadamente la ubicación precisa de algunos yacimientos para evitar su expolio). Por ello invito a cualquiera que tenga interés científico en este asunto a contactar personalmente conmigo.

Este es el momento adecuado para manifestar mi agradecimiento a la gente con la que he aprendido y compartido momentos de campo por estas tierras, en especial a Eufemio Luna "el Pescatero" (DEP), a Julián Martínez Vera, incansable recogedor de minerales, a los hermanos Miñano, Jesús y Wayna. Muchas personas que no podría nombrar me han acompañado en los paseos por el Valle de Ricote desde los tiempos de instituto hasta ahora. En esto de las piedras, le agradezco a mi compañera Tere el reparto que hemos hecho: yo me quedo la pasión, ella la paciencia. La determinación de los minerales dudosos no hubiera sido posible sin la ayuda inestimable de los doctores Rafael Arana (DEP) y Carmen Pérez Sirvent "Melita".

MARCO GEOLÓGICO

El hecho de que las distintas alineaciones montañosas que cruzan el Valle de Ricote guardan un cierto paralelismo es algo que no sólo está claro sobre el mapa, sino que se puede contemplar como paisaje cuando se sube el puerto de La Losilla sobre la autovía A30 en dirección Madrid. Al atardecer, el contraste luminoso remarca particularmente este hecho, cuyo origen se encuentra en que las presiones que pliegan y quiebran la cubierta sedimentaria de la Tierra han

mantenido una dirección sostenida en el tiempo. Ahora bien, no todas estas montañas se han formado a la vez ni los materiales que las componen tienen la misma edad. La Sierra de Ricote, por ejemplo, es básicamente un macizo jurásico, acompañado de algo de cretácico, que aparece bajo éste por azares de la compleja tectónica a pesar de ser más reciente.

Cuando la Sierra de Ricote comenzó a emerger, durante bastante tiempo marcó el límite de la costa mediterránea en esta parte de Iberia, muy distinta de la actual. Mientras, a poca distancia de tierra firme se sedimentaban unos materiales, que al ser más recientes son llamados "Neógeno" (compuesto de Mioceno y Plioceno). La gran acumulación de estos materiales, procedentes de la fuerte erosión tierra adentro, que junto con las presiones tectónicas, provocó el retroceso del mar dejando estas tierras neógenas emergidas, y más que eso, quebradas: monte Ope, Verdelená, Cobi, etc. Notemos que la sierra del Cajal, que está una línea más atrás que los cerros mencionados, se compone también de materiales neógenos, pero más antiguos, por lo que ha podido elevarse algo más y, de hecho, formar una pequeña e interesante cuenca entre ella y la Sierra de Ricote plagada de cárcavas que drenan por la rambla del Carcelín.

La descripción que hacen los geólogos de los procesos que han formado estas montañas es mucho más compleja. Por ejemplo, el mismo origen de las presiones que han formado estas montañas. La corteza terrestre se compone de placas, bajo los continentes y mares interiores, así como de corteza oceánica, evidentemente bajo los océanos. La corteza oceánica, en permanente formación, fluye desde las dorsales, empuja las placas y eventualmente estas colisionan entre si. La energía térmica que mueve toda esta "maquinaria" se manifiesta levemente en los manantiales termales, como el del Balneario de Archena. Por otro lado, la tensión acumulada por estos empujes se libera de vez en cuando en forma de terremotos, otra expresión de la "vitalidad" de la Tierra. Una gran parte de los materiales que componen nuestra región ha venido "navegando" en una pequeña placa que se ha

fusionado con la placa Ibérica. Estos son los materiales béticos (o "internos"), que se dividen en tres grandes unidades: Maláguide (ej. Sierra Espuña), Alpujárride (ej. Carrascoy) y el más antiguo y transformado, el Nevado-Filábride (Sierra de Almenara). Por efecto de las presiones, los materiales autóctonos, es decir, depositados en el borde de la placa Ibérica (clasificados en subbético y prebético) han sufrido plegamientos, fallas y desplazamientos. Todo esto en tal medida, que cierta franja se compone de una suerte de caos tan difícil de interpretar que por ello ha recibido el nombre de "Complejos Caóticos Subbéticos". El desplazamiento de materiales alcanza a ser de decenas de kilómetros, facilitado por cierto sustrato subbético compuesto de margas y yesos del Triásico Superior, Keuper de ahora en adelante, que actúa como "lubricante" tectónico. En principio, los geólogos adscriben las Sierras de Ricote y el Oro, así como el resto de terrenos mesozoicos circundantes, al dominio subbético. No obstante, veremos más adelante que los materiales béticos están también representados en la zona.



Talud en terrenos del Keuper (Ulea)

El papel que juega el Keuper en la movilidad de materiales más competentes hace que este sea ubicuo, apareciendo casi por cualquier sitio, en barrancos, derramándose por laderas o constituyendo pequeños cerros como el yesón que bordea la carretera llegando a Villanueva desde Archena, o los rojos barrancos que delimitan el cauce entre Abarán y Cieza, o por el Campo de Ricote. Es fácilmente reconocible por sus colores, como

puede verse en la foto. El Keuper también aparece extensamente en la llanura que hay entre el Valle de Ricote y la Sierra de la Pila. Durante el Triásico hubo una serie de episodios volcánicos de los cuales nos han quedado vestigios en forma de afloramientos de unas rocas oscuras llamadas ofitas. Hay muchos de estos afloramientos, pero ninguno tan integrado en el paisaje como la Peña Negra en Blanca (ciudad cuyo nombre actual es una reacción contra la desgracia de llamarse Negra originalmente). Como regla general, siempre veremos las ofitas aparecer en medio de Keuper.



Peña Negra – afloramiento de ofitas en Blanca

Además de los materiales mesozoicos y neógenos, tenemos los terrenos más recientes, el "Cuaternario", que constituyen los aluviones actuales donde se ubica la huerta, o terrenos aluviales antiguos que han quedado en forma de terrazas fluviales en algunos lugares, como a la entrada de Ojós llegando desde Villanueva donde los bloques de conglomerado cuaternario hacen equilibrios sobre farallones de yesos del Keuper. En la modalidad "cerro testigo" pueden verse restos de estas terrazas en cerros del Valle entre Blanca y Abarán como el cabezo de la Corona. Estas terrazas colgadas son un vestigio del antiguo nivel del valle fluvial, en un momento en el que el río corría sobre los sedimentos que él mismo había depositado. Tras una variación del nivel relativo del mar, el río entró en una etapa erosiva cavando su valle más profundamente hasta encontrar de nuevo un cierto equilibrio. También forman parte del Cuaternario los piedemontes que suavizan los relieves. Quizás el mayor interés de los terrenos cuaternarios, a

falta de minerales, sea reconocer los suelos que pisaron los antiguos pobladores de la zona, más si se añade que éstos se formaron en periodos de clima benigno.

CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LOS MINERALES

Recordemos que por mineral se entiende una sustancia química inorgánica, con una composición definida, que aparece cristalizada en la naturaleza como consecuencia de procesos geológicos. Aunque esta definición no es del todo exacta, porque nada que se estudia en profundidad es sencillo, cubre la mayor parte de los minerales habituales. En esta definición no se tiene en cuenta la escala, lo que es bastante relevante, ya que en la escala microscópica se podría encontrar de casi todo. Por esto, nos ocuparemos de la mineralogía macroscópica, es decir, los minerales que podemos observar sin necesidad de instrumentos ópticos (salvo quizás unas gafas correctoras). No obstante, las rocas están compuestas de minerales, a escala microscópica normalmente. Esto es importante para entender la génesis de algunos minerales y por tanto deberemos tenerlo en cuenta.

La complejidad geológica facilita la formación de minerales pues las presiones que reciben los terrenos favorecen la circulación de fluidos que mueven los compuestos químicos de un sitio a otro, y eventualmente los concentran en ciertos lugares. Como también veremos más adelante, muchos minerales aparecen en los terrenos del Keuper, los más antiguos de la zona, por la particularidad de su formación a partir de una salmuera saturada de iones aportados por la meteorización de rocas paleozoicas. Las ofitas también proporcionan numerosos minerales, teniendo cada afloramiento su propia "paragénesis" (conjunto de minerales que se han formado y aparecen asociados). Jurásico, Cretácico y Neógeno son más pobres en minerales que el Keuper, pero nos reservan alguna sorpresa.

La clasificación de los minerales que se sigue en cualquier monografía especializada atiende

a la composición química y la estructura cristalina (Dana, Strunz) lo que es muy adecuado para un tratamiento sistemático de los minerales existentes. Sin embargo, para este trabajo he preferido hacer una agrupación bastante más sencilla:

- minerales formadores de rocas: los que están en casi todos sitios, a veces en grandes cantidades, que todo el mundo debería conocer;
- minerales metálicos: sulfuros y óxidos de algún metal y que ellos mismos a veces presentan aspecto metálico;
- otros minerales: principalmente minerales no metálicos minoritarios.

De cada especie daremos su composición química cualitativa, sistema cristalino y ciertos detalles adicionales, que aunque de sobra conocidos para el aficionado, eventualmente pueden ayudar a los lectores de este artículo a identificar certeramente la mayor parte de los minerales que encuentren por el Valle de Ricote. Advertencia: usaré terminología específica, para hablar con precisión cuando sea necesario, pero que no explicaré en el texto. Aconsejo en tal caso mirar los libros referenciados al final o usar Google.

Finalmente quisiera añadir que esta lista de minerales no es exhaustiva, sobre todo porque está hecha a partir de mi experiencia y respaldada por los ejemplares de mi colección. Existen yacimientos en el Valle de Ricote que han librado minerales que no están en esta lista, como el Cabezo Negro de Abarán. Encontrar un determinado mineral depende entre otras cosas de la suerte de estar en el lugar adecuado y el momento preciso, sobre todo si se trata de una cantera en explotación. El libro "Minerales de la Región de Murcia" recogido en la bibliografía cubre en detalle la variedad mineralógica del Cabezo Negro de Abarán.

MINERALES FORMADORES DE ROCAS

YESO

El yeso es sulfato de calcio hidratado, sistema monoclinico. Normalmente se presenta en masas exfoliables (selenita), haces fibrosos o masas granulares, que cuando son muy compactas se conocen como alabastro. El yeso es extremadamente blando y es uno de sus rasgos más reconocibles el que puede ser rayado con la uña. La mayor parte del yeso procede por precipitación del sulfato cálcico que se halla disuelto en el agua marina. El sulfato cálcico precipita antes que el cloruro sódico que, de hecho, necesita una concentración brutal para poder precipitar. Así pues, los mares cálidos antiguos y presentes, están formando continuamente yeso, el principal componente de las rocas llamadas evaporíticas. El yeso ha sido, y sigue siendo, usado como material de construcción. En otros tiempos era habitual explotar el yeso local lo que se hacía por medio de hornos en el propio yacimiento. Estos hornos, en estado ya de ruina, se pueden ver en muchos lugares del Valle de Ricote.

En el ámbito del Valle de Ricote, la mayor parte de los yesos procede de los terrenos del Keuper y el Mioceno. En éste último el yeso se presenta bastante puro, se pueden obtener grandes piezas de selenita por exfoliación, pero no hay buenos cristales completos.



Yeso: fibroso y selenita, del mioceno (Archena)

El yeso del Keuper contiene muchas impurezas en general, pero son éstas las que producen la diversidad de minerales accesorios que describiremos en las siguientes

páginas. Por ejemplo, el típico yeso rojo del Keuper debe su color al óxido de hierro, pero el exceso de hierro produce hematitas y magnetita, que eventualmente alcanzan el tamaño macroscópico que nos interesa para este estudio. No obstante, aunque la magnetita sea microscópica, su concentración en el yeso tiene el efecto de volverlo magnético.



Yesos del Keuper mineralizados con cobre y magnetita. El objeto metálico a la derecha del martillo (que está colgado) es un imán de neodimio adherido a la roca. Cabezo de la Plata (Ulea).

El yeso del Keuper también contiene sílice, que da lugar a cuarzo que toma el mismo color dado por las impurezas, contiene carbonatos de calcio y magnesio, sulfuros de hierro y cobre, y también otros sulfatos y sales. Estos minerales no se forman sólo en el momento de deposición de la evaporita, sino que siguen creciendo por aporte de iones durante la diagénesis (compactación de sedimentos para formar rocas) y los procesos orogénicos que han llevado los estratos a su disposición actual. En efecto, bajo las tremendas presiones que soportan estos yesos hay una fase líquida que se debe a que el yeso puede ceder agua pasando a sulfato de calcio deshidratado (anhidrita). El agua circula en los intersticios de cristales que están continuamente disolviéndose y formándose a merced de la deformación de la masa. Este efecto puede observarse en la deformación que sufren las placas de alabastro ornamental en fachadas de edificios tras décadas de estar sometidas a presión estática. En las masas de yesos del Keuper sometidas a presiones orogénicas, la fase líquida arrastra iones de un lugar a otro favoreciendo el crecimiento de cristales a partir

de la impurezas contenidas. Mi interpretación, es que bajo esas presiones el yeso tiene más en común con un magma que con una roca sedimentaria. Por supuesto, las estructuras sedimentarias no desaparecen, pero hay una gran movilidad iónica, aunque en algún caso muy especial los minerales formados en el seno del yeso, podrían concentrarse por un mecanismo parecido a la "diferenciación magmática" tan estudiada en relación con los yacimientos minerales que aureolan los batolitos graníticos. Algunos yacimientos de magnetitas y hematitas en el Keuper de Ulea, de los que hablaremos más adelante, parecen responder a tal mecanismo.

CALCITA

La calcita es carbonato de calcio que cristaliza en el sistema trigonal, se exfolia en romboedros, transparente o de color blanco, también puede tomar el color de las impurezas y con frecuencia se presenta de color amarillento. La calcita es el componente exclusivo (salvo impurezas) de las calizas (y mármoles, aunque estos no se presentan en el Valle). Es un componente importante en las margas y actúa de cemento en rocas detríticas como la calcarenita. Su relativa solubilidad hace que el agua la lleve y precipite bajo otros aspectos, como toba en los manantiales, travertino en las grutas kársticas y endureciendo los suelos mediterráneos como caliche.



Formación de tobas y travertinos cerca de La Huerta de Abajo (Ricote)

Al ser el carbonato cálcico el componente de las conchas de los moluscos, la calcita es componente de las lumaquelas, rocas formadas por acumulaciones de fósiles. Sin embargo, las masas más importantes de caliza, como las que forman las grandes sierras del Valle de Ricote se han formado en el mar por precipitación del carbonato de calcio disuelto en el agua. Las variaciones de temperatura del mar afectan al ritmo de precipitación de éste traduciéndose en la estratificación de la roca. En determinados momentos, la elevación de la temperatura paraliza la precipitación de carbonato cálcico, pero no la deposición de arcillas en suspensión. La repetición periódica de este proceso da lugar a una roca formada por la alternancia rítmica de capas arcillosas y carbonatadas llamada flysch.



Flysch en la Sierra de Ricote

La caliza fue muy empleada como material de construcción, y hoy día se sigue usando como materia prima y con fines ornamentales. Antes de la aparición del cemento portland, la cal obtenida por calcinación de la caliza era el ingrediente clave de los morteros, como el empleado en los muros de las fortalezas andalusíes del Valle de Ricote. La casa forestal de la Calera en Ricote toma el nombre por la producción de cal en ese paraje.

En todas las rocas mencionadas puede encontrarse la calcita cristalizada, ya que la circulación de agua por las grietas provoca la formación de filoncillos. Es de esta forma que pueden encontrarse buenos ejemplos de los numerosos hábitos que presenta este mineral. Uno de estos hábitos es el escalenoedro, una

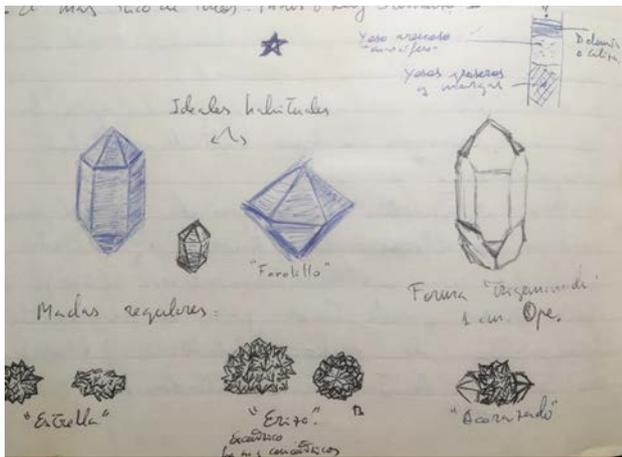
especie de bipirámide que da lugar a un tipo de calcita llamada "diente de perro" que hemos encontrado cerca del Balneario de Archena. Los cristales más llamativos, en nuestra opinión, por tamaño y hábito proceden de unos filones en margas miocenas de la rambla del Carcelín. Estos cristales de cuerpo casi cilíndrico terminado en pirámide triangular alcanzan varios centímetros.



Calcita cristalizada en una drusa (Ojós)

CUARZO

Técnicamente el cuarzo, óxido de silicio (sílice) trigonal, es el mineral más abundante en la superficie terrestre. Sin embargo, su presencia en nuestra zona no es tan obvia pues difícilmente la sílice se moviliza en los terrenos sedimentarios para formar cristales más grandes. La sílice está presente discretamente en forma de arenas en muchas rocas sedimentarias. Particularmente en la arenisca, roca compuesta exclusivamente de arena cohesionada y calcarenitas, en las que el cemento calcáreo es una parte significativa del volumen de la roca. Las areniscas que han sufrido un proceso de metamorfismo, adquiriendo con ello una notable tenacidad, se llaman cuarcitas. Aunque ese proceso metamórfico no ha ocurrido en los terrenos del Valle de Ricote, son abundantes los cantos rodados de cuarcitas antiguas transportadas por los agentes erosivos, como el propio río Segura, que podemos apreciar en los restos de terrazas fluviales cuaternarias. Estas cuarcitas fueron explotadas en la prehistoria para la fabricación de utensilios cortantes.



Anotaciones personales sobre los hábitos del cuarzo del Keuper, hechas a finales de los años 80.

El cuarzo se puede encontrar cristalizado en filoncillos en las ofitas, e incluso acompañando a la calcita en drusas en el Neógeno, pero los ejemplares más notables que podemos encontrar en la zona son los procedentes del Keuper, que en su forma individual presentan un hábito típico de (aproximadamente) prisma hexagonal más o menos desarrollado acabado en dos pirámides hexagonales en cada extremo. A veces las pirámides degeneran en vértices de tres caras, o el prisma casi desaparece en favor de los vértices. Localmente estos cuarzos reciben el nombre de "farolillos". Son muy frecuentes también los ejemplares maclados y las agrupaciones de cristales siguiendo ciertos patrones, como "bolas". El colorido de los cuarzos del Keuper se debe a las impurezas del estrato donde se han formado y pueden ser incoloros, grises, negros y con varios tonos de rojo, dependiendo del contenido en óxido de hierro. Los cuarzos rojos, también llamados hematoideos, con el hábito descrito anteriormente reciben popularmente el nombre de "jacintos de Compostela" por haber sido llevados a Santiago de Compostela por los peregrinos de las regiones levantinas en la antigüedad. De hecho, en algunas colecciones de museos importantes existen ejemplares de cuarzo hematoideo del Keuper español etiquetados erróneamente con procedencia de la ciudad gallega.



Cuarzos del Keuper de varios colores (Villanueva)

La sílice puede aparecer también de manera masiva y amorfa, al menos a la vista. Se puede encontrar en forma de calcedonia, blanca y con un sutil veteado, en el Neógeno rellenado grietas y substituyendo parcialmente al carbonato de calcio en los fósiles.



Caracoles fosilizados en calcedonia, Messiniense (Ojós)

Más abundante es el sílex, que aparece indistintamente en Mesozoico y Neógeno (frecuentemente contiene fósiles). También se puede encontrar ópalo, que es sílice hidratada, más frágil y ligera que el sílex y que a veces manifiesta un brillo característico. Este brillo se pierde con la deshidratación provocada por la exposición a la intemperie y el ópalo se convierte en un material parecido a la loza.



Ópalo (Archena)

DOLOMITA

Es carbonato de calcio y magnesio, bastante similar a la calcita en cuanto a cristalización. La presencia del magnesio dota a este carbonato de una mayor densidad y resistencia al ataque de los ácidos en comparación con la calcita. Forma las rocas llamadas dolomías que normalmente proceden de calizas que han sido enriquecidas en magnesio durante la orogenia o el metamorfismo, como las dolomías franciscanas que mencionaremos más adelante en relación con los yacimientos de plomo.

En cuanto a su presencia en el Valle, además de en las dolomías, la dolomita puede aparecer cristalizada como consecuencia de procesos hidrotermales. Este parece haber sido el origen de las drusas y geodas que aparecen en una ofita cerca de Ulea, acompañada de cuarzo, pirita y hematites.



Geoda de romboedros de dolomita en ofita (Ojós)

También aparece en forma de romboedros muy alargados en los Yesos del Keuper, recibiendo el nombre de teruelita esta variedad. De notables dimensiones se han encontrado en las inmediaciones de Ulea ligados a la celestina evaporítica. También en el Keuper, la hemos encontrado en forma “espática”, romboedros de exfoliación muy transparentes.



Cristales de teruelita (Ulea)

MINERALES METÁLICOS

Comenzaremos con los minerales de HIERRO.

PIRITA

La pirita es un sulfuro de hierro que cristaliza en el sistema cúbico y manifiesta un característico aspecto metálico similar al latón. Como los dos elementos que la componen, hierro y azufre, son muy abundantes en la corteza terrestre la pirita es un mineral muy frecuente. Sin embargo, no es fácil verlo porque una vez expuesta a la intemperie se degrada rápidamente perdiendo, al menos superficialmente, el fabuloso brillo metálico. Uno de mis momentos favoritos durante las excursiones que de vez en cuando hago con amigos por el Valle de Ricote es cuando cojo una piedra oscura de las que aparecen en el camino y la parto delante de ellos para que vean el “oro” que encierra.

La pirita cristalizada se puede encontrar en el Keuper, donde los cristales individuales manifiestan con frecuencia la composición de

las formas básicas: piritoedro (un pentágono-dodecaedro no regular), octaedro y cubo (fuertemente estriado). Los cristales hallados en Keuper suelen estar cubiertos de una pátina negra que preserva el interior de la pirita de la degradación en óxidos de hierro. Aunque podemos encontrar pirita en casi todos los afloramientos del Keuper, por su perfección destacan los piritoedros (degradados en limonita) que aparecen en las inmediaciones del Apeadero de Ulea, actualmente en ruinas.



Pirita: octaedro y macla de piritoedros del Keuper (Archena, Ulea)

Sin degradar, pero más pequeños encontramos piritoedros en los Cabezos Viejos de Archena. También hemos encontrado drusas de cristales cúbicos de pirita asociada a un estrato de carbón triásico.

Mucho más espectaculares, por tamaño y brillo, son los nódulos del Cretácico de Ricote, en los que predominan las combinaciones de cubo y octaedro. Los nódulos que afloran gracias a la erosión están ya cubiertos de una pátina color vino que camufla el brillo metálico, pero a un par de metros bajo tierra presentan un brillo excepcional. Estos nódulos suelen originarse por recrecimiento alrededor de un fósil (ammonites). De hecho, estos mismos fósiles se pueden encontrar con relleno de pirita. Es muy interesante notar que el hábito de los cristales varía ligeramente de un nódulo a otro.

Algunos de los nódulos de pirita que se encuentran deteriorados, sobre todo en Neógeno, parecen ser realmente de marcasita (forma rómbica del sulfuro de hierro), pero no dispongo de muestras que lo corrobore.



Nódulo de pirita compuesto de cristales cúbicos (Ricote)

HEMATITES

Se trata de un óxido de hierro bastante frecuente en las rocas siendo responsable del tono rojizo que a veces éstas presentan. La hematites se puede presentar cristalizada adoptando color entre gris y negro con brillo algo metálico, pero también se puede presentar en masas más o menos compactas de color rojizo. En cualquier caso, el polvo del mineral es siempre rojo oscuro o marrón.



Hematites masiva de las minas del Cabezo de la Plata (Ulea)

De ambas variedades han existido explotaciones, o al menos se ha estudiado la posibilidad, en el término municipal de Ulea. En el Cabezo de la Plata, asociada a magnetita y minerales de cobre, encontramos la variedad granular compacta, de extraordinaria calidad como mena de hierro lo que se puede apreciar por la alta densidad de las piezas. El mineral de hierro aparece estratificado en un contexto

de Keuper. También existe una calicata de una mezcla de hematites y magnetita en la Loma Trinidad (Ricote).



Hematites especular (Ulea)

Más interesante es el yacimiento cerca de la Venta Puñales donde aparecen masas de hematites cristalizada en yesos del Keuper y que fue objeto de algunas calicatas. El aspecto de la hematites es el de agregados “esponjosos” de cristales planos de tamaño inferior al milímetro que vistos al sol dan la impresión de pequeños espejos. Es por ello que esta variedad recibe el nombre de hematites especular.



Mina de hematites en yesos del Keuper cerca de la Venta Puñales (Ulea)

El origen de esta mineralización nos resulta misterioso, pues las masas de mineral están incrustadas en el yeso sin aparente vinculación a ningún agente mineralizador típico, como podría ser una intrusión de ofitas, roca que frecuentemente contiene hematites. En algunos yacimientos de Keuper aparecen pequeños cristales idiomorfos de hematites como consecuencia de la recrystalización del óxido de hierro en las condiciones de presión y extrema fluidez química que han sufrido estos

terrenos. Sería posible que el yacimiento en cuestión sea una manifestación de este proceso a una escala mayor, que además ha permitido la concentración de los cristales de hematites por un proceso similar a la “diferenciación magmática” que hemos mencionado antes en relación con el yeso.

LIMONITA

La limonita es una mezcla de óxido e hidróxidos de hierro de color pardo a casi negro que suele ser responsable de la coloración amarillenta “enrobinada” de las rocas. Unos de los principales componentes de la limonita es la goethita que a veces se puede encontrar por separado. En la mayor parte de los casos la limonita procede de la degradación de otros minerales de hierro, especialmente la pirita, por lo que la limonita puede mostrar las formas del mineral que fue previamente (pseudomorfismo).



Limonita, procedente de la degradación de pirita (Archena)

A pesar de la amplia distribución de la limonita en nuestra zona no existe en cantidad y concentración suficiente para motivar su explotación, salvo en un lugar: en Ricote, en un paraje cercano a la Ventanica de Ojós hay una mina, con las galerías ya hundidas, de limonita con abundancia de la forma terrosa del mineral llamada “ocre”.

Mencionemos aquí que el color negro en sedimentos se debe con frecuencia a los óxidos e hidróxidos de manganeso, pero no hemos encontrado cantidades significativas.



Galería colapsada en una mina de limonita (Ricote)

MAGNETITA

La magnetita es un óxido de hierro de color negro del sistema cúbico, que presenta brillo ligeramente metálico en los cristales, pero que ordinariamente forma masas granulares mates. Su cualidad más notable y determinante para su identificación es el magnetismo, esto es, poder ser atraída por el imán. La magnetita a veces se comporta ella misma como un imán, pero esto sucede en una pequeña proporción de los ejemplares y con intensidad moderada, por lo general.



Magnetita masiva con un imán adherido (Archena)

La magnetita aparece bastante en el Keuper aunque con, al menos, dos orígenes diferenciados. Uno de ellos es ligada a la ofita, lo que no es de extrañar pues este es el origen de los importantes yacimientos de Cehegín explotados hasta los años 90. En la misma ofita se pueden encontrar tapizados de cristales octaédricos como el que se muestra en la foto. También ligada posiblemente a una

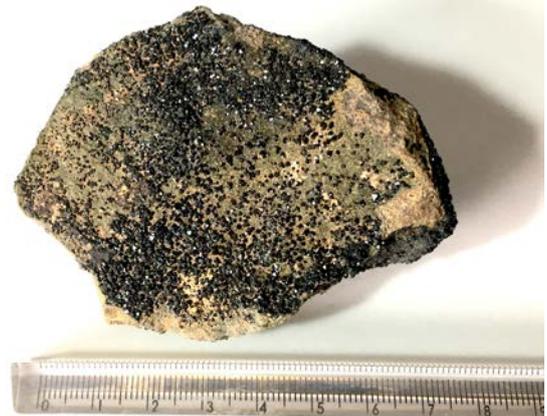
intrusión ofítica en el collado del Ope aparecen desperdigados trozos de magnetita masiva.



Acopio de magnetita en la Loma del Hierro (Abarán)

La magnetita de la Loma del Hierro, en la Sierra del Oro, tiene todas las características del origen ofítico, como la paragénesis de silicatos. Junto a uno de los pozos puede verse un acopio relativamente grande. El libro de Héctor Quijada y Jesús Castaño da cuenta de la curiosa historia de la minería en este paraje.

Algunos otros fragmentos de magnetita encontrados esporádicamente, incluso como cantos rodados por el río, podrían tener también orígenes ligados a las ofitas.



Pequeños cristales octaédricos de magnetita sobre ofita (Ulea)

Sin embargo, el origen de los extraordinarios cristales idiomorfos, octaédricos y rombo-dodecaédricos, que aparecen aislados en los yesos del Keuper es puramente "sedimentario", al igual que el de los cuarzos o las teruelitas vistas anteriormente. Las condiciones físico químicas presentes en los yesos durante la orogenia ha facilitado el crecimiento de estos

crisales hasta tamaño centimétrico en unos casos, o la concentración de muchos cristales microscópicos dotando al yeso de cualidades magnéticas.



Cristales rombo-dodecaédricos y octaédricos de magnetita del Keuper (Ulea)

MINERALES DE PLOMO - GALENA

El Cabezo del Tío Pío es conocido por su poblado Íbero-Romano que ha proporcionado algunas de las más finas piezas de arte ibérico que pueden verse en los museos. Antes de tomar el nombre del Tío Pío, se le conocía como Cabezo del Plomo, lo que resulta chocante en un cabezo miocénico que difícilmente puede mineralizarse por dicho metal. La respuesta se obtiene cuando se sube el cabezo por su falda sur. En la empinada ladera es fácil encontrar restos de un material muy pesado cubierto de una costra oscura. Se trata de litargirio, un óxido de plomo de origen artificial y que en los yacimientos arqueológicos suele aparecer ligado a una técnica metalúrgica llamada copelación: obtención de plata a partir de la galena.

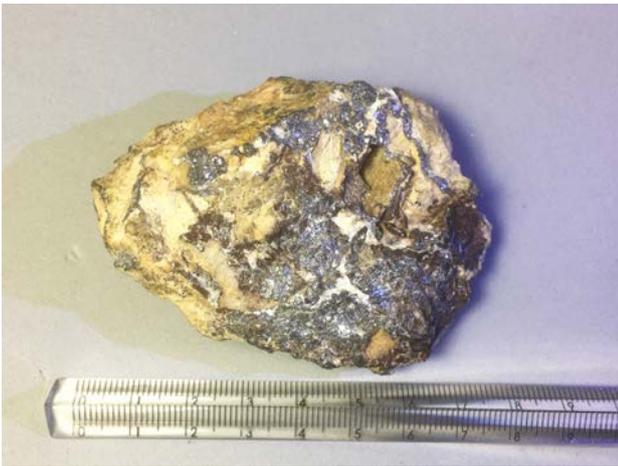
La galena es un sulfuro de plomo, pesado, de color gris plomizo, intenso brillo metálico en fractura reciente y exfoliación cúbica, sistema en el que cristaliza. Normalmente está ligada a filones hidrotermales y mineralizaciones metasomáticas (substitución) en dolomías antiguas. Contiene una pequeña proporción de plata, variable según procedencia, por lo que ha sido apreciada como mena de este metal desde la antigüedad. De hecho, fue la galena argentífera lo que atrajo en el pasado a los

colonizadores desde el otro extremo del Mediterráneo (fenicios, griegos y romanos) hacia los ricos filones de la costa murciana: los distritos mineros de La Unión-Cartagena, Mazarrón y Águilas. La copelación consiste en reducir la galena al fuego para provocar la volatilización del azufre y a continuación oxidar el plomo por aporte de aire dejando libre la plata. Esto se hacía en un recipiente de barro especial llamado copela, y el litargirio residual adoptaba la forma de una "galleta" que después se rompía y tiraba. Estos trozos de litargirio no tienen un aspecto llamativo en general tras larga exposición a la intemperie y se suelen reconocer por su alta densidad.



Litargirio y trocito de plomo (Archena)

Si la copelación era practicada en la antigüedad por los habitantes del Cabezo del Tío Pío (o del Plomo), actividad que no recuerdo haber visto mencionada en ninguno de los textos que he leído sobre el yacimiento, la galena no debía proceder de muy lejos, sin embargo las rocas del Valle de Ricote no se parecen en nada a las de los famosos criaderos de plomo murcianos. Con este enigma en suspenso pasaron algunos años hasta que encontré un fragmento rodado de galena en un barranco de Ojós. El fragmento procede de unas dolomías que afloran cerca del cementerio del mismo pueblo. En ellas se pueden ver algunos pequeños minados y un peculiar pozo vertical de varios metros de profundidad de uso incierto. La galena es fácilmente reconocible dispersa por la dolomía. En todo caso, no parece que esas pequeñas masas de plomo hayan podido dar lugar a una explotación relevante.

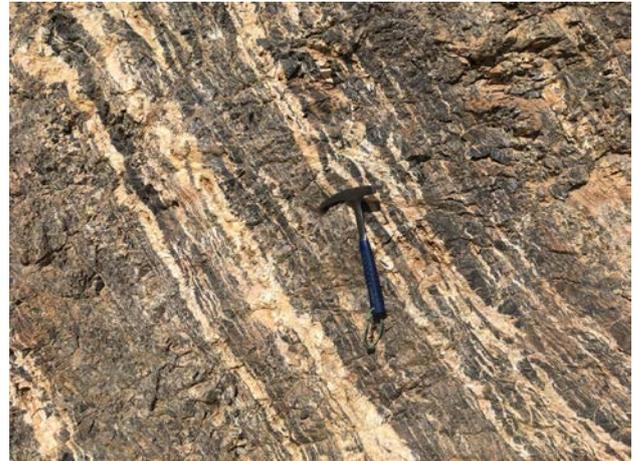


Galena masiva (Ricote)

Unas minas más importantes se ubicaban en dos parajes a muy poca distancia en línea recta del pueblo de Ricote, aunque las revueltas de carreteras y caminos las hacen parecer mucho más lejanas. Está documentada su explotación a partir de 1846, en plena "fiebre del plomo", pero la pobreza de los filones las dejó pronto relegadas. Unas las encontramos en el paraje de La Almarcha, a ambos lados de la carretera que corta incluso alguna galería, y las otras en la cara sur de Loma Trinidad, situación que nos indicó el guarda forestal jubilado Gabriel que también me contó que en su niñez conoció al último minero del plomo de Ricote. Las minas de Loma Trinidad constan de algunos pozos cegados con cemento y varias trancadas donde se ve perfectamente como se explotaba cierto estrato mineralizado en las dolomías, que formando un plano oblicuo marca la dirección de las labores. La dolomía está muy triturada (milonitizada) lo que ha favorecido al infiltración de agua que ha alterado la galena parcialmente en sulfatos (anglesita) y carbonatos (cerusita). Estos minerales aparecen impregnando la dolomía o masivos acompañando a la galena, pero no he visto que desarrollen cristales dignos de mención. Salvo los minerales de plomo y la dolomita, no tengo constancia de otros minerales interesantes en el estrato mineralizado.

Más interesantes, en mi opinión, son las minas de La Almarcha, que aparecen en una roca muy característica. Quizás en los yacimientos de plomo mencionados anteriormente el tipo de dolomía no estuviera claramente definido, pero aquí el corte provocado por la carretera

no deja lugar a dudas como puede verse en la foto. Este tipo de dolomía recibe el nombre de "franciscana" y se reconoce por su peculiar bandeado blanco y gris. Lugares clásicos donde puede verse: Sierras de Baza, Gádor, Lúcar... todas ellas pertenecientes al complejo Alpujárride, un material típicamente del bético interno que aflora en Ricote por algún azar tectónico que todavía no vislumbramos.



Dolomía "franciscana" alpujárride (Sierra de Ricote)

El afloramiento es muy pequeño y no aparece en la cartografía MAGNA, donde la zona en cuestión aparece adscrita al dominio subbético, mientras los materiales béticos sobre la dicha cartografía forman una franja que parece claramente diferenciada. Espero que en algún momento se consiga aclarar como ha llegado la roca franciscana tan lejos, es decir, desde el punto de vista de la dirección de los empujes y los materiales autóctonos que quedan al sur de ese lugar.



Celestina fibrosa con galena (Ricote)

La mineralización de plomo, tal como se observa en el corte, es típicamente alpujárride:

se puede ver la galena asociada con fluorita en tonos violeta. Podemos encontrar cristalitas cúbicas de fluorita en pequeñas geodas y tapizados de fluorita sobre dolomita.

En las escombreras por encima de la carretera se pueden encontrar fragmentos mayores de galena acompañada de un mineral blanco fibroso que resulta ser celestina. En varias muestras recogidas podemos distinguir en la formación conjunta de ambos minerales dos tendencias. En unas se trata de una brecha de dolomía, la galena se deposita sobre ésta formando una capa milimétrica y a continuación la celestina. En otras podemos ver masas de haces fibrosos de celestina y la galena se imbrica con ésta siguiendo la dirección de la fibras. En cualquier caso, se trata de una asociación curiosa y otra muestra de la ubicuidad del estroncio en el Valle de Ricote.

Para acabar con esta sección sobre el plomo daremos una posible explicación al misterio del litargirio del Cabezo del Tío Pío. Allí mismo, bajo el Neógeno y en contexto de Keuper aflora una dolomía muy similar a las que hay cerca del cementerio de Ojós por lo que es plausible que pudiera contener galena tal como recoge Madoz. La profunda transformación sufrida por el cerro tras la explosión del polvorín en 1963, los años de uso como cantera de áridos, y vertedero... perdón, depósito municipal, dificultan la comprobación de este hecho.

MINERALES DE COBRE – CALCOPIRITA Y MALAQUITA

Siendo el cobre un metal conocido desde la antigüedad y bastante frecuente en la vida cotidiana, su presencia en la naturaleza está lejos de ser obvia para la mayor parte de la gente. El cobre como oligoelemento está presente en los organismos, y en mayor medida en los moluscos, muchos de los cuales usan un compuesto de cobre (hemocianina) para el transporte del oxígeno en su sangre. También la acción microbiana tiene efectos en la movilización y concentración del cobre, por lo que no resulta extraño que puedan

encontrarse minerales de cobre en terrenos sedimentarios.



Malaquita y azurita tiñendo yesos messinienses

Este parece ser el origen de los yesos messinienses teñidos por carbonatos de cobre (malaquita y azurita) que se encuentran en las inmediaciones de la Sierra del Cajal. Vistos más de cerca, los carbonatos parecen proceder de la alteración de pequeños granos de calcopirita.



Gran trozo de calcopirita alterada del Keuper (Ulea)

Indicios de cobre han aparecido también en calizas más antiguas, pero las mayores cantidades de mineral de cobre las hemos encontrado en el Keuper de Ulea. Pequeños fragmentos de calcopirita, parcialmente alterada, se pueden encontrar en las inmediaciones de la Venta Puñales. Como resultado de un movimiento de tierras en yesos saturados de óxido de hierro del Keuper

hemos recogido grandes trozos de calcopirita, en diferentes grados de alteración.

Existen unas antiguas labores mineras en el Cabezo de la Plata para la explotación de minerales de hierro y cobre (observe que la toponimia contiene siempre algo de veracidad). El hierro en forma de hematites masiva ya ha sido comentado anteriormente. La paragénesis del cobre allí es realmente curiosa. Se trata de estratos de yesos del Keuper que contienen una cantidad apreciable de magnetita y calcopirita en forma de granos microscópicos. La primera dota al yeso de cualidades magnéticas y la segunda por su alteración lo tiñe todo de verde malaquita.

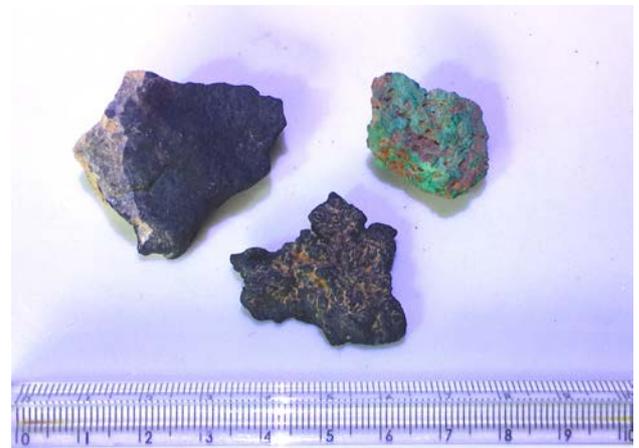


Acopio de mineral cobrizo en el Cabezo de la Plata (Ulea)



Pozo minero en el Cabezo de la Plata (Ulea)

Hay evidencias de que el mineral de cobre del Valle de Ricote fue objeto de la metalurgia prehistórica. En las inmediaciones del poblado argárico del Salto de la Novia han aparecido muestras de mineral de cobre sin procesar (malaquita), además de lo que parece mineral de cobre reducido al fuego y cobre fundido con cierto contenido en hierro, lo que apunta al procesamiento de la calcopirita, y sus productos de alteración, como posible origen.



Evidencias de la metalurgia prehistórica del cobre (Salto de la Novia)

OTROS MINERALES

MAGNESITA

Carbonato de magnesio trigonal. Aunque en algunos lugares es un mineral formador de rocas, en el Valle de Ricote aparece en pequeñas cantidades en el Keuper. La encontramos en cristales planos de aspecto hexagonal, normalmente oscuros. También sospechamos que un carbonato masivo que hemos observado en algunos lugares podría ser magnesita (quizás con presencia de ankerita), pero no podemos confirmarlo a falta de los análisis necesarios.



Magnesita en cristales hexagonales (Ojós)

HALITA

El cloruro de sodio o sal común, que cristaliza y se exfolia en cubos (como casi todo el mundo habrá notado), está presente en las rocas sedimentarias marinas por razones obvias, pero su gran solubilidad impide la concentración del mismo. De hecho, para que una porción de agua salina de lugar a una concentración apreciable de halita tienen que darse unas condiciones especiales que incluyen normalmente el aislamiento de la laguna del resto del mar y desecación total de la misma. Procesos de ese tipo están registrados en al menos dos momentos en la geología del Valle de Ricote. Uno es el Keuper (como no) y el otro el episodio Messiniense, enmarcado en el Neógeno. El primero no ha dado lugar a explotaciones de sal en la zona, aunque sí a unos cuantos kilómetros al norte (Jumilla, Pinoso) y al oeste (Calasparra).



Halita (sal común) depositada en las inmediaciones de las antiguas salinas de Ojós

Unas margas messinienses saturadas de sal se explotaron para su extracción en la rambla del Carcelín, donde se pueden ver todavía vestigios de las salinas: balsas para la desecación y el canal por el que se conducía la salmuera.

CELESTINA

Sulfato de estroncio rómbico. Puede presentarse en cristales prismáticos de sección prácticamente cuadrada o con forma de tabla, pero también en frecuente masiva siendo su característica más distintiva su alta densidad (cercana a 4 g/cm³) y pudiendo confundirse con la barita por este motivo.

La celestina está presente en casi todo tipo de terrenos en el Valle de Ricote. Constituye la "ganga" que acompaña a la galena en las minas de La Almarcha en el contexto de la dolomía franciscana. Pero también aparece cristalizada en otras dolomías triásicas.



Drusa de cristales prismáticos de celestina del mioceno (Ulea)

Los mejores cristales son los formados en terrenos del Neógeno, normalmente en calcarenitas. Se puede encontrar así en muchos lugares, como el monte Ope y Verdelená (Archená), pero los mejor desarrollados, alcanzando varios centímetros, aparecieron cerca de la rambla del Tinajón (Ulea).



Celestina de origen evaporítico (Ojós)

Muy interesante es la celestina de origen evaporítico que aparece en algunos afloramientos del Keuper, estando el más notable en la rambla del Carcelín (Ojós). La celestina forma un estrato constante de varios centímetros de espesor en las margas, presentando geodas donde se desarrollan los cristales. Sospechamos que son varios los episodios que han dado lugar a estos estratos de celestina, ya que hemos recogido trozos sueltos con distintas características. Por ejemplo, celestina masiva roja conteniendo jacintos de Compostela (cuarzo hematoido).



Celestina masiva con jacintos de Compostela y algo de yeso (Ojós)

BARITA (o BARITINA)

Sulfato de bario rómbico de gran densidad (4.5 g/cm^3), muy parecido a la celestina pero con una mayor tendencia a los cristales tabulares. Aparece en menor cantidad en el Valle de Ricote. Se la encuentra en el mioceno antiguo

de la sierra del Cajal, rellenando grietas, donde el mineral adopta un aspecto bandeado terminando en forma de crestas muy características. También hemos encontrado la barita en cristales tabulares asociada a una masa de limonita en las inmediaciones de Ojós.



Barita en crestas (Sierra del Cajal)

En grandes cantidades es un mineral de interés económico. Una masa explotable fue localizada cerca de La Bermeja.



Macla de cristales tabulares de barita (Ojós)

FLUORITA

Fluoruro de calcio que cristaliza en el sistema cúbico y manifiesta exfoliación octaédrica. Aunque se trata de un mineral teóricamente incoloro lo normal es que presente ciertos colores típicos: violeta y verde son de los más comunes y también con los que la encontramos en el Valle de Ricote.

Aparece en la dolomía franciscana ligada a las mineralizaciones de plomo en el paraje de La Almarcha. Los cristales no alcanzan un gran tamaño pero muestran una bonita coloración violeta, rosada, a veces blanca.



Tapizado de cubos de fluorita sobre dolomita (Ricote)

Más espectaculares son los cristales de cúbicos verdes de varios centímetros que han aparecido en una brecha mineralizada en dolomías triásicas. Los cristales no han formado drusas sobre la dolomía, sino que están “flotantes” y con las seis caras del cubo desarrolladas en mayor o menor medida. Esta afirmación se refiere a los mejores ejemplares, ya que lo normal allí es que la fluorita se muestre en cristales mal delimitados y masas irregulares debido al poco espacio que han tenido para desarrollarse.



Cubos de fluorita verde, iluminados desde abajo (Ulea)

ACTINOLITA

Silicato de calcio con una proporción variable de magnesio/hierro que cristaliza en el sistema monoclinico, habitualmente en cristales largos y más bien planos. El color puede ser variable, pero la que tenemos localizada en el Valle puede variar entre el verde oscuro y el negro. Las piezas más notables han aparecido en una cantera de ofita del campo de Ricote



Actinolita en “aguja” sobre ofita (Ricote)

PREHNITA

Silicato de calcio y aluminio del sistema rómbico. Forma agregados radiales muy característicos cuando se observan en sección. La encontramos rellenando grietas en una ofita de la Sierra de Ricote, blanca con una leve tonalidad hacia el verde manzana. A su vez, los huecos que quedan tras la formación de la prehnita pueden contener grandes cristales transparentes de calcita.



Prehnita mostrando las características estructuras radiales (Ricote)

CONCLUSIONES

El Valle de Ricote presenta una notable diversidad mineralógica que es el resultado de distintos procesos geológicos concurrentes en la zona a lo largo de 200 millones de años. Algunos de los yacimientos descritos, por su singularidad, merecerían un estudio detallado por parte de profesionales. Por otro lado, el aficionado a la Geología que se acerque a esta comarca con ánimo de ver cosas no se sentirá decepcionado.

Para la preparación de este artículo he tenido que recorrer de nuevo los yacimientos que menciono porque algunos detalles que he contado aquí me resultaban tan increíbles que no me fiaba de mi apreciación original o de mi memoria. Este proceso de revisión, además de satisfacción por las muchas horas de campo y no pocos tapeos en El Sordo, me ha provocado al final una cierta sensación de incompletitud: posibles nuevas citas de minerales que no he podido verificar, minerales que deberían estar y que no he encontrado, o asuntos que quedan ligeramente fuera de la temática escogida, como el yacimiento de madera fosilizada triásica en Ulea que comunicamos al Servicio de Patrimonio Histórico en 2017. Espero poder dar cuenta de todo eso y más en próximos artículos.



Fragmento de rama de conífera del Triásico fosilizada en sílice (Ulea)

BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA Y RECOMENDADA

Libros generales sobre Mineralogía

C. S. HURLBUT, C. KLEIN, *Manual de Mineralogía de Dana*, 3ª edición, Reverté (1988).

A. MOTTANA, R. CRESPI, G. LIBORIO, *Guía de Minerales y Rocas*, Grijalbo (1989).

Libros generales sobre Geología

B. MELÉNDEZ, J.M. FÚSTER, *Geología*, Paraninfo (1988).

J. A. VERA (Coordinador), *Geología de España*, IGME, 2010.

Geología y minerales de la Región de Murcia

R. ARANA Y OTROS, *El Patrimonio Geológico de la Región de Murcia*. Fundación Séneca Murcia (1999).

J. B. VILAR, P. M. EGEEA, *La Minería Murciana Contemporánea (1840-1930)*, Murcia (1990).

M. MUELAS, P. PÉREZ, J. GIL, *Minerales de la Región de Murcia*, La Unión 1996.

IGME, *Mapa Geológico*, serie MAGNA 1:50.000, hojas 891 CIEZA y 912 MULA.

Historia, Geografía y Turismo del Valle de Ricote

J. SAN VALERO, D. FLETCHER, *Primera Campaña de Excavaciones en el Cabezo del Tío Pío (Archena)*, Ministerio de Educación Nacional, Madrid (1947).

P. MADDOZ, *Diccionario Geográfico Estadístico Histórico de España y sus Posesiones de Ultramar*, Madrid (1850), facsímil editado por la CARM con las poblaciones murcianas, Murcia (1989)

J. J. LÓPEZ MORENO, *El Valle de Ricote a través de sus Fortalezas*, Natursport (2008).

A. ORTIZ, L. GIMÉNEZ, *El Valle de Ricote: excursiones a pie, bicicleta y piragua*, Natursport (2000).

J. RÍOS, M. GUAL, J. A. PASTOR, *Cieza Aventura Natural: senderismo, montaña, BTT y otras actividades en la Naturaleza*, Ed. Cañón de Almadenes (2009).

H. M. QUIJADA, J. CASTAÑO, *Rutas por las Sierras de Ricote y del Oro*, Natursport (2014).

EL ÁMBAR Y SU IMPORTANCIA EN PALEONTOLOGÍA.

David Botías Rubio (Biólogo)

Iris Alarcón Vera (Bióloga)

1. ETIMOLOGÍA

El ámbar es una resina fósil de color amarillo anaranjado. Este es conocido desde la Grecia clásica. En esta época, los griegos ya observaron las propiedades eléctricas de este; es por ello que la palabra "electrón" (partícula subatómica que gira alrededor del núcleo) en griego significa "ámbar". No obstante, la palabra ámbar con el significado que posee actualmente proviene del término árabe 'anbar'. Este término comenzó a ser utilizado para referirse a lo que hoy día se conoce como "ámbar gris", una sustancia cerosa y sólida derivada del cachalote (*Physeter catodon* L.), cuyo componente mayoritario es la ambreína (Figura 1).

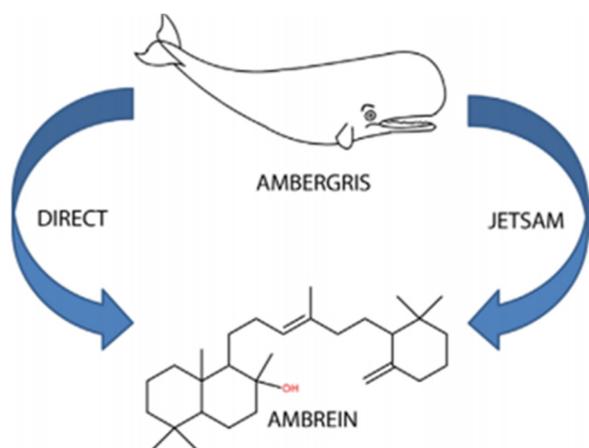


Figura 1. Ambreína. Extraída de Rowland y Sutton, 2017.

Posteriormente, en las lenguas romances, el sentido de esta palabra se extendió también hacia el ámbar báltico procedente de resinas fósiles (Figura 2), puesto que ambos ámbares se confundieron al aparecer en ocasiones juntos en las orillas de las playas (Grimaldi, 1996).



Figura 2. Ámbar báltico. Extraída de Gamboa y Ortuño, 2015.

2. COMPOSICIÓN

El ámbar es bastante heterogéneo en cuanto a su composición, pero, cuenta con varios cuerpos resinosos más o menos solubles en alcohol, asociados a una sustancia bituminosa insoluble. Químicamente, es una macromolécula formada por la polimerización de radicales libres de varios precursores de la familia de los labdanos. Estos otorgan al esqueleto orgánico tres grupos alqueno para la polimerización. Conforme el ámbar va madurando debido al paso del tiempo, se produce una mayor polimerización, así como diversas reacciones de isomerización, reticulación y ciclación.

Cuando el ámbar es calentado a más de 200°C se produce su descomposición. Como resultado de esta descomposición se produce un aceite del color característico de esta resina que deja un residuo negro conocido como colofonia de ámbar (Villanueva-García *et al.*, 2005).

3. FORMACIÓN

En primer lugar, la polimerización molecular resultante de las altas presiones y temperaturas producidas por los sedimentos superpuestos, transforman la resina en copal. Posteriormente,

el calor y la presión sostenidos expulsan los terpenos y se produce la formación de ámbar (Rice, 1989).

Para que esto suceda, la resina debe ser resistente a la descomposición. Hay una gran cantidad de árboles que producen esta sustancia, pero normalmente es descompuesta mediante procesos físicos y químicos de degradación. Fenómenos como la exposición a la luz solar, las precipitaciones, los organismos descomponedores y las altas temperaturas pueden ocasionar la desintegración de la resina. Para que esta persista y se convierta en ámbar, debe resistir a la degradación o generarse en condiciones que excluyan dicha degradación.

4. ORIGEN BOTÁNICO

Las resinas fósiles de Europa se dividen en dos categorías, las que proceden del ámbar báltico y las que provienen de un grupo que se asemeja a *Agathis sp.* Salisb. (un género relativamente pequeño de unas 20 especies de árboles de hoja perenne). Las resinas fósiles de América y África derivan del género *Hymenaea sp.* L. (Lamber y Poinar, 2002), en cambio los ámbares bálticos lo hacen de plantas del género *Sciadopityaceae sp.* Luer. que solían ocupar el norte de Europa en la antigüedad (Wolfe *et al.*, 2009).

5. REGISTRO GEOLÓGICO

El ámbar más antiguo encontrado hasta la fecha corresponde al carbonífero superior (unos 320 millones de años) (Grimaldi, 2009). La composición química de este hace que sea difícil determinar la planta a partir de la cual se originó.

Esta resina comenzó a ser abundante a partir del Carbonífero. Durante el Cretácico Inferior fue bastante abundante y aparecen inclusiones de artrópodos. El ámbar más antiguo con inclusiones de insectos procede de oriente, del Líbano y Jordania. Gracias a este descubrimiento hace unos 130 millones de años, se ha podido obtener información de algunos de los ecosistemas más antiguos (Poinar y Milki, 2001).

En el Líbano se han descubierto unos 450 afloramientos de ámbar, perteneciente al Cretácico Inferior. De estos, 20 han contenido inclusiones biológicas de diversas especies de artrópodos extintos. En Jordania se ha descrito esta resina del Jurásico que contiene insectos y arañas considerables (Poinar y Milki, 2001).

6. YACIMIENTOS DE ÁMBAR EN ESPAÑA

Los yacimientos de ámbar presentes en España pertenecen al Cretácico Inferior, Albiense, es decir, su antigüedad aproximada es de unos 110 millones de años.

Los principales yacimientos de esta sustancia presentes en nuestro territorio son los siguientes:

- El Soplao en Cantabria (Najarro *et al.*, 2010).
- Sant Just, Utrillas (Peñalver *et al.*, 2007) y Arroyo de La Pascueta (Peñalver *et al.*, 2002) en Teruel.
- La Hoya en Castellón (Peñalver *et al.*, 2007).
- Peñacerrada, Moraza y Salinillas de Buradón (Delclos *et al.*, 2007) en Álava.
- El Caleyú y Pola de Siero (Arbizu *et al.*, 1999) en Asturias.

El yacimiento de ámbar más importante de la península ibérica es el de "El Soplao" (Cantabria). Lo que hace que este sea único en el mundo es la antigüedad, variedad, cantidad y calidad de las piezas de ámbar que incluyen insectos y otros tipos de artrópodos. Otro dato importante es la abundancia de ámbar de color azul-púrpura, una singularidad geológica.

Otro hallazgo muy importante es el de Sant Just. Este ha sido noticia en varias ocasiones debido al hallazgo de numerosas especies no conocidas hasta la fecha y especialmente en 2012 como consecuencia del descubrimiento de una pieza de ámbar de un kilogramo (Figura 3).



Figura 3. Ámbar gigante encontrado en Utrillas. Extraída de abc.es, 2012.

7. YACIMIENTO DE ÁMBAR EN LA REGIÓN DE MURCIA

En el yacimiento del Barranco de Hondares encontramos el ámbar más meridional de la península ibérica. Esta muestra aparece muy fracturada y no presenta la conservación requerida para contener bioinclusiones de interés paleontológico. No obstante, su presencia es muy interesante puesto que permite recrear el paleoambiente del Cretácico Inferior de la Región de Murcia (Figura 4).

Recientemente, se ha incluido el ámbar del Barranco de Hondares dentro del listado de LIGS (Lugares de Interés Geológico) de la Región de Murcia.



Figura 4. Ámbar del Barranco de Hondares. Extraída de <http://www.murcianatural.carm.es>, 2018.

8. DESCRIPCIÓN E IMPORTANCIA

El ámbar fósil es la resina vegetal endurecida y fosilizada que producían árboles prehistóricos muy diferentes, por tanto, se trata de una secreción orgánica. Es por ello que este material no se trata de una piedra, sino de una resina fosilizada de coníferas y angiospermas

prehistóricas. Esta sustancia de árbol fosilizada ha sido muy apreciada por su color y belleza desde el neolítico. Al tratarse de una sustancia con una gran capacidad de conservación, en ocasiones, se pueden encontrar ciertos especímenes de gran antigüedad contenidos dentro de esta resina.

El ámbar puede contener una gran cantidad de tafocenosis. Se han encontrado artrópodos, pequeños invertebrados, pequeños reptiles (Figura 5), plumas de aves o pelos de mamíferos y diferentes microbios. El ámbar y otras resinas fósiles aparecen con una gran abundancia en el Cretácico (época en la cual aparecen las primeras plantas con flor) y en el período que abarca desde el Eoceno al Mioceno.



Figura 5. Camaleón conservado en ámbar. Extraída de Daza *et al.*, 2016.

El ámbar previene la descomposición de los seres que quedan atrapados dentro. Debido a este motivo, cualquier organismo conservado en estas condiciones se mantiene perfectamente, igual que en el momento de su muerte, con su cuerpo intacto. Este hecho es de una gran importancia para los científicos permitiendo conocer detalles aportados únicamente por el tejido blando, como puede ser el color del espécimen. Como se muestra en la película 'Jurassic Park', los seres que quedan atrapados en el ámbar, presentan en ocasiones glóbulos rojos y gran parte del ADN intacto. De esto se deduce que estas estructuras podrían ser utilizadas en el futuro mediante el empleo de la tecnología, para llevar a cabo estudios de clonación o en la actualidad para comparar el ADN de la paleofauna y paleoflora con la fauna y flora actuales, y de esta manera tener un mayor conocimiento de la evolución de las especies.

9. TIPOS DE ÁMBAR MAYORITARIOS

- **Ámbar báltico:** la región báltica está constituida por el conjunto de países del norte y centro de Europa que colindan con el mar Báltico. Esta región presenta, aproximadamente, el 80% del ámbar mundial conocido (Figura 6). También es popular el nombre de succinita debido a que está compuesto por ácido succínico en una cantidad que oscila entre el 6-10%. La resina destaca por la gran cantidad de restos fósiles que contiene, aunque en la mayoría de ocasiones estos están ocultos por burbujas de aire o desechos vegetales. Este material suele encontrarse sedimentado en el fondo de los océanos y es liberado por la acción de la erosión marina durante las tempestades para posteriormente alcanzar la superficie por flotación. Finalmente, el ámbar puede ser transportado hasta las costas donde quedará depositado, facilitando su recolección (Wolfe *et al.*, 2009).

- **Ámbar dominicano:** la República Dominicana es uno de los escasos países que presenta ámbar fósil en su registro. Este se origina, generalmente, a partir de la resina de *Hymenaea protera* Poinar un árbol extinto de la familia de las leguminosas. El ámbar de esta zona es de gran importancia para los paleontólogos puesto que contiene una gran cantidad de diversidad animal y vegetal.

10. USOS

El ámbar ha sido utilizado desde la prehistoria en la fabricación de joyas, perfumes y en medicina popular.

- **Fabricación de joyas:** desde la Edad de Piedra el ámbar ha sido empleado para la fabricación de joyas (Lurie y Mappen, 2004). En tumbas micénicas (civilización prehelénica del Heládico reciente) y en otros lugares de Europa se han encontrado tumbas adornadas con ámbar (Beck *et al.*, 1974). En la



Figura 6. Localización del ámbar báltico. Extraída de Papousek, 2015.

actualidad se utiliza para la fabricación de boquillas de tabaco y en la fabricación de vidrio soplado. En Lituania se encuentra el Palanga Amber Museum perteneciente al conjunto de museos de arte lituanos, este museo presenta unos 28.000 ejemplares de ámbar, de estos, unos 15.000 contienen inclusiones. En Rusia, se encuentra el Kaliningrad Amber Museum el cual cuenta con un total de 14.000 piezas.

- Uso medicinal: el ámbar ha sido ampliamente utilizado en la medicina popular a lo largo de la historia debido a sus propiedades curativas (Kunz, 1913).
- Perfumes de ámbar: en la antigüedad, en China, era costumbre quemar el ámbar en las festividades. Al calentarlo bajo unas condiciones adecuadas, se

produce un aceite artificial, al mezclar este aceite con ácido nítrico se produce el almizcle artificial, una resina que emite un peculiar olor a almizcle. Los perfumes actuales que llevan el nombre de "fragancia de ámbar" no utilizan la sustancia fosilizada debido a que este emite muy poco olor. Las fragancias, que en la actualidad imitan el olor característico del ámbar, son creadas artificialmente en laboratorio mediante la combinación de labdanos, resinas de benzoína, copal, vainilla y materiales sintéticos (Hall y Sander, 1975).



Figura 7 Fragmentos de ámbar báltico (Imagen bajo licencia Creative Commons CC0)

11. BIBLIOGRAFÍA

- Arbizu, M., Bernárdez, E., Peñalver, E., & Prieto, M. A. (1999). El ámbar de Asturias (España). *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Álava*, 14, 245-254.
- Daza, J. D., Stanley, E. L., Wagner, P., Bauer, A. M., & Grimaldi, D. A. (2016). Mid-Cretaceous amber fossils illuminate the past diversity of tropical lizards. *Science advances*, 2(3), e1501080.
- Delclos, X., Arillo, A., Penalver, E., Barrón, E., Soriano, C., Del Valle, R. L., ... & Ortuno, V. M. (2007). Fossiliferous amber deposits from the Cretaceous (Albian) of Spain. *Comptes Rendus Palevol*, 6(1-2), 135-149.
- Gamboa, S., & Ortuno, V. M. (2015). A new fossil species of the genus *Coptodera* Dejean, 1825 (Coleoptera: Carabidae: Lebiinae) from Baltic amber. *Zootaxa*, 3981(4), 592-596.
- Grimaldi, D. (1996). *Amber: window to the past*. Harry N. Abrams, Publishers.
- Grimaldi, D. (2009). Pushing back amber production. *Science*, 326(5949), 51-52.
- Hall, J. B., & Sanders, J. M. (1975). U.S. Patent No. 3,929,677. Washington, DC: U.S. Patent and Trademark Office.
- Kunz, G.F. (1913). *The Curious Lore of Precious Stones*. Reprinted by Dover Publications, New York, 1971.
- Lambert, J. & Poinar, G. (2002). Amber: the organic gemstone. *Accounts of chemical research*, 35(8), 628-636.
- Lurie, M. N., & Mappen, M. (2004). *Encyclopedia of New Jersey*. Rutgers University Press.
- Najarro, M., Penalver, E., Pérez-De La Fuente, R., Ortega-Blanco, J., Menor-Salván, C., Barron, E., ... & Tornos, F. (2010). Review of the El Soplao amber outcrop, early Cretaceous of Cantabria, Spain. *Acta Geologica Sinica*, 84(4), 959.
- Papousek, V. (2015). How to find Baltic Amber in Poland near Gdansk: short guide to finding amber by yourself. Recuperado de: <https://www.amazon.co.uk/Find-Baltic-Amber-Poland-Gdansk-ebook/dp/B01H0SJIV6>
- Penalver, E., Delclos, X., & Soriano, C. (2007). A new rich amber outcrop with palaeobiological inclusions in the Lower Cretaceous of Spain. *Cretaceous Research*, 28(5), 791-802.
- Peñalver, E., & Martínez-Delclòs, X. (2002). Importancia patrimonial de Arroyo de la Pascueta, un yacimiento de ámbar cretácico con insectos fósiles en Rubielos de Mora. *Instituto de Estudios Turolenses*.
- Poinar, G. & Milki, R. (2001). *Lebanese amber*. Oregon State University Press.
- Rice, P.C. (1980). *Amber the Golden Gem of the Ages*, Van Nostrand Reinhold Company, New York, 289 pp.
- Rowland, S. J., & Sutton, P. A. (2017). Chromatographic and spectral studies of jetsam and archived ambergris. *Natural Product Research*, 1-6.
- Villanueva-García, M., Martínez-Richa, A., & Robles, J. (2005). Assignment of vibrational spectra of labdatriene derivatives and ambers: a combined experimental and density functional theoretical study. *Arkivoc*, 6, 449-458.
- Wolfe, A. P., Tappert, R., Muehlenbachs, K., Boudreau, M., McKellar, R. C., Basinger, J. F., & Garrett, A. (2009). A new proposal concerning the botanical origin of Baltic amber. *Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 276(1672), 3403-3412.

VARIABILIDAD DEL GÉNERO *CARCHARHINUS* (CHONDRICHTHYES, CARCHARHINIDAE) EN EL MEDITERRÁNEO ACTUAL Y SU REGISTRO FÓSIL

Julio López Ortiz, Asociación Cultural Paleontología Murciana

RESUMEN

Carcharhinus es un género de tiburón muy diversificado actualmente en el Mediterráneo, pero que en el registro Neógeno de esta cuenca solo incluye hasta el momento dos especies. Probablemente se deba a un problema en la diagnosis de los elementos fósiles más que a la presencia real de sólo dos taxones. En este artículo realizamos una revisión de la sistemática para establecer una visión de conjunto sobre la variabilidad del género en el Mediterráneo desde el Neogeno hasta la actualidad. Se usan nuevos datos bibliográficos con la finalidad de esclarecer si su variabilidad actual se presentaba en dicho periodo.

Palabras clave: *Carcharhinus*, Mediterráneo, Neogeno, fósil, diente, paleontología sistemática

ABSTRACT

Carcharhinus is a very diversified shark genus currently in the Mediterranean, but in the Neogenous registry of this basin only includes so far two species. It is probably due to a problem in the diagnosis of fossil elements rather than the actual presence of only two taxa. In this article, we review the systematics to establish an overview of gender variability from Neogen to the present. New bibliographic data is used in order to clarify if its current variability was presented in that period.

Keywords: *Carcharhinus*, Mediterranean, Neogen, fossil, tooth.

EL GÉNERO *CARCHARHINUS*

La finalidad de este trabajo es establecer una visión de conjunto sobre la variabilidad del género *Carcharhinus* en el Mediterráneo desde en Neogeno hasta la actualidad. Para ello se realiza una comparación/revisión sistemática de este género usando los nuevos trabajos bibliográficos sobre dicho taxón.

Carcharhinus es el género más numeroso del orden Carchariniforme. Son los tiburones dominantes en los mares tropicales, tanto por variedad como por biomasa, pero también son relativamente frecuentes en aguas templadas (Compagno, 1984). Son animales propios de ambientes costeros y de plataforma continental, a excepción de *Carcharhinus longimanus*, que se considera un tiburón oceánico (Garrick, 1982; Compagno, 1984). *Carcharhinus leucas* es un buen ejemplo del alto nivel de adaptación de este grupo, ya que esta especie puede vivir en ambientes marinos, salobres y de agua dulce (suele penetrar durante largos periodos en ambientes fluviales de África, América del Sur y América Central). Anatómicamente son muy parecidos entre si y hay que buscar marcas

distintivas en puntos concretos como las aletas o la dentición (Garrick, 1982; Compagno, 1984), lo que hace muy difícil una rápida identificación en la mayoría de los casos. En la actualidad, 8 especies pertenecientes a este orden están incluidas en la fauna de peces del Mediterráneo (Compagno 1984). Tres variedades, *Carcharhinus brevipinna*, *Carcharhinus limbatus* y *Carcharhinus plumbeus* son comunes y están extendidos por todo el Mediterráneo. Otras cuatro, *Carcharhinus altimus*, *Carcharhinus obscurus*, *Carcharhinus brachyurus* y *Carcharhinus falciformis* se presentan principalmente en la parte occidental. *Carcharhinus melanopterus*, común en el océano Índico y en el Mar Rojo, se ha introducido recientemente como un migrante lessepsiano, a través del canal de Suez, y solo se registra en el sur de la costa oriental mediterránea. Otras dos, *C. longimanus* y *C. leucas*, no pertenecen propiamente a la fauna del Mediterráneo, pero esporádicamente se producen registros. Los dientes de este grupo presentan un marcado dimorfismo entre los de la mandíbula superior e inferior; algunas especies incluso lo presentan ligeramente entre

los dos sexos. Los dientes de la mandíbula superior están diseñados para el corte y desgarrar de las presas; presentan una corona con forma triangular larga, más o menos ancha en la base y estrecha en el ápice, y son aplastados en sentido labio-lingual. Los dientes frontales son más erguidos, pero los demás, a medida que se acercan a la comisura, van disminuyendo de tamaño y aumentando su proyección distal. Los bordes de corte presentan una crenulación o aserrado bien marcado en la mayoría de los casos y presentan uno o dos talones a los lados. El borde mesial es rectilíneo o ligeramente cóncavo, por el contrario la arista distal es cóncava. La superficie labial de la corona es plana y la lingual es convexa, algunas especies presentan un perfil algo sigmoidal. La cara labial de la corona está separada de la raíz por un pequeño surco prominente que puede ser rectilíneo o curvado. La raíz es generalmente plana y esta bifurcada en dos lóbulos laterales ligeramente curvados. En su cara lingual está más desarrollada y presenta un canal nutricio con un foramen en la parte media. El margen basal es recto o ligeramente cóncavo. Los dientes superiores son los únicos que se pueden usar para identificar las distintas especies según Naylor y Marcus, (1994).

Los dientes inferiores están diseñados para el agarre; tienen cúspides muy estrechas y erguidas, bien separadas de los talones, y bordes laterales con crenulación muy débil. La raíz es baja, bastante fuerte y nada prominente. Presentan una gran similitud entre las distintas especies por lo que estos dientes solo se pueden clasificar a nivel de género.

EL REGISTRO FÓSIL

El registro fósil de *Carcharhinus* data del Eoceno medio de Egipto, Marruecos y Norte América, posteriormente también se registra en el Oligoceno de Bélgica. Pero es a partir de los depósitos del Mioceno cuando se convierte en uno de los restos más frecuentes de vertebrados en yacimientos de ambiente litoral. Tradicionalmente se han descrito dos especies *Carcharhinus egertoni* Agassiz, 1833 y *Carcharhinus priscus* Agassiz, 1843. El primero fue descrito en el Mioceno de América del Norte,

presentando dientes con cúspides triangulares con inclinación distal y con bordes de corte aserrados con regularidad. *Carcharhinus priscus* se distingue de *C. egertoni* por la presencia de unas cúspides más estrechas y menos robustas en sus dientes superiores y por su mayor inclinación distal.

CLASIFICACIÓN

El género *Carcharhinus* presenta una gran diversidad en el presente con más de 30 especies a nivel mundial, sin embargo, la totalidad de los especímenes encontrados en sedimentos del Neogeno se clasifican tradicionalmente en sólo dos especies: *C. priscus* y *C. egertoni*. La tendencia general en otros grupos de tiburones ha sido inversa, la mayor diversificación encontrada durante el Neogeno se halla mermada en la actualidad, fenómeno que se acentuó desde el tránsito Plioceno-Pleistoceno. Es poco probable que en el género *Carcharhinus* sucediera lo contrario y que de las dos especies descritas en el Neógeno se pasara a las 30 actuales. Este hecho, aparentemente contradictorio, siembra la duda sobre la clasificación taxonómica de los especímenes fósiles de *Carcharhinus* realizada en el pasado. Es más razonable pensar que debido a la gran similitud morfológica que presentan las distintas especies del género y a la ausencia de trabajos taxonómicos completos, haya habido una tendencia a aglutinar los diversos restos fósiles encontrados en los dos taxones mencionados anteriormente. Ya en 1970, Henry Cappetta, adelantándose a trabajos posteriores, ya apunta que estos dos taxones abarcaban más de una especie distinta y sugiere que deberían incluirse en dos grupos: el grupo *egertoni* y el grupo *priscus*. Los nuevos trabajos morfológicos y genéticos que se han producido en las últimas décadas sobre especímenes actuales del grupo *Carcharhinus* (Garrick 1982, 1985; Compagno 1984, 1988; Naylor 1992, Naylor y Marcus 1994) nos han dado la oportunidad de conocer mejor sus características y poderlos diferenciar entre sí. Utilizando estos trabajos se pueden volver a reclasificar los especímenes fósiles de ambos taxones de una forma más rigurosa, en base a una comparación con los dientes de las

especies vivientes. Varios son los autores que han seguido este camino, Purdy *et al.* (2001) para el Mioceno de Carolina del Norte, Antunes y Balbino (2004) para el Mioceno del Alvalade (Portugal), Marsili (2007) en el Plioceno de Toscana (Italia), Pimiento (2010) para el Mioceno superior de Panamá, García *et al.* (2011) para el Plioceno de Huelva (España) y Toscano (2015), para Mioceno superior y Plioceno de Huelva.

SISTEMÁTICA

Clase CHONDRICHTHYES Huxley, 1880

Subclase ESLAMOBANCHII Bonaparte, 1838

Orden CARCHARHINIFORMES Compagno,
1973

Familia CARCHARHINIDAE Jordan y
Evermann, 1896

Género: *Carcharhinus* Blainville, 1816

Carcharhinus longimanus Poey, 1861

Carcharhinus longimanus Poey: Marsili (2007) pág. 89 fig. 8-19.



Figura 1: *Carcharhinus longimanus*, cara labial

Figura 2: *Carcharhinus longimanus*, cara lingual

Los dientes superiores frontales se caracterizan por una gran corona de forma equilátera, ancha y erguida, regularmente dentada, (ver Figs. 1-2). El borde de corte mesial es recto o ligeramente convexo, y no presenta un talón diferenciado. El borde de corte distal es casi recto, muy ligeramente cóncavo y continúa en un talón, ambos se unen formando un ángulo bastante obtuso debido a la poca inclinación distal del diente. Los dientes más laterales se van inclinando hacia la comisura, ganando alguna convexidad el lado mesial y cerrando el ángulo entre el borde y el talón, en el lado distal. La raíz es alta y presenta un canal nutricio muy

marcado con un margen basal recto o ligeramente cóncavo.

Autoecología: El tiburón oceánico de puntas blancas es una especie oceánica que vive más allá de la plataforma continental, de aguas tropicales y templadas (Garrick, 1982; Grace, 2001), pero en estado juvenil se puede acercar a la costa. En edad adulta puede alcanzar los 3,5 metros de longitud, se alimenta de peces óseos y otros elasmobranquios, así como invertebrados. En la actualidad se considera una especie más que dudosa en el Mediterráneo, pese a que se haya dado algún registro.

Biocronología: *C. longimanus* ha sido registrado en el Plioceno de Toscana, Italia (Marsili, 2007).

Carcharhinus obscurus Lesueur, 1818

Carcharhinus obscurus: Purdy *et al.* (2001) pág. 154 fig. 55 a.

Carcharhinus obscurus: Marsili (2007) pág. 89 fig. 1-7.

Carcharhinus obscurus: Pimiento (2010) pág. 59 fig. 2-10.

Carcharhinus obscurus: Toscano (2015) pág. 100.



Figura 3: *Carcharhinus obscurus*, cara labial

Figura 4: *Carcharhinus obscurus*, cara lingual

Los dientes frontales de la mandíbula superior presentan también una corona triangular grande y ancha, pero más proyectada distalmente que *C. longimanus*. El borde mesial de la cúspide presenta una marcada convexidad, con un borde recto o muy ligeramente ondulado según la posición que ocupe el diente, y con un ápice proyectado distalmente (ver Figs. 3-4). El talón está poco o nada diferenciado del borde y presenta un aserrado más grueso que el resto del borde. El borde distal es vertical o casi vertical, y continúa en un talón grande muy diferenciado del borde debido a la inclinación hacia la comisura. Son dientes bastante gruesos en sentido labio-lingual. Algunos

ejemplares destacan por su gran tamaño. La raíz es gruesa y con rama transversal ancha.

Autoecología: Según Compagno (1984), el tiburón arenero o tiburón lobo, habita en las zonas costeras de mares tropicales y templados. Se alimenta de peces óseos, otros elasmobranquios y cefalópodos. Puede alcanzar 4 metros de longitud y 350 kilos de peso. En el Mediterráneo se registra principalmente en la cuenca occidental.

Biocronología: *C. obscurus* presenta registros en el Mioceno de Carolina del Norte, (Purdy *et al.*, 2001) y en el Mioceno superior de Panamá (Pimiento, 2010), en el Mioceno superior de Alvalade, Portugal (Antunes *et al.*, 1999), y en el Plioceno de Toscana, Italia (Marsili, 2007) en Mioceno Superior de la Formación Arcillas de Gibraleón de Huelva, (Toscano, 2016) y en el Plioceno inferior de la Formación Arenas de Huelva (Toscano, 2016).

Carcharhinus leucas Valenciennes, 1839

Carcharhinus leucas: Purdy *et al.* (2001) pág. 90 fig. 54 a.

Carcharhinus leucas: Antunes & Balbino (2004) pág. 86 fig. 7 a-b.

Carcharhinus leucas: Marsili (2007) pág. 85 fig. 11-15.

Carcharhinus leucas: Pimiento (2010) pág. 59 fig. 2-9.

Carcharhinus leucas: García *et al.* (2011) pág. 483 fig. c-d-e-f.

Carcharhinus leucas: Toscano (2015) pág. 99



Figura 5: *Carcharhinus leucas*, cara labial



Figura 6: *Carcharhinus leucas*, cara lingual

Los dientes frontales de la mandíbula superior también presentan una corona grande de forma triangular, ligeramente proyectada distalmente, los bordes de corte están regularmente dentados. Este dentado es más grueso en la base de los márgenes laterales y se vuelve más fino hacia el ápice de la cúspide. El borde mesial es casi recto pero presenta cierta sinuosidad, con una convexidad o cuenca cerca del vértice

de la cúspide (Purdy *et al.* 2001); el talón está poco diferenciado y con un aserrado un poco más grueso. El borde de corte distal es casi vertical, de forma ligeramente cóncava, se aprecia separación entre el borde y el talón solo en los dientes más frontales, en el resto están unidos formando un perfil en forma de arco o C (ver Figs. 5-6). En la cara lingual aparece un cuello delgado; mientras que en la labial, existe una ligera concavidad con un pequeño surco entre el límite de la corona y la raíz. Los lóbulos de la raíz están bien separados y la cara basal es cóncava y ligeramente arqueada (Marsili, 2007 y García, 2008).

Autoecología: El tiburón sarda o lamia, es una especie pelágica y costera de todos los mares tropicales y subtropicales. Vive hasta los 30 metros de profundidad, pudiendo alcanzar hasta 150 metros (Compagno, 2005). No es propio del mar Mediterráneo aunque se ha registrado ocasionalmente. Pueden penetrar en estuarios y cursos fluviales debido a una gran tolerancia a las condiciones de salinidad. Se alimenta de otros tiburones, peces óseos, cetáceos, aves, mamíferos y tortugas y su tamaño máximo son 3,5 metros. En países de habla inglesa se le llama “Bull shark” (tiburón toro), esta denominación puede prestarse a confundirlo con el tiburón toro de los países de habla castellana o *Carcharias taurus* Rafinesque, 1810.

Biocronología: *Carcharhinus leucas* tiene registros en el Mioceno de Carolina del Norte (Purdy *et al.*, 2001), en el Mioceno superior de Panamá (Pimiento, 2010), Mioceno superior de Alvalade, Portugal (Antunes y Balbino, 2004), en el Plioceno de Toscana (Marsili, 2007), en el Plioceno inferior de Huelva (García *et al.*, 2011), en el Mioceno superior de la Formación Arcillas de Gibraleón de Huelva (Toscano, 2016) y en el Plioceno inferior de la Formación Arenas de Huelva (Toscano, 2016).

Consideraciones taxonómicas: *C. longimanus*, *C. obscurus* y *C. leucas* pertenecen al grupo de *Carcharhinus* del Mediterráneo que presentan los dientes superiores frontales con coronas más anchas, lo que permite diferenciarlos de las otras especies. Por el contrario, pueden confundirse entre ellas si no se presta atención. Los dientes frontales de *C. longimanus* se diferencian de las otras dos especies por la presencia de una corona un poco más larga y erguida, mientras que *C. leucas* y *C. obscurus* tienen las cúspides más estrechas y proyectadas distalmente. Los dientes más laterales, al tener cierta proyección

distal, son más difíciles de separar, pero a igualdad de posición, los dientes de *C. longimanus* mantienen coronas más erguidas y un talón distal menos desarrollado. *Carcharhinus leucas* lo diferenciamos de *C. obscurus* por presentar un borde de corte mesial con cierta sinuosidad. Los dientes más laterales los podemos diferenciar en la unión entre el borde y el talón del lado distal. En *C. obscurus* forman un ángulo bastante definido y los *C. leucas* están unidos formando una *C.* La crenulación de *C. obscurus* es más gruesa y menos regular que en *C. leucas*, haciéndose más gruesa en la mitad del margen. *Carcharhinus obscurus* presenta raíz más espesa que *C. leucas* y tiene el foramen nutritivo en la zona más gruesa o por encima, por el contrario, *C. leucas* tiene el foramen nutritivo más cerca de la parte inferior de la raíz.

Carcharhinus plumbeus Nardo, 1827

Carcharhinus plumbeus: Purdy *et al.* (2001) pág. 190 fig. 56.

Carcharhinus plumbeus: Antunes & Balbino (2004) pág. 86 fig. 7 c.

Carcharhinus plumbeus: Marsili (2007) pág. 85 fig. 18-22, pág. 89 fig. 20-22.

Carcharhinus plumbeus: Pimiento (2010) pág. 60 fig. 2-12.

Carcharhinus plumbeus: García *et al.* (2011) pág. 485 fig. e-f-g-h. pág. 486 fig. a-b-c.

Carcharhinus plumbeus: Toscano (2015) pág.101.



Figura 7: *Carcharhinus plumbeus*, cara lingual. Con esta especie empezamos con los especímenes de *Carcharhinus* que tienen dientes en la mandíbula superior medianamente anchos, con unas cúspides más esbeltas, que nos permiten separarlos de los tres anteriores. En los dientes superiores, la corona es alta y triangular, medianamente ancha, inclinada hacia la comisura y muy comprimida en sentido labio-lingual, el aserrado es muy fino y regular (ver Fig. 7). El borde mesial es ligeramente convexo, con un talón poco o nada diferenciado. La arista distal es casi vertical, está bien separada del talón por

una muesca clara y forma un ángulo abierto. La cara es plana y la lingual ligeramente convexa. La raíz presenta un margen basal rectilíneo o muy ligeramente cóncavo, con canal nutritivo bien marcado.

Autoecología: Según Compagno, el tiburón trozo es tanto pelágico como litoral, pero preferentemente se encuentra en aguas costeras, bahías y estuarios, entre 20-50 metros pero pudiendo alcanzar hasta los 280 metros de profundidad, es propio de aguas tropicales y templadas (Grace, 2001). Es un depredador de peces pequeños, cefalópodos y crustáceos, alcanza una longitud de 2,4 metros. Es muy frecuente en todo el Mediterráneo.

Biocronología: *Carcharhinus plumbeus* ha sido registrado en el Mioceno de Carolina del Norte (Purdy *et al.*, 2001), en el Mioceno superior de Panamá (Pimiento, 2010), Mioceno superior de Alvalade, Portugal (Antunes y Balbino, 2004), en el Plioceno de Toscana (Marsili 2007), y el Plioceno inferior de Huelva (García *et al.*, 2011), en el Mioceno superior de la Formación Arcillas de Gibraleón de Huelva, (Toscano, 2016) y en el Plioceno de la Formación Arenas de Huelva (Toscano, 2016).

Carcharhinus altimus Springer, 1950

Carcharhinus altimus (2015): Toscano pág. 97.



Figura 8: *Carcharhinus altimus*, cara lingual

Los dientes superiores de *C. altimus* difieren muy poco de *C. plumbeus*. *Carcharhinus altimus* presenta un poco más de proyección distal y crenulación más gruesa, sobre todo en los talones, y son menos comprimidos en sentido labio-lingual (ver Fig. 8)

Autoecología – El tiburón baboso habita fondos de aguas tropicales y templadas, preferentemente en la parte más exterior de la plataforma continental hasta profundidades de 300 metros, puede alcanzar unos 2,8 metros de longitud (Grace, 2001).

Biocronología: Ha sido registrado en el Mioceno superior de la Formación Arcillas de Gibraleón de Huelva (Toscano, 2016) y en el Plioceno inferior de la Formación Arenas de Huelva (Toscano, 2016).

Carcharhinus falciformis Bribon, 1839

Carcharhinus falciformis: Purdy *et al.* (2001) pág. 152 fig. 53 b-c-d-e-f.

Carcharhinus falciformis: Carnevale *et al.* (2006) pág. 363 fig. 3.

Carcharhinus falciformis: Marsili (2007) pág. 85 fig. 7-10.

Carcharhinus falciformis: Pimiento (2010) pág. 58 fig. 2-8.

Carcharhinus falciformis: Toscano (2005) pág. 99.



Figura 9: *Carcharhinus falciforme*, cara lingual



Figura 10: *Carcharhinus falciforme*, cara labial

Los dientes superiores también presentan coronas medianamente anchas y altas, están proyectados distalmente y presentan un aserrado uniforme en los bordes. El borde mesial es recto, con un hueco sin estrías en el punto medio (Purdy *et al.* 2001); Pimiento (2010), a continuación presenta un talón con un aserrado mucho más grueso. Esta característica es decisiva para su identificación. En el margen distal esta muesca esta menos marcada. Raíz bien desarrollada con un foramen bien marcado.

Autoecología: Según Compagno (1984) el tiburón sedoso es oceánico y costero, epipelágico de aguas tropicales, desde la superficie hasta los 500 metros de profundidad, destacando en arrecifes de gran profundidad. Se alimenta de peces óseos pelágicos y costeros. Se registra solo en la parte occidental del mar Mediterráneo, especialmente en el mar de Alboran. Puede alcanzar los 3,3 metros de longitud.

Biocronología: *Carcharhinus falciforme* se registra en el Mioceno de Carolina del Norte, (Purdy *et al.*, 2001), en el Mioceno superior de Panamá (Pimiento, 2010), en el Plioceno de Toscana (Marsili, 2007) y Cava Serredi, Italia (Carnevale *et al.*, 2006), en el Mioceno superior de la Formación Arcillas de Gibrleón de Huelva (Toscano, 2016) y en el Plioceno inferior de la Formación Arenas de Huelva (Toscano, 2016).

Consideraciones taxonómicas: Podemos confundir *C. plumbeus* con *C. leucas* por la sinuosidad de borde mesial, pero el primero presenta corona más estrecha y más aplanada

labio-lingualmente. *Carcharhinus falciformis* es fácil de distinguir de las demás especies por el aserrado muy sobresaliente de sus talones.

Carcharhinus perezii Poey, 1876

Carcharhinus perezii: Purdy *et al.* (2001) pág. 154 fig. 55 b.

Carcharhinus perezii: Antunes y Balbino (2004) pág. 86 fig. 7 d.

Carcharhinus perezii: Marsili (2007) pág. 85 figs. 16-17.

Carcharhinus perezii: Pimiento (2010) pág. 59 figs. 2-11.

Carcharhinus perezii: García *et al.* (2011) pág. 483 figs. G-h. Pág. 485 figs. a-b-c-d.

Carcharhinus perezii: Toscano (2015) pág.102.



Figura 11: *Carcharhinus perezii*, cara lingual



Figura 12: *Carcharhinus perezii*, cara labial

Esta especie estaría incluida en el grupo de cúspides estrechas. *Carcharhinus perezii* presenta el borde de corte mesial recto o ligeramente convexo, inclinado distalmente, con un aserrado regular, tiene un talón poco separado pero con un aserrado notablemente más grueso que en el borde. El borde distal es vertical, recto o ligeramente cóncavo con un talón bien diferenciado y un aserrado también más marcado (ver Figs. 11-12). La raíz tiene una cara lingual masiva y canal nutricio profundo, con un margen basal cóncavo.

Autoecología: El tiburón de arrecife del Caribe o tiburón coralino, es una especie existente en el Atlántico occidental (desde Florida a Brasil, incluido el mar Caribe). Habita las aguas de la plataforma tropical, generalmente hasta los 35 metros, alimentándose de peces óseos, (Compagno, 1984). En la actualidad no está incluido en la fauna del Mediterráneo, pero se incluye en este trabajo porque sí se registra en estado fósil.

Biocronología: *Carcharhinus perezii* se ha registrado en el Mioceno de Carolina del Norte, (Purdy *et al.*, 2001), en el Mioceno superior de Panamá (Pimiento, 2010), Mioceno superior de Alvalade, Portugal (Antunes y Balbino, 2004), en el Plioceno de Toscana (Marsili, 2007), y el Plioceno inferior de Huelva (García *et al.*,

2011), en el Mioceno superior de la Formación Arcillas de Gibraleón de Huelva (Toscano, 2016) y en el Plioceno inferior de la Formación Arenas de Huelva (Toscano, 2016).

Carcharhinus brachyurus Günther, 1870

Carcharhinus brachyurus: Purdy *et al.* (2001) pág. 152 fig. 53 a.

Carcharhinus brachyurus: Marsili (2007) pág. 85 fig. 1-6.

Carcharhinus brachyurus: Toscano (2015) pág.98.



Figura 13: *Carcharhinus brachyurus*, cara labial



Figura 14: *Carcharhinus brachyurus*, cara lingual

Se considera a *C. brachyurus* como "una de las pocas especies de tiburones carcarinidos que pueden ser identificados por solo un diente superior" (Garrick, 1982). Los dientes superiores tienen una corona triangular estrecha y muy inclinada distalmente. Tiene la mayor inclinación distal de todas las especies, lo cual le da un aspecto como truncado (ver Figs. 13-14). El borde de corte mesial es cóncavo y presenta una evidente convexidad muy cerca del vértice de la corona, (Purdy *et al.*, 2001). El talón está bien diferenciado y presenta un aserrado fino. El borde de corte distal es casi vertical, algo convexo, y el aserrado empieza algo tarde desde la cúspide. El talón está claramente separado con un ángulo más cerrado con gran inclinación distal y presenta aserrado fino. La raíz es baja y estrecha con un canal nutricio muy marcado. Existe cierto grado de dimorfismo sexual en la morfología de los dientes, siendo los de hembras algo más anchos de corona, mientras que los machos son más estrechos y presentan coronas curvadas lingualmente, dándole aspecto sigmoidal, el aserrado es más fino. En los adultos muestran una punta del ápice en forma de gancho (Toscano, 2016).

Autoecología: Según Compagno (1984), el tiburón cobrizo es costero, de aguas cálidas a templadas, habita desde la superficie hasta los 100 metros de profundidad, se alimenta de peces óseos, otros elasmobranquios y cefalópodos (Compagno, 1984). Se registra en la parte occidental del Mediterráneo pero su

parecido con otras especies quizás encubra un registro más extenso. Puede alcanzar un tamaño máximo de 3 metros.

Biocronología: *Carcharhinus brachyurus* ha sido reconocido en el Mioceno de Carolina del Norte (Purdy *et al.*, 2001) y en el Plioceno de Tuscany, Italia (Marsili, 2007), en el Mioceno superior de la Formación Arcillas de Gibraleón de Huelva (Toscano, 2016) y en el Plioceno inferior de la Formación Arenas de Huelva (Toscano, 2016).

Consideraciones taxonómicas: *Carcharhinus perezii* lo podemos diferenciar de *C. altimus* y *C. plumbeus* por un aserrado más grueso, sobre todo en los talones, y por su mayor robustez. *Carcharhinus brachyurus* es fácilmente identificable por su convexidad en el borde mesial y por ser los más inclinados distalmente de todos. *Carcharhinus perezii* presenta un aserrado en los talones más grueso que *C. brachyurus*, son un poco más anchos y no presentan la sinuosidad del borde mesial del primero.

Carcharhinus melanopterus Quoy y Gaimard, 1824



Figura 15: *Carcharhinus melanopterus*, cara labial

Con esta especie empezamos con los *Carcharhinus* del Mediterráneo de dientes superiores con coronas estrechas. El borde mesial es recto con un talón poco diferenciado. El lado

distal es recto, casi vertical, talón diferenciado con un aserrado grueso (ver Fig. 15).

Autoecología: Es un tiburón tropical del Océano Índico y Pacífico, vive preferentemente en los arrecifes de coral a poca profundidad. Se alimenta de pequeños peces óseos, cefalópodos y crustáceos. Recientemente se ha introducido en el Mediterráneo, posiblemente por el canal de Suez como resultado de la migración lessepsiana y solo se registra en las costas de Túnez, Israel y Chipre. El tiburón de puntas negras solo alcanza los 2 metros de longitud, es fácilmente reconocible por los contornos negros en unas aletas clareadas. Se considera una especie invasora reciente y no se

ha encontrado registro fósil de este tiburón en el Mediterráneo.

Carcharhinus limbatus Valenciennes Müller y Henle, 1839



Corona estrecha y un poco proyectada distalmente. El borde mesial es recto con talón poco diferenciado y aserrado fino. El borde distal casi vertical bien separado del talón con

aserrado fino. Los dientes son típicamente de tamaño pequeño a moderado, con cúspides angostas y erectas y con muy poca inclinación, incluso en los dientes posterior (ver Fig. 16). Los dientes son más altos (del fondo de la raíz a la punta) que anchos (lóbulo de la raíz al lóbulo de la raíz).

Autoecología: El tiburón macuira es de aguas tropicales y templadas, hasta los 30 metros de profundidad. Prefiere las aguas costeras, aunque ocasionalmente se le puede ver en aguas interiores, es común en desembocaduras de ríos, estuarios y bahías, tolera bien las aguas poco saladas, pero no el agua dulce de los ríos, (Grace, 2001). Su tamaño máximo es de 2.7 metros de longitud.

Carcharhinus brevipinna Müller y Henle, 1839



Tiene la corona más estrecha del género *Carcharhinus* en el Mediterráneo, poco proyectada distalmente, así que puede confundirse con dientes inferiores de otras especies (ver Fig. 17). El lado mesial

es recto con talón medianamente diferenciado y aserrado fino. El lado distal es recto con talón bien diferenciado y aserrado fino.

Autoecología: El tiburón de aleta negra es de hábitat costero, de aguas tropicales y

templadas, hasta los 75 metros de profundidad (Compagno 1984). Se alimenta de peces de relativo tamaño y cefalópodos, alcanza solo los 2,4 metros de longitud.

Consideraciones taxonómicas: *Carcharhinus melanopterus* se diferencia de *C. limbatus* y *C. brevipinna* por presentar unas estrías en el aserrado de los talones muy gruesas. Hay que tener en cuenta que *C. brevipinna* tiene los dientes más estrechos y erguidos que *C. limbatus*, además de un aserrado más fino.

CONCLUSIONES

Los dientes del Neógeno pertenecientes al género *Carcharhinus* han sido asignados a *C. egertoni* y a *C. priscus* sistemáticamente, ambas pueden ser definidas como especies “canasta” o de “cajón de sastre” donde se han incluido gran cantidad de taxones diferentes. Dicha clasificación, probablemente, es consecuencia del conocimiento poco desarrollado de la sistemática del género en el momento de las publicaciones, así como la similitud que presentan sus dientes, de esta manera la biodiversidad real del grupo en el Neógeno ha quedado encubierta. Desde la década de los 80 muchos autores han publicado estudios diversos sobre las especies actuales del grupo, ampliando los conocimientos que tenemos de este género. Dichos trabajos nos han dado la oportunidad de reclasificar los dientes fósiles del grupo y volver a reinterpretar la biodiversidad pasada de este género. Las 8 especies registradas en el Mediterráneo en la actualidad ya estaban representadas en el Neógeno a excepción de *C. melanopterus*, que es claramente una especie invasora de la cual no se ha encontrado registro fósil. Hay una especie, *C. perezii*, que se presenta en estado fósil pero en la actualidad ha desaparecido del Mediterráneo, encontrándose en la actualidad en zonas tropicales del Atlántico, especialmente en el mar Caribe.

BIBLIOGRAFIA

- Antunes, M. T. y Balbino, A. C. (2004). Os Carcharhiniformes (Chondrichthyes, Neoselachii) da Bacia de Alvalade (Portugal). *Revista Española de Paleontología*, 19(1), 73-92.
- Carnevale, G., Marsili, S., Caputo, D., Egisti, L. (2006). The Silky Shark, *Carcharhinus falciformis* (Bibron, 1841) in the Pliocene of Cava Serredi (Fine Basin, Italy). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 242 (2/3), 357-370.
- Compagno, L. J. (1984). Carcharhiniformes. *FAO species catalogue, vol 4. Sharks of the world. An annotated and illustrated catalogue of shark species known date*, 1-249
- García, E. X. M., Balbino, A., Antunes, M., Ruiz, F., Civis, J., Abad, M., Toscano, A. (2011). Los tiburones Carcharhiniformes (Chondrichthyes, Galeomorphii) del Plioceno inferior de la Formación Arenas de Huelva, suroeste de la cuenca del Guadalquivir, España. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28 (3), 4744-92.
- Garrick, J. (1982). Shark of the Genus *Carcharhinus*. National Marine Fisheries Service. National Oceanographic and Atmospheric Administration, NOAA. Technical Report 445.
- Garrick, J. (1985). Additions to a Revision of the Shark Genus *Carcherhinus*: Synonymy of *Aprionodon* and *Hypoprion*, and Description of a New Species of *Carcharhinus* (Carcharhinidae). National Marine Fisheries Service. USA.
- Grace, M. (2001). Field Guide to Requiem Sharks (Elasmobranchiomorphi: Carcharhinidae) of the Western North Atlantic. U. S. Department of Commerce. Washington.
- Marsili, S. (2007). Revision of the teeth of the Genus *Carcharhinus* (Elasmobranchii, Carcharhinidae) from the Pliocene of Tuscany, Italy. *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 113,(1),79-95.
- Naylor, G. J., y Marcus, L. F. (1994). Identifying isolated shark teeth of the genus *Carcharhinus* to species: relevance for tracking phyletic change through the fossil Record. American Museum of Natural History New York.
- Pimiento, C. (2010). Systematics, Paleobiology and Paleoecology of Late Miocene Shark (Elasmobranchii, Selachii) from Panama: Integration of Research and Education. Tesis Doctoral, University of Florida.
- Purdy, R. W., Schneider, V.P., Applegate S. P., McLellan J. H., Meyer R. L., Slaughter, B. H., (2001). The Neogene shark, rays and bony fishes from Lee Creek Mine, Aurora, North Carolina. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*. 90, 71-202.
- Toscano Grande, A., (2015). Vertebrados marinos del Neógeno del suroeste de la Península Ibérica. Tesis doctoral, departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva.

EL PALEOZOICO DE LA REGIÓN DE MURCIA.

Laborda López Casto Departamento de Geología (Unidad Asociada al IACT-CSIC), Universidad de Jaén, Linares, Spain, Email: claborda@ujaen.es

RESUMEN

El Paleozoico de la Región de Murcia está constituido por los materiales que forman los zócalos de los tres grandes complejos de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas (Maláguide, Alpujárride y Nevado-Filábride). En los materiales paleozoicos que constituyen el zócalo del Complejo Maláguide se encuentra la secuencia paleozoica más completa que aflora en la región. Es una secuencia esencialmente detrítica con algunos niveles carbonatados y de radiolaritas. Esta secuencia comprende materiales que van desde el Ordovícico/Silúrico hasta el Pérmico, con fósiles marinos como crinoideos, tentaculites, restos de trilobites, corales, icnofósiles, conodontos y restos de plantas. Los materiales paleozoicos del Complejo Alpujárride, son secuencias esencialmente metapelíticas que han sufrido diferente grado de metamorfismo. No hay descritos fósiles en estos materiales, pero por correlación con otras áreas podrían tener una edad Carbonífero Superior-Pérmico. Por último, en el Complejo Nevado-Filábride, los materiales paleozoicos están formados también por secuencias metapelíticas. La mayoría de estas secuencias por correlación con otras áreas tendrían una edad Carbonífero Superior-Pérmico. Estos materiales se encuentran afectados por un intenso metamorfismo y deformación. A pesar de ello, y como algo excepcional, dentro de los niveles de mármoles negros se ha descrito una abundante fauna de macrofósiles de invertebrados marinos con una conservación excepcional. Esta fauna ha permitido datar estos niveles como Devónico y además ha permitido inferir el medio de depósito de los mismos.

Palabras clave: Paleozoico, Cordilleras Béticas, Región de Murcia, fósiles marinos.

ABSTRACT

The Paleozoic from the Region of Murcia consists of three complexes of basement rocks from the Internal Zones of the Betic Cordillera (Maláguide, Alpujárride and Nevado-Filábride). The materials from the Maláguide Complex basement present the most complete Palaeozoic succession that outcrop in this region. This is, mainly, a detritic sequence with some levels of carbonate rocks and radiolarites. This sequence comprises rock formations from Ordovician/Silurian to Permian ages, with marine fossils like crinoids, tentaculites, trilobite fragments, corals, icnofossils, conodonts and plant fragments. The Paleozoic rock formations from the Alpujárride Complex are mainly metapelitic sequences that undergone different degree of metamorphism. There are no fossil descriptions in these rocks. Based upon correlation with other zones, the age of these rocks has been interpreted as Upper Carboniferous-Permian. Finally, the Paleozoic of Nevado-Filábride Complex also consist of metapelitic sequences. Similarly, correlations with other areas suggest that the age of the Nevado-Filábride outcrops could date from the Upper Carboniferous-Permian. These rocks were affected by high metamorphism grade and were highly deformed. Despite this, exceptionally, the black marble levels present an abundant invertebrate macrofossil marine fauna with an exceptional preservation. This fossil association has allowed to date a Devonian age and to infer the depositional environment of this formation.

Keywords: Paleozoic, Betic Cordillera, Region of Murcia, marine fossils.

INTRODUCCIÓN

Los afloramientos paleozoicos en la Región de Murcia no constituyen una superficie tan extensa e importante como la de los afloramientos Mesozoicos y Cenozoicos. Estos afloramientos están restringidos exclusivamente a las Zonas Internas de la Cordillera Bética, lo que comprende a las sierras del sur y el litoral de nuestra región.

La Cordillera Bética está formada esencialmente por dos grandes dominios: las Zonas Externas y Las Zonas Internas. Las Zonas Externas comprenden las coberturas Mesozoicas y Cenozoicas de los materiales del antiguo Margen Sudibérico ahora plegados y emergidos. Las Zonas Externas afloran en la parte norte de la región (Figura 1). Las Zonas Internas comprenden materiales tanto alóctonos como autóctonos con diferente grado metamórfico. Parte de las Zonas Internas, lo que denominamos Dominio de Alborán, está formado por los terrenos alóctonos que colisionaron con el Paleomargen Sudibérico durante el Mioceno y plegaron las Zonas externas.

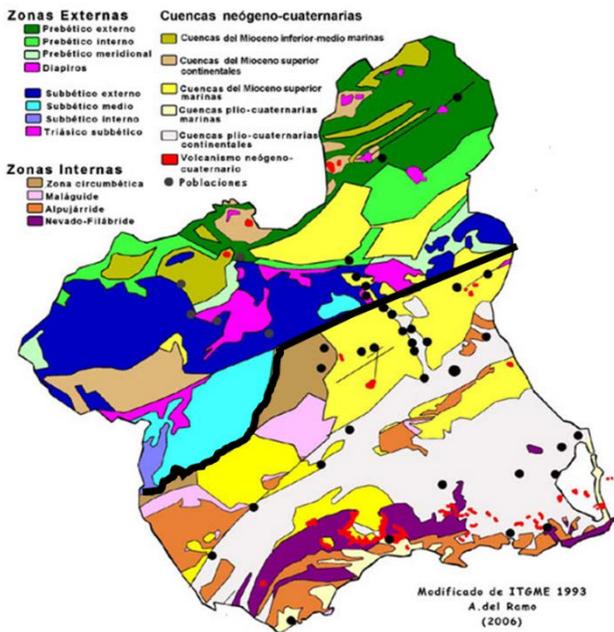
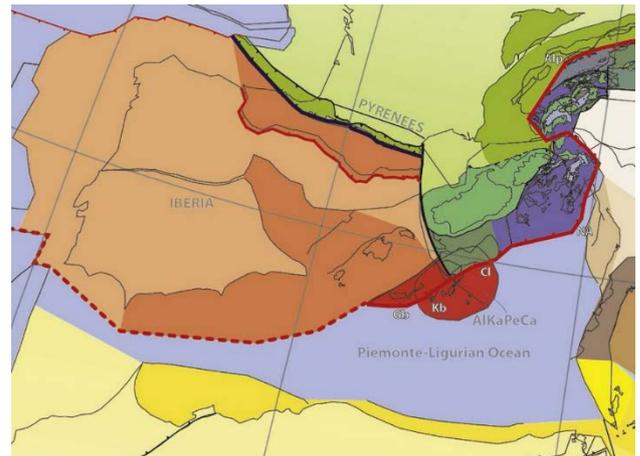


Figura 1. Mapa de las grandes unidades geológicas de la Región de Murcia. La línea negra marca el límite entre las Zonas Internas y Externas. Modificado de del Ramo (2006). Complejo Maláguide (rosa claro), Complejo Alpujarride (naranja) y Complejo Nevado-Filábride (violeta).

Dentro de las Zonas Internas, los materiales paleozoicos están circunscritos exclusivamente a los zócalos de los tres complejos principales

que las forman. Estos complejos son de techo a muro: el Complejo Maláguide, el complejo Alpujarride y el complejo Nevado-Filábride (Figura 1). Cada uno de estos complejos tiene un significado paleogeográfico y estructural diferente dentro de la Cordillera Bética.

El complejo Maláguide junto con el Alpujarride constituye los materiales del previamente mencionado Dominio de Alborán. Estos materiales alóctonos, antes de colisionar con el Paleomargen Sudibérico, se encontraban estructurados y plegados formando parte de una cadena previa a la actual Cordillera Bética (Booth-Rea et al., 2007; Van Hinsbergen et al. 2020). Esta cordillera previa se formó durante el Eoceno-Oligoceno, y se encontraba situada justo al Este y al Sur de Mallorca, Ibiza y Formentera, formando estas islas parte de la misma cadena (Figura 2).



Cuando esta cadena colapsó, parte de los materiales que la formaban, lo que es hoy el

Figura 2. Situación durante el Oligoceno (Rupeliense) del Dominio de Alborán (en rojo) integrado en la cadena Oligocena (Van Hinsbergen et al. 2020).

Dominio de Alborán (Complejos Maláguide y Alpujarride), comenzaron a migrar hacia el suroeste, colisionando con el Paleomargen Sudibérico (Booth-Rea et al., 2007; Van Hinsbergen et al. 2020) (Figura 3). Formando así las actuales Cordilleras Béticas.

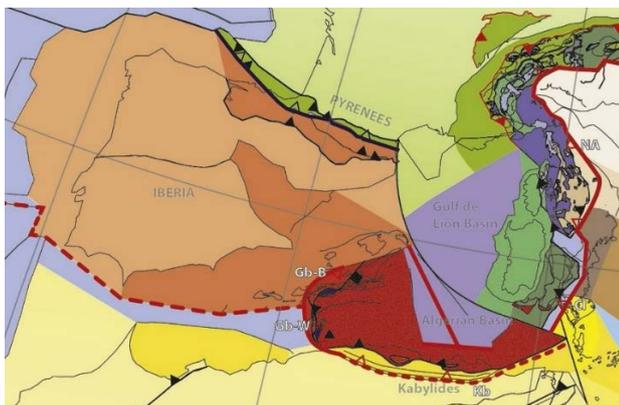


Figura 3. Colapso de la Cadena Oligocena y migración hacia el sur del Dominio de Alborán (en rojo) durante el Langhiense. Colisión de dominio de Alborán con el Paleomargen Sudibérico (Zonas Externas y Complejo Nevado-Filábride) (en naranja) (Van Hinsbergen et al. 2020).

Las Zonas Externas, debido al empuje del Dominio de Alborán, fueron despegadas del basamento paleozoico y a su vez plegadas. Durante la colisión, parte del basamento (Macizo Ibérico) y de la cobertera de las zonas externas subdujo en el manto y se metamorizó, exhumándose posteriormente (Booth-Rea et al., 2007; Gómez-Pugnaire et al., 2012; Van Hinsbergen et al. 2020). Estos materiales subducidos y metamorizados que formaban parte del zócalo y de la cobertera mesozoica de las Zonas Externas, en el antiguo Paleomargen Sudibérico, formaron lo que es hoy el Complejo Nevado-Filábride.

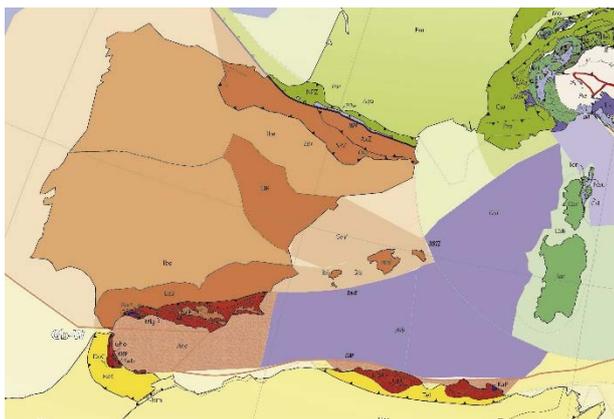


Figura 4. Cordillera Bética en la actualidad. Dominio de Alborán (en rojo), Complejo Nevado-Filábride (manchas naranjas dentro del Dominio de Alborán) y Zonas Externas (naranja oscuro que rodea el Dominio de Alborán) (Van Hinsbergen et al. 2020).

EL PALEOZOICO MALÁGUIDE EN LA REGIÓN DE MURCIA.

Las rocas Paleozoicas del Complejo Maláguide afloran esencialmente en la Sierra de La Torrecilla (Sierra de las Estancias), y puntualmente en la Sierra de la Tercia, Sierra Espuña y Sierra de la Almenara. Los materiales más antiguos de la Región de Murcia se encuentran en este complejo. Estos materiales corresponden a la Formación Morales, que está constituida esencialmente por pizarras, cuarcitas y conglomerados deformados. Esta formación carece de fósiles y no cuenta con buenas dataciones. Se estima que es de edad Pre-Devónica, probablemente Silúrico-Ordovícico o más antigua, teniendo en cuenta la edad de los materiales de las formaciones que se encuentran por encima de ella (Navas-Parejo 2012, y sus referencias).

El resto de formaciones detrítico-carbonatadas que se correlacionan con la Formación Santi Petri contienen los materiales con fósiles más antiguos descritos en la Región de Murcia. Estos materiales corresponden al miembro de las calizas de tentaculites. Son calizas tableadas, finamente laminadas o en ocasiones con bancos delgados de color grisáceo y amarillento, con gran abundancia de fósiles de tentaculites (dacryoconaridos) junto con fragmentos de crinoideos y trilobites. Estas calizas fueron datadas como Devónico, en el área del Castillo de Xiquena (Fontanares, Lorca), por la presencia de un fósil de tentaculites del género *Novakia* (Mac Gillavry, 1960). Posteriormente, dataciones más precisas por conodontos han arrojado un rango de edad Lokoviense-Eifeliense (Devónico Inferior-Medio) (Soediono 1971, Geel 1973). Otros horizontes carbonatados con fósiles de crinoideos han sido también datados con conodontos, y presentan edades Emsiense y Fameniense (Devónico Medio y Devónico Superior) (Geel 1973, Navas-Parejo 2012).

Por encima de estas formaciones aparece la Formación Falcoña, del Missisipiense (Carbonífero Inferior), compuesta por dos miembros. El primero corresponde a los cherts o radiolaritas de edad Tournaisiense (Navas-Parejo 2012, y sus referencias). Como su nombre indica, estas rocas están compuestas por fósiles de esqueletos de radiolarios, y se forman en zonas marinas profundas donde las condiciones fisicoquímicas impiden la

precipitación de carbonato. Los radiolarios son fósiles de organismos planctónicos que poseen un esqueleto de sílice. La acumulación de esqueletos de radiolarios en un ambiente de muy escaso aporte de sedimentos detríticos da origen a estas rocas. El segundo miembro de la Formación Falcoña está formado por las calizas tableadas del Viseense con intercalaciones de filitas color verde oliva (Navas-Parejo 2012). Estas calizas están datadas con conodontos y en ocasiones presentan restos fósiles de crinoides y corales.

El Carbonífero Superior (Pensilvaniense) está representado por la Formación Almogía. Esta formación es muy potente y representa la mayor parte de la superficie de los afloramientos málaguides de la Sierra de La Torrecilla (Navas-Parejo 2012). Tiene un miembro inferior (Miembro Retamares) compuesto por conglomerados y grauvacas, y un miembro superior compuesto principalmente por pizarras y grauvacas. Dentro de esta formación se ha descrito y datado un horizonte carbonatado (caliza de crinoides) de edad Bashkiriense (Navas-Parejo 2012) (Figura 5). Desafortunadamente, este afloramiento fue destruido por la construcción de una tubería de gas (Navas-Parejo 2012).



Figura 5. Caliza de crinoides de edad Bashkiriense. Fotografía extraída de la tesis de Navas-Parejo 2010.

En la Formación Almogía son muy frecuentes los fósiles de plantas, y presenta niveles de carbón en algunos afloramientos pequeños. Además, en dicha formación, se han descrito fósiles de trilobites (Mayoral et al. 2018) fuera de la Región de Murcia. En los afloramientos de esta formación en la Sierra de Las Estancias, durante una prospección reciente, se han localizado icnofacies como la *Cruziana*,

generada por la reptación de trilobites (Figura 6).

La última formación Paleozoica del complejo Málagaide es la Formación Conglomerado de Marbella. Esta formación aflora profusamente por toda la Sierra de las Estancias, justo en la base de los materiales Triásicos. Está constituida por un conglomerado polimíctico con cantos redondeados y heterométricos de radiolaritas, cuarzo, cuarcita, gneises, granito, caliza, esquisto, aptitas, dacitas y otras rocas volcánicas. Algunos cantos pueden tener una envergadura métrica. Esta formación estuvo datada en un primer momento como Carbonífero Superior, pero nuevas dataciones con circones detríticos, han arrojado una edad mínima de deposición Pérmico (Esteban et al. 2017).



Figura 6. *Cruziana*, icnofósil (huella de actividad de un ser vivo) que corresponde a las huellas de reptación de un trilobites.

EL PALEOZOICO ALPUJÁRRIDE EN LA REGIÓN DE MURCIA.

El Paleozoico del Complejo Alpujárride en la Región de Murcia aflora esencialmente en las sierras de Las Estancias-La Torrecilla y en la Sierra de Almenara, sobre todo en los alrededores de Águilas. No se conocen fósiles en el Paleozoico Alpujárride de La Región de Murcia. Algunos niveles carbonatados intercalados en las potentes secuencias metapelíticas pueden ser prometedores en cuanto a la posible presencia de conodontos u otros posibles fósiles, que permitirían datar estas rocas. En general, para estos materiales se asume una edad Paleozoica por aparecer debajo de los materiales del Triásico, y además, por algunas dataciones de circones detríticos. El Paleozoico Alpujárride de la Región de Murcia está distribuido en tres unidades tectónicas: Unidad del Cantal, Unidad de Las Estancias-Talayón-Palomas y Unidad de Ramonete y Variegato) (Booth-Rea y Bardají, 2013).

La Unidad del Cantal, la primera de estas unidades alpujárrides, aflora en las inmediaciones de Águilas, desde Lomo de Bas hasta el límite con Almería. Esta unidad está formada exclusivamente por materiales de protolito Paleozoico, posiblemente de edad Carbonífero. Fundamentalmente, esquistos grafitosos con estaurilita, junto con mármoles negros y ortogneises. Es una unidad de muy alto grado metamórfico con ausencia de fósiles. Se ha discutido su posible pertenencia al Complejo Nevado-Filábride (Booth-Rea y Bardají, 2013).

El Paleozoico de la Unidad de Las Estancias-Talayón-Palomas aflora esencialmente en Águilas, en la Sierra de Tercia y en la Sierra de las Estancias. En general constituye una serie metapelítica formada por una sucesión de esquistos oscuros de grano fino, alternando con bancos de cuarcitas y niveles de calizas negras ocasionales (Figura 6). A techo aparecen esquistos de grano fino con clorita (Booth-Rea y Bardají, 2013). La edad probable de esta unidad sería Carbonífero-Pérmico. Aunque no hay fósiles descritos, el bajo grado metamórfico de esta unidad es muy favorable para un posible hallazgo de conodontos u otros fósiles calcáreos en los niveles carbonatados.

Por último, la Unidad de Ramonete y Variegato aflora esencialmente en la Sierra de Almenara.

Esta unidad Alpujárride presenta un Paleozoico similar al de la unidad anterior, con una superficie aflorante muy reducida (Booth-Rea y Bardají, 2013).



Figura 6. Esquistos grafitosos de la Unidad de las Palomas. Cerca de Calabardina, en el extremo suroriental de la Hoja de Águilas (Booth-Rea y Bardají, 2013).

EL PALEOZOICO NEVADO-FILÁBRIDE EN LA REGIÓN DE MURCIA.

El Complejo Nevado-Filábride es el último de los tres grandes complejos de las Zonas Internas. Este complejo ha sido dividido en diferentes unidades tectónicas dependiendo del autor. Para simplificar, vamos a utilizar la división clásica en dos unidades: la Unidad del Veleta y la Unidad del Mulhacén (Puga, 1971 y Puga et al., 1974)

El Paleozoico de la Unidad del Mulhacén corresponde esencialmente a esquistos grafitosos y cuarcitas con una alta deformación y metamorfismo (Formación Montenegro). En nuestra región sus afloramientos son escasos, siendo la parte oriental de las sierras litorales donde más superficie aflorada encontramos. Por correlación con estudios de circones detríticos, la edad de estos materiales correspondería al Carbonífero Superior (Jabaloy et al. 2018).

A diferencia del Paleozoico de la Unidad del Mulhacén, el Paleozoico de la Unidad del Veleta aflora extensamente en las sierras del litoral. Hay tres sectores principales donde aflora la Unidad del Veleta en nuestra Región. El primer sector corresponde al área de La Unión-Sierra Minera-Monte de las Cenizas-Portman-Cabo de Palos. El segundo se refiere a los afloramientos de la Sierra de las Herrerías, en la terminación occidental de la Sierra de las Moreras. Por

último, el tercero de los sectores y el más extenso, corresponde al afloramiento de Ramonete-Lomo de Bas y su prolongación por la Sierra de la Almenara hasta el límite con Almería.

La Unidad del Veleta en la zona de La Unión-Sierra Minera-Monte de las Cenizas-Portman-Cabo de Palos tiene características particulares, con diferencias respecto al resto de afloramientos. En este sector los materiales de la Unidad del Veleta están constituidos por una potente sucesión en la que se alternan esquistos grafitosos de grano fino cuya gama de color va desde el gris plateado al gris oscuro o casi negro, cuarzoesquistos marrones y niveles cuarcíticos de color beige o gris, predominando los primeros sobre el resto de litologías. Los niveles más cuarcíticos son menos ricos en grafito que el resto y son minoritarios respecto a los niveles grafitosos. Se reconocen cambios laterales de facies. Estos materiales se encuentran muy poco deformados en comparación con el resto de afloramientos de esta unidad en la región. En esta área no hay fósiles descritos, pero las condiciones de las rocas podrían ser prometedoras, pudiendo haber permitido su preservación en caso de haber existido previamente al metamorfismo. Si aparecieran niveles de carbonatos, sería un afloramiento muy favorable al hallazgo de fósiles que ayudasen a datarlas. Por correlación con la Unidad del Veleta en Sierra Nevada, datada mediante circones detríticos, la edad mínima de deposición correspondería al Carbonífero Superior (Jabaloy et al., 2018).

El afloramiento de la Sierra de las Herrerías, en la terminación occidental de la Sierra de las Moreras, apenas está descrito. En la hoja del mapa geológico de Mazarrón aparece como una unidad similar a la del Barranco de los Asensios-Ramonete. Por la coloración oscura, producida por un alto contenido en grafito, podría estar correlacionado con la parte alta de esta secuencia, la cual aflora al Sur y Oeste en Ramonete y el Barranco de los Asensios.

El último sector de la región en donde aflora la Unidad del Veleta es el sector de Ramonete-Lomo de Bas y su prolongación por la Sierra de Almenara hasta el límite con Almería. En este sector hay dos unidades tectónicas (Figura 7): la Unidad Inferior, que forma la mayor parte de la Sierra de Lomo de Bas hacia Pinilla y Tébar, y la Unidad Superior, que comprende la ladera

norte, el valle de la Rambla de Fuente Álamo y el valle de la Rambla del Río Amir.

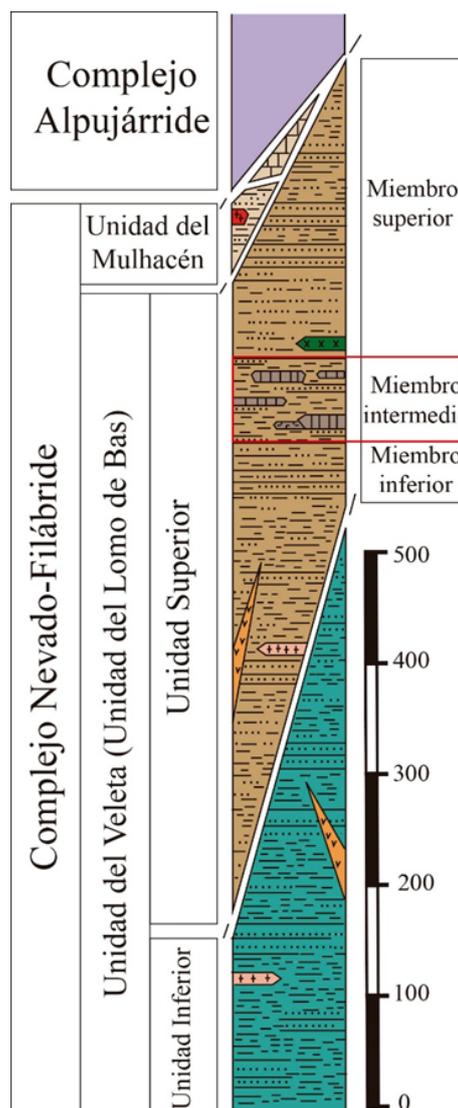


Figura 7. Columna estratigráfica de la Unidad del Veleta en la Sierra de Almenara (Lomo de Bas-Ramonete). Tomado de Laborda López et al. (2015).

La Unidad Inferior es una secuencia muy potente (más de 1000 metros de espesor) compuesta por una alternancia de cuarcitas y esquistos con granate y cloritoide, con abundancia de niveles ferruginosos de cuarcitas. Dentro de esta secuencia aparecen diques de rocas metavolcánicas ácidas. El límite inferior de esta unidad es desconocido debido a que no aflora en superficie (Laborda López et al. 2015 a y b) (Figura 7). No hay fósiles descritos en esta unidad, pero por correlación con la Unidad de Ragua en Sierra Nevada, a la cual se asemeja mucho, se le estima una edad Carbonífero Superior

(Rodríguez-Cañero et al., 2018; Jabaloy et al. 2018).

La Unidad Superior presenta tres miembros: miembro inferior, miembro intermedio y miembro superior (Laborda López et al. 2015 a y b) (Figura 6). El miembro inferior está formado por una alternancia de metapelitas y cuarcitas de tonos rojos, beige y oliva, en ocasiones con niveles oscuros grafitosos. El miembro intermedio está compuesto por filitas, mica esquistos grafitosos y cuarcitas donde aparecen también grandes cuerpos de mármoles negros y calcoesquistos. Por último, en el miembro superior aparece una alternancia de esquistos y cuarcitas muy oscuros por su alto contenido en

metamorfismo, esta unidad de forma heterogénea también ha sufrido una intensa deformación. A pesar del metamorfismo y de la deformación, en los cuerpos de mármoles negros del miembro intermedio aparecen preservadas asociaciones de macrofósiles (Laborda López et al. 2015 a y b).

Los primeros en reportar y describir fósiles en estos mármoles negros fueron Lafuste y Pavillon (1976). Posteriormente se realizó un muestreo y revisión exhaustiva de los afloramientos del Barranco de los Asensios y el de la Rambla del Río Amir (Laborda et al., 2015 a y b). Esta revisión y prospección de los afloramientos arrojó nuevos datos sobre las

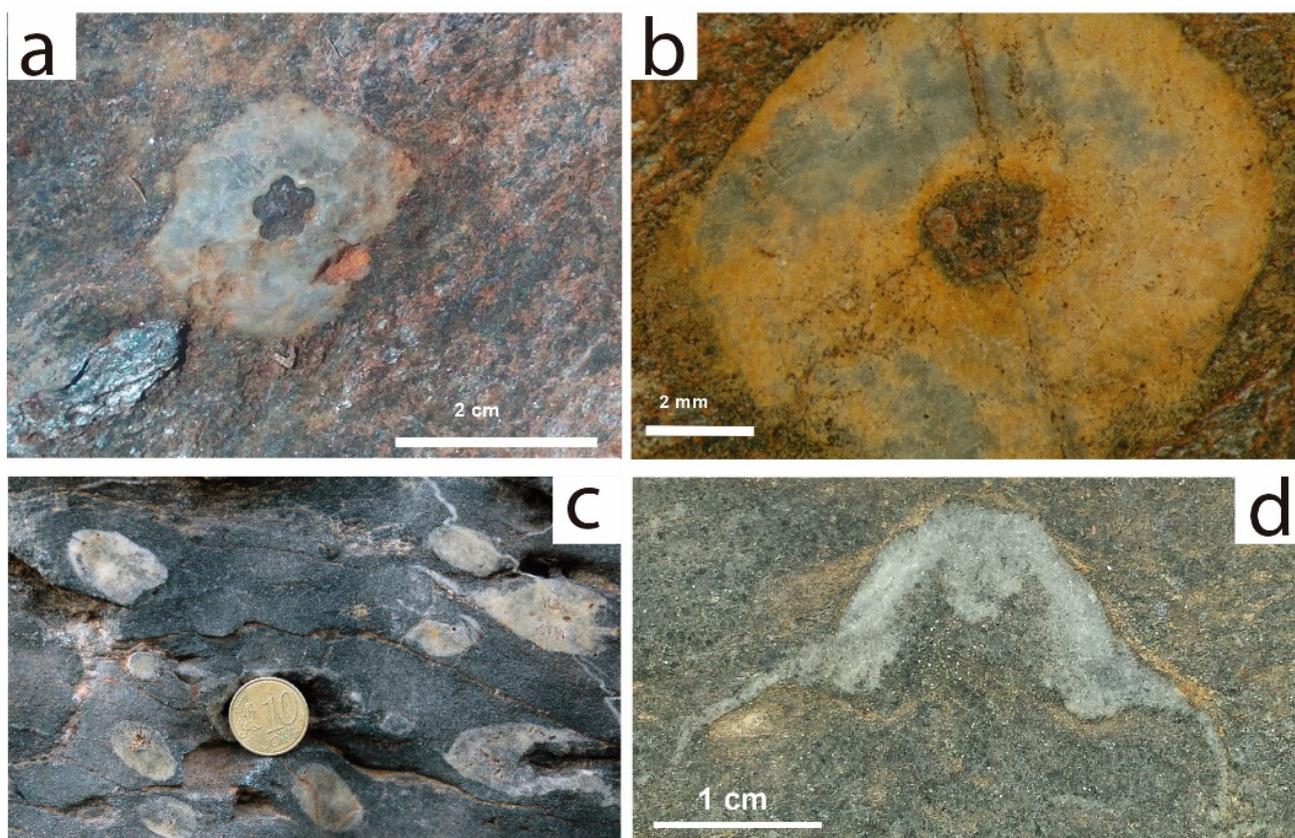


Figura 8. Restos fósiles de invertebrados marinos en los mármoles negros del Lomo de Bas-Ramonete (Lorca). a) Artejo de crinoide *Bystrowicrinus* (col.) sp. b) Artejo de crinoide *Pentagonopentagonalis* (col.) sp. c) Colonia de corales rugosos fasciculados, familia Phillipsasteridae, probablemente del género *Peneckiella*. d) Sección del cefalón de un trilobite (Laborda López et al. 2015b).

grafito.

El miembro intermedio, al igual que el resto de las unidades descritas anteriormente, ha sufrido un metamorfismo que es comparable al de la Unidad de Ragua. Estas rocas podrían haber sufrido unas condiciones de metamorfismo equivalentes a haber alcanzado una profundidad de entre 40 y 60 km en el manto terrestre (2.2-1.6 Gigapascales y 450-550°C) (Santamaría-López et al., 2019). Además del

asociaciones de fósiles y la edad de los materiales.

En los mármoles negros encontramos la mayor diversidad de taxones. Los crinoides son los fósiles más abundantes. Se han reconocido hasta dos parataxones columnares de Crinoides: *Bystrowicrinus* (col.) sp. y *Pentagonopentagonalis* (col.) sp. (Figura 8a, b). Éstos aparecen mayoritariamente desarticulados. En algunos casos, la parte del

crinoide que se encuentra enterrada en el sedimento se muestra articulada. También, junto con los crinoideos aparecen corales rugosos de la familia Phillipsasteridae, probablemente del género *Peneckiella* (Figura 8c). Los corales se hallan en ocasiones en posición de vida (o muy poco desmovilizados), lo que indica que sufrieron un enterramiento rápido. Otros restos que aparecen han sido identificados como cefalópodos, ammonoideos de la familia Mimosphinctidae y nautiloideos. También se ha documentado la presencia de una sección de trilobites (Figura 8d) y varias secciones de gasterópodos, así como abundantes secciones de braquiópodos que en algunos niveles afloran en grandes concentraciones. Por último, cabe citar la presencia de grandes estructuras que bien podrían pertenecer a foraminíferos o bien a los chaetetidos previamente descritos por Lafuste y Pavillon (1976).

En cuanto a la edad de la asociación, por los taxones descritos, el rango coincidente correspondería al Devónico Inferior (Emsiense) (Laborda et al., 2015b). Esta edad es un poco más antigua que la estimada por Lafuste y Pavillon (1976). Además, esto pone manifiesto

el carácter mecánico del contacto entre esta unidad y la unidad inferior ya que esta última probablemente tenga una edad más joven como hemos señalado anteriormente (Carbonífero Superior).

El ambiente de depósito de los carbonatos negros se pudo inferir a partir de las características de preservación y los taxones preservados, de modo que todas las evidencias apuntaron hacia un ambiente de plataforma carbonatada (Laborda et al., 2015 a y b).

La singularidad de estos afloramientos los convierte en una rareza a nivel mundial, y es que en pocos sitios se conservan restos fósiles que hayan resistido a unas condiciones de metamorfismo tan intensas. La preservación es tan buena que, aparte de permitir el reconocimiento de los taxones, ofreció información tafonómica relativa al modo en que los fósiles quedaron preservados originalmente durante el enterramiento. Todo esto permitió constreñir la edad de formación de los mármoles y aventurar la inferencia sobre el ambiente de depósito (Laborda et al., 2015 a y b).

Bibliografía

- Booth-Rea, G., & Bardají, T. (2013). Memoria y mapa geológico de España. Hoja 997 (Águilas).
- Booth-Rea, G., Ranero, C. R., Martínez-Martínez, J. M., & Grevemeyer, I. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10).
- Esteban, J. J., Cuevas, J., Tubía, J. M., Gutiérrez-Alonso, G., Larionov, A., Sergeev, S., & Hofmann, M. (2017). U–Pb detrital zircon ages from the Paleozoic Marbella Conglomerate of the Malaguide Complex (Betic Cordilleras, Spain). Implications on Paleotethyan evolution. *Lithos*, 290, 34-47.
- Geel, T. (1973). The geology of the Betic of Malaga, the Sub-Betic and the zone between these two units in the Velez Rubio area (southern Spain) [Ph. D. thesis]: Geologische Museum. Universiteit Amsterdam Papers in Geology, ser, 1, 180.
- Gómez-Pugnaire, M. T., Rubatto, D., Fernández-Soler, J. M., Jabaloy, A., López-Sánchez-Vizcaíno, V., González-Lodeiro, F., ... & Padrón-Navarta, J. A. (2012). Late Variscan magmatism in the Nevado-Filábride Complex: U-Pb geochronologic evidence for the pre-Mesozoic nature of the deepest Betic complex (SE Spain). *Lithos*, 146, 93-111.
- Jabaloy-Sánchez, A., Talavera, C., Gómez-Pugnaire, M. T., López-Sánchez-Vizcaíno, V., Vázquez-Vílchez, M., Rodríguez-Peces, M. J., & Evans, N. J. (2018). U-Pb ages of detrital zircons from the Internal Betics: A key to deciphering paleogeographic provenance and tectono-stratigraphic evolution. *Lithos*, 318, 244-266.

- a) Laborda-Lopez, C., Aguirre, J., & Donovan, S. K. (2015). Surviving metamorphism: taphonomy of fossil assemblages in marble and calc-silicate schist. *Palaios*, 30(9), 668-679.
- b) Laborda-López, C., Aguirre, J., Donovan, S. K., Navas-Parejo, P., & Rodríguez, S. (2015). Fossil assemblages and biostratigraphy of metamorphic rocks of the Nevado-Filábride Complex from the Águilas tectonic arc (SE Spain). *Spanish journal of palaeontology*, 30(2), 275-292.
- Lafuste, M. L. J., & Pavillon, M. J. (1976). Mise en évidence d'Eifelien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères bétiques. Intérêt de ce nouveau repéré stratigraphique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 283, 1015-1018.
- Mac Gillavry, H. J., Roep, T. B., & Geel, T. (1960). Notes on the Betic of Málaga near Vélez Rubio (SE Spain). Verlag nicht ermittelbar.
- Mayoral, E. J., Gámez-Vintaned, J. A., Diez, J. B., & Liñan, E. (2018). Carboniferous trace fossils from Vélez-Málaga (Maláguide Complex, Betic Cordillera, SE Spain). *Spanish Journal of Palaeontology*, 33(1), 89-104.
- Parejo, P. N. (2012). Paleozoic stratigraphy and palaeogeography of the malaguide complex (betic cordillera) and other western mediterranean related domains (calabria-peloritani terrane) (Doctoral dissertation, Universidad de Granada).
- Puga, E. (1971). Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental, Cordilleras Béticas (España) (Doctoral dissertation, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Universidad de Granada).
- Puga, E., Díaz de Federico, A. and Fontboté, J.M. (1974): Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética. *Estudios Geológicos*, 30: 543–548.
- del Ramo Jiménez, A., & Guillén Mondéjar, F. (2009). Historia geológica de la Región Murciana. *Eubacteria*, nº 23 (2009).
- Rodríguez-Cañero, R., Jabaloy-Sánchez, A., Navas-Parejo, P., & Martín-Algarra, A. (2018). Linking Palaeozoic palaeogeography of the Betic Cordillera to the Variscan Iberian Massif: new insight through the first conodonts of the Nevado-Filábride Complex. *International Journal of Earth Sciences*, 107(5), 1791-1806.
- Santamaría-López, Á., Lanari, P., & de Galdeano, C. S. (2019). Deciphering the tectono-metamorphic evolution of the Nevado-Filábride complex (Betic Cordillera, Spain)—a petrochronological study. *Tectonophysics*, 767, 128158.
- Soediono, H. (1971). Geological investigations in the Chirivel area (province de Almeria, southeastern Spain) [Ph. D. thesis]: University of Amsterdam. The Netherlands.
- Van Hinsbergen, D. J., Torsvik, T. H., Schmid, S. M., Mañenco, L. C., Maffione, M., Vissers, R. L., ... & Spakman, W. (2020). Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Research*, 81, 79-229.

Agradecimientos

Quiero dar las gracias a Matías Raja Baño, Pedro Piñero García y a Carlos Fernández García por la revisión de este artículo.

¿EXISTEN TRILOBITES EN LAS CORDILLERAS BÉTICAS?

Luis Chamizo Quilis. Asociación Cultural Paleontológica Murciana

RESUMEN

Las cordilleras béticas son un orógeno muy complejo en cuyas zonas internas aparecen materiales del zócalo paleozoico, este zócalo se formó con los sedimentos del Océano Reico y del Paleo Tetis que separaba el contiene de Laurussia y Gondwana, los cuales colisionaron durante la Orogenia Varisca formando un único continente llamado Pangea. Millones de años más tarde, cuando la placa Ibérica se encontraba separada de la placa Africana por el mar de Tetis, se produjo la Orogenia Alpina, durante la cual emergen las Cordilleras Béticas; pero, ¿Qué secretos esconden estas montañas?, ¿Por qué son tan complejas?, ¿Qué relación tienen con otras formaciones de la misma época, como las montañas del Atlas o el Macizo Ibérico?. Si en estas otras formaciones montañosas de origen sedimentario afloran multitud de fósiles destacando espectaculares trilobites, ¿es posible que afloren en nuestra cordillera?, ¿o por el contrario, encontrar trilobites es imposible?

Palabras clave: Zócalo Paleozoico, Cordilleras Béticas, Nevado-Filábride, Trilobites.

ABSTRACT

The Betic Cordillera are a very complex orogen system in whose internal zones appear materials of the Paleozoic baseboard, this baseboard was formed with the sediments of the Reico Ocean and Palo Tetis that separated the contains of Laurussia and Gondwana, which collided during Variscan Orogeny forming a single continent called Pangea. Millions of years later, when the Iberian plate was separated from the African plate by the Tethys Sea, Alpine Orogeny occurred, during which the Baetic Mountain Ranges emerge; but what secrets do these mountains hide? , Why are they so complex? , What relation do they have with other formations of the same period, like the Atlas mountains or the Iberian Massif?. If in these other mountain formations of sedimentary origin many fossils emerge highlighting spectacular trilobites, is it possible that they emerge in our mountain range? Or, on the contrary, is it impossible to find trilobites?

Keywords: Paleozoic baseboard, Baetic mountain, Nevado-Filábride, Trilobite.

1. INTRODUCCIÓN

¿Existen trilobites en las Cordilleras Béticas?. Esta es una pregunta compleja y difícil de responder, más aún, si ello lo combinamos con el hecho de tratar de encontrarlos en rocas metamórficas, ya que, como todos sabemos, las rocas metamórficas se forman en un proceso a través del cual son sometidas a altas presiones y temperaturas a lo largo del tiempo, lo que produce generalmente la destrucción de cualquier registro fósil que hubiese en ellas.

Es por ello que la presencia de fósiles de macroinvertebrados en rocas metamórficas es un hecho tremendamente singular, a excepción del caso de las pizarras que han sufrido un metamorfismo de baja intensidad y es frecuente encontrar fósiles en ellas, en el resto de casos, es un hecho muy poco probable. A pesar de ello, en algunos puntos del globo terráqueo se han documentado algunos hallazgos excepcionales, como es el caso de: fósiles en el afloramiento de Burgess Shale de Canadá

representados en rocas Cámbricas de facies de esquistos verdes (Conway Morris, 2006); Restos de plantas piritizadas y macroesporas de licopodios del Carbonífero descritos en facies de esquistos azules en los Alpes Occidentales Franceses (Bernard et al., 2007, 2010); Plantas piritizadas del Jurásico en esquistos azules de Nueva Zelanda (Galvez et al., 2007); Ostrácodos en facies de esquistos azules del Triásico de Creta, Grecia (Stöckhert et al., 1999); O los fósiles de artejos de crinoides en eclogitas de los Alpes Centrales (Cavargna-Sani, 2010) (1).

Sin embargo, pese a existir alguna evidencia excepcional de registros fósiles en rocas metamórficas, ¿sería muy osado tratar de encontrarlos en la Región de Murcia, sabiendo además que deberíamos de aventurarnos hasta la era Paleozoica?, y ¿que opinaría el lector, si entre todos los tipos de fósiles existentes de esa Era, tuviésemos la esperanza de obtener evidencias del emblemático artrópodo Trilobites?, ¿sería una perspectiva demasiado atrevida?

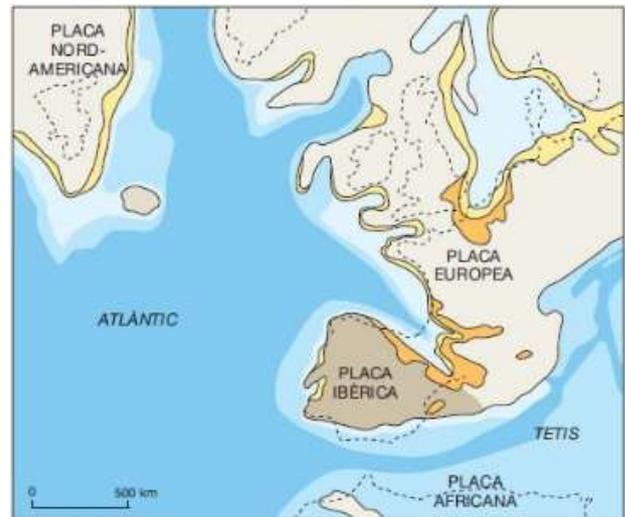
Pues bien, es aquí donde comienza nuestra historia. Pero para ello, vamos a empezar explicando el contexto en el que nos encontramos: las Cordilleras Béticas, para continuar en la búsqueda de fósiles en rocas metamórficas, compararlos con otros fósiles similares de otras áreas geográficas y finalizar con una visión global desde la época en la que estos artrópodos vivían en los océanos primitivos y como, por diversos movimientos de la corteza terrestre, han llegado a las laderas de nuestras montañas convertidos en fósiles.

2. LAS CORDILLERAS BÉTICAS

Las Cordilleras Béticas son una cadena montañosa perteneciente al Arco Bético-Rifeño, un cinturón orogénico que se extiende a ambos lados del límite convergente entre las placas Africana e Ibérica y que se cierra hacia el oeste en el Estrecho de Gibraltar.

La formación de la cordillera bética se produjo en la Era Terciaria dentro del movimiento orogénico alpino. El choque de la placa

tectónica africana con los restos del Macizo Hespérico (origen de la Meseta Central) y la placa europea, que originó el plegamiento de los sedimentos depositados en el Mar de Tetis, los cuales se elevaron. El choque además produjo tanto la aparición de la depresión Bética, como la fractura y el plegamiento del reborde sur del Macizo Hespérico, dando lugar igualmente a Sierra Morena (1).

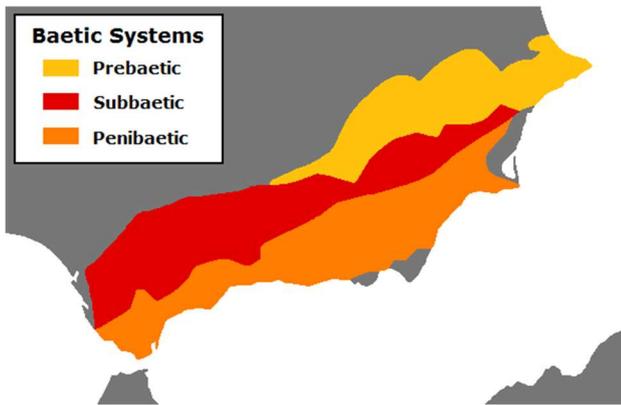


Restitución de la Placa Ibérica hace 65 Ma, a finales del Cretácico y principios del Paleógeno (19).

Las rocas de la cordillera Bética se dividen en varios dominios importantes: las zonas Externas, las zonas Internas, los materiales del Campo de Gibraltar y las cuencas Neógenas.

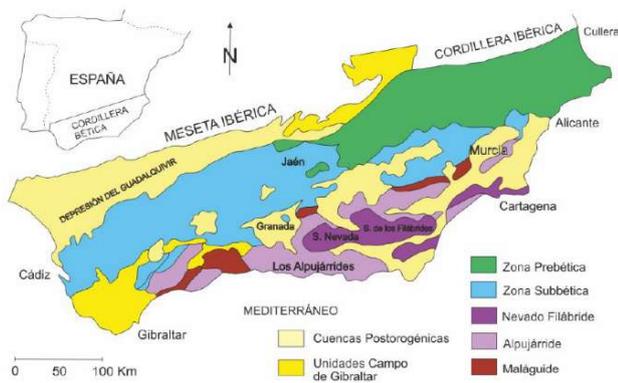
Las zonas Externas se sitúan en una banda que se localiza en el sector norte de la cordillera en dirección ENE-OSO, desde Alicante hasta Cádiz. Las zonas Externas están formadas por rocas que mayoritariamente son sedimentarias. Éstas se corresponden con las que se depositaron en el borde S y SE del macizo Ibérico desde el inicio del Mesozoico (250 Ma) hasta el inicio del Neógeno (en torno a los 23 Ma). Las zonas Externas, a su vez se subdividen en una zona Prebética (la situada más al norte) y una zona Subbética (situada al sur de la anterior) (2).

¿Existen trilobites en las Cordilleras Béticas?



Representación esquemática de las cordilleras de los Sistemas Béticos (3).

Las zonas Internas, corresponden con la Cordillera Penibética, la cual, desde el punto de vista estructural, se encuentra constituida por un complejísimo apilamiento de mantos que se superponen unos a otros, distinguiéndose tres. Estos son: el manto Maláguide, el Alpujárride y el Nevado-Filábride.



Esquema de la Cordillera Bética. Modificado de Fernández y Gil (1989) (4).

La zona bética interna presenta una serie de características litológicas y estructurales que la definen. Algo que la diferencia de las otras, es la presencia de materiales del **zócalo paleozoico**, formando parte de estas montañas. Esos materiales han sido afectados por un metamorfismo prealpino al que se suma un metamorfismo coincidente con el propio movimiento orográfico. Esto supone que haya constituido una reserva importante de minerales de distinto tipo (hierro, plomo, cobre, además de mármol), que están ligados a los procesos metamórficos (3).

En la Región de Murcia, las rocas paleozóicas aparecen en mayor o menor medida en los tres mantos o complejos.

Los materiales del **complejo Maláguide** no tienen metamorfismo o bien presentan un metamorfismo muy leve (Ruiz Cruz y Andreo, 1996a) y las descripciones de fósiles que se presentan en este complejo se encuentran en la sierra de la Torrecilla, según varios trabajos de los años 60 (Navas Parejo, 2012).

El **complejo Alpujárride** presenta metamorfismo (Alpino) y en él no existen descripciones de fósiles, pero se sabe que sus rocas son paleozóicas por que están datadas con Uranio-Thorio en Zircones detríticos. Este complejo, constituye un gran manto de corrimiento que cabalga sobre el Complejo Nevado-Filábride, con una estructura interna muy compleja, con diversas unidades dentro de él.

El **complejo Nevado-Filábride**, ha sufrido igualmente metamorfismo alpino, con una compleja sucesión de eventos de metamorfismo y deformación de diferente edad (Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Gómez-Pugnaire et al., 2004). Este complejo, aflora esencialmente en el arco tectónico de Águilas y en la prolongación hacia la sierra de Cartagena hasta el Cabezo Gordo.

Es importante hacer constar, que las rocas existentes en el complejo Maláguide y Alpujárride son alóctonas, mientras que las rocas existentes en el complejo Nevado-Filábride no son alóctonas, es decir, se han formado en un lugar diferente respecto a donde se encuentran en la actualidad. Y es en este último complejo, donde sorprendentemente se han observado afloramientos de fósiles pese a ser rocas metamórficas (Lafuste y Pavillon, 1976) (5).

3. ¿FOSILES METAMORFICOS EN LAS CORDILLERAS BÉTICAS?

En este contexto geológico, un joven geólogo se encontraba realizando su tesis de Máster. Ese día tocaba adentrarse en un terreno donde afloraban mármoles masivos negros en la zona de Ramonete, perteneciente a Lorca. Era un terreno tan metamorfozando que no eran reconocibles los estratos, sin embargo, en este lugar se había hallado anteriormente presencia de cefalópodos, de la subclase Ammonoidea, es decir Amonites.

Podría parecer fácil, pero esta era una vasta y ardua labor, ya que estos niveles del Nevado-Filábride habían sufrido un alto nivel de metamorfismo. Ello implicaba que cualquier señal tafonómica podía haber quedado obliterada, es decir, que cualquier proceso acontecido desde el momento en el que muere el animal susceptible de convertirse en fósil, hasta que se produce su enterramiento, suele quedar totalmente borrado por los fenómenos de deformación y recristalización a los que son sometidas las rocas sedimentarias de partida. Por lo que se ha perdido cualquier señal procedente de la descomposición, bioerosión, desplazamiento de los restos o disolución (5).

Además de ello, varios estudios han demostrado que la intervención conjunta de procesos tales como la presión, la temperatura, la circulación de fluidos y la deformación tectónica puede alterar, tanto la estructura como la composición de los materiales biológicos ya fosilizados (Hoering, 1966; Brocks y Col, 2003; Vandenbroucke y Largeau, 2007; Zonneveld et al., 2010) (1).

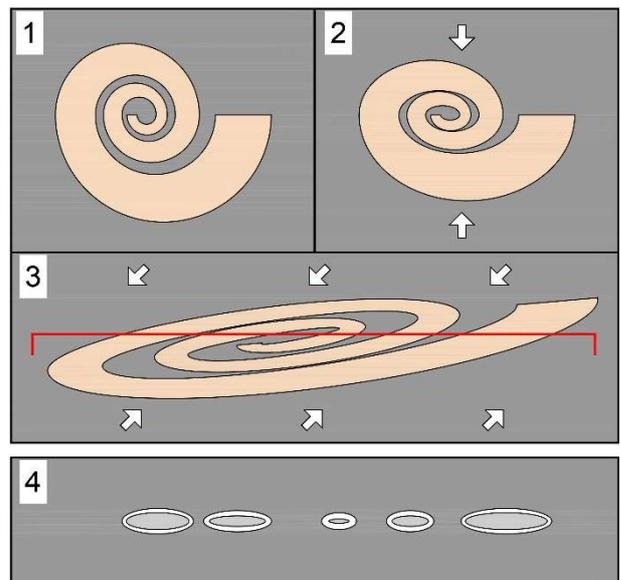
Estas son las premisas existentes del trabajo de campo con las que trabajar, abstrayéndose y adecuando la vista, ya que los fósiles que se van a encontrar aquí no tienen nada que ver morfológicamente con los que podemos conocer de manera habitual. Estas rocas, durante su formación, sufrieron un primer episodio sedimentario, (donde los restos se encontraban más o menos ordenados), pero sufrieron un segundo episodio, esta vez de tipo metamórfico, en el que la roca ha sufrido una compresión y un deslizamiento o cizalladura en

sentido distinto al sedimentario, lo que origina que los fósiles hayan sido estirados a lo largo de un plano diferente al de la sedimentación original.

Este es el caso de uno de los especímenes de ammonoideos estudiados por el geólogo Casto Laborda en su trabajo fin de Master. Este fósil se formó en un proceso sedimentario, donde las distintas capas de sedimentación estaban superpuestas unas sobre otras para posteriormente sufrir un proceso metamórfico en el que la roca sufrió una deformación en un plano oblicuo, el cual estiró la roca y el fósil en una deformación plástica como si de un acordeón se tratase. De esta manera, observamos un corte transversal, de unos 6 cm de diámetro, con cuatro vueltas de espiral. Especimen que podría asignarse al orden Agoniatitida, de distribución Devónico Inferior – Devónico Medio. (Erben, 1953) (1).



Ammonoideo tipo: Agoniatitido, superfamilia Mimosphinctidae (1).



Interpretación de amonite primitivo estirado por deformación de la roca en la que se encuentra.
1 Fósil original, 2 Compresión, 3 Cizalladura, 4 Corte erosionado de la roca.

Pero por si pareciese poco, no eran solo restos de amonites, orthoceras, crinoides o corales lo que ocultaban aquellos carbonatos negros de Ramonete, sino que lo mejor estaba aún por llegar.

4. EL TRILOBITE MURCIANO. ANÁLISIS MORFOLÓGICO.

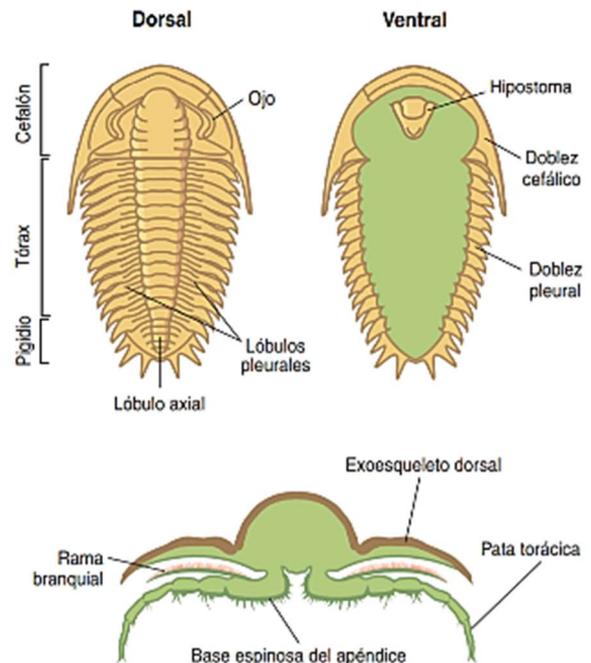
Una mañana de primavera, cuatro amigos: un geólogo, un paleontólogo, un matemático y un arquitecto, (Casto Laborda, Pedro Piñero, Matías Raja y Luis Chamizo respectivamente), quedamos para ver los últimos avances que había realizado nuestro amigo Casto sobre su tesis. Nuestro entusiasmo era enorme, ya que nos encontrábamos en montes Murcianos presenciando el hallazgo de fósiles en rocas metamórficas con más de 370 Ma. Los restos fósiles que observábamos eran bastante difíciles de identificar ya que, como se ha explicado anteriormente no presentaban su aspecto morfológico habitual y estaban bastante deformados. Sin embargo, allí en el cerro más alto, en una enorme roca, expuesta a la intemperie, se mostraba una pequeña marca blanca formada por tres pequeños arcos conectados; tenían la peculiaridad, tal vez, debido a su pequeño tamaño, de no presentar desconexiones entre esos tres lóbulos, ¿pero?, ¿Qué podían ser esas marcas?, eran diferentes a todas las anteriores. ¿sería tal vez otra sección estirada de amonite?.

Era una sensación intrigante, un cosquilleo, algo así como cuando uno tiene una palabra en la punta de la lengua, le es familiar y sabe que la va a decir, pero todavía no la recuerda. Y fue entonces cuando ocurrió. Un chispazo, un latido, un brillo en los ojos, ¡fue cuando nuestro compañero geólogo confirmó las sospechas!, ¡Si señores: una sección de trilobite!, una sección transversal formada por tres lóbulos, una sección del tórax, ¡y allí estaba!, ¡el primer y único trilobite de la Región de Murcia para poder ser bien documentado y descrito!, ¡un sueño hecho realidad!.



Sección de trilobite del Nevado Filábride de Ramonete.

Los trilobites, generalmente tienen el cuerpo aplanado y liso, más o menos ovalado y dividido en tres partes o tagmas: una cabeza llamada Cefalón, el Tórax y el Pigidio. El tórax y el pigidio forman el tronco, el cual presenta dos surcos longitudinales que dividen el cuerpo en tres lóbulos claramente delimitados (de donde deriva su nombre): uno central (llamado glabella en el cefalón y raquis en el tronco) y dos laterales (denominados genas o mejillas en el cefalón y pleuras en el tronco) (6).



LA ANATOMIA de un trilobites atestigua su parentesco arthropodiano con las arañas, los escorpiones y los cangrejos bayoneta (o herradura). El caparazón dorsal protegía las partes blandas y también los delicados filamentos branquiales que se situaban por encima de cada rama locomotora de los apéndices (abajo). La figura muestra un trilobites típico (8).

De esta manera, cada anillo o segmento torácico sigue la estructura longitudinal básica de todos los trilobites, es decir, tiene definida las tres áreas longitudinales: un abombamiento central, que correspondería al raquis o eje torácico, y dos abombamientos a cada lado del eje que definen las áreas pleurales, por lo que cada segmento tiene dos pleuras. El número de segmentos es muy variable, y depende de la especie. A su vez, los anillos están interconectados entre sí, formando la entidad en sí que es el tórax, y que en la parte anterior engarza con el anillo occipital del cefalón, y la parte posterior con la base pigidial (7).

En el dibujo adjunto, se puede observar claramente que la parte exterior del tórax corresponde con el exoesqueleto dorsal, es la parte más dura del trilobite ya que consistía en -una gruesa cutícula impregnada de carbonato cálcico- que se conserva y fosiliza mineralizando en carbonatos, mientras que las partes internas del tórax (grafizadas en verde) son partes mucho más blandas de difícil conservación, como las patas, que son quitinosas y se descomponen rápidamente junto con las partes blandas del organismo una vez que el animal muere.

Desde un punto de vista Morfológico, el fósil hallado es una sección del Tórax, en el cual se pueden apreciar los tres lóbulos: el raquis en el centro y las dos pleuras en los laterales. Estos tres arcos blancos se muestran conectados entre sí, formando parte del mismo organismo y están cristalizados en calcita que destaca sobre el fondo negro de la matriz. (Se puede encontrar información desarrollada en: (9)).

5. ANÁLISIS TAFONÓMICO

No hay que olvidar que los trilobites son artrópodos y como tales tienen un exoesqueleto externo. El crecimiento del animal viene entonces marcado por las mudas de este exoesqueleto, que debe romper por unas líneas fijas (las suturas) para salir con un nuevo exoesqueleto de mayor tamaño. Estas suturas indican el lugar de la región cefálica por donde se separan las placas para permitir la salida del animal mudado. Por el contrario, los anillos del tórax están interconectados entre sí.

De esta manera, desde el punto de vista Tafonómico, como consecuencia de las mudas es muy frecuente el hallazgo de exuvias desarticuladas en el registro fósil, sobre todo cefalones, mejillas librígenas o pigidios, de manera que un mismo individuo puede producir indicios múltiples de su existencia. Por tanto, pese al increíble hallazgo de una sección de tórax, no es información suficiente como para poder interpretar las condiciones previas o posteriores a la muerte del animal ya que es muy probable que fuese una muda desarticulada del trilobite (10).

No obstante, al encontrarse este fósil en el mismo estrato de carbonatos negros en el que se han hallado otros fósiles, como es el caso de restos de amonites, orthoceras, crinoideos o corales, si que podemos hacer una interpretación en conjunto: el color negro de los carbonatos podría ser debido a su excepcional riqueza en materia orgánica, proveniente del carbono orgánico de todos estos organismos, el cual, al fosilizar a lo largo de millones de años se transformase en parte en grafito, dando lugar a unas rocas mayoritariamente carbonizadas y grafitizadas. La gran cantidad de materia orgánica que presentan estas rocas podría ser debida a una alta productividad que consumiera la mayor parte del oxígeno, no pudiendo degradarla toda y provocando la formación de un sedimento anóxico. Otra posibilidad sería la presencia de aguas anóxicas por el estancamiento de las corrientes marinas, que impedirían la oxidación de la materia orgánica. Esta zona, también presenta mayor variedad en cuanto al tipo de fósiles que otras zonas (11).

Los restos de crinoides que aparecen son artejos generalmente desarticulados, o fragmentos de tallos de unos pocos milímetros, de manera que esto podría indicar una larga exposición de los restos esqueléticos en la zona tafonómicamente activa y un retrabajamiento continuo de los sedimentos (11). Es decir, un fondo marino en el que se entierran y se desentierran continuamente los restos, pero sin llegar a enterrarse definitivamente.

6. ANÁLISIS QUÍMICO. ANÁLISIS DE LA MATRIZ.

Desde el punto de vista mineralógico, el trilobite hallado es una sección del exoesqueleto dorsal. Este exoesqueleto, originariamente mostraba una gruesa cutícula de quitina impregnada de carbonato cálcico. La quitina es una biomolécula similar a la queratina (material del que están compuestas las uñas). Ambos son componentes esenciales de muchas estructuras presentes en organismos vivos. En el caso de la quitina, ésta forma parte del esqueleto externo y apéndices articulados de multitud de artrópodos, como es el caso de insectos, arácnidos o crustáceos. Y en el caso del carbonato cálcico, está presente en los esqueletos de moluscos o corales. En nuestro caso, ambas existían en el exoesqueleto del trilobite, en el cual, se produjo un proceso de "Carbonatación", que es un proceso de fosilización muy frecuente que consiste en la sustitución de los restos orgánicos duros por carbonato cálcico en forma de mineral de Calcita cristalizada, la cual tiene la misma composición química que el carbonato cálcico pero con una estructura ordenada formada por cristales romboédricos.

Es posible que los mármoles negros de Ramonete no fueran en principio tan negros al principio de su formación, cuando todavía eran piedras calizas. Las rocas más parecidas sin metamorfizar a esos mármoles son los mármoles del Devónico de Torquay en Inglaterra, sin embargo, en la actualidad, es curioso comparar la roca Murciana con la roca de la misma época que aparece en los fósiles de orthoceras de los yacimientos de Erfoud en

Marruecos, ya que las orthoceras aparecen en una caliza negra (de apariencia similar a los carbonatos negros de Ramonete, aunque sin metamorfizar), estas orthoceras también se presentan fosilizadas como calcita, presentando el mismo contraste del fósil cristalizado sobre el fondo de la roca negro. Sin embargo la apariencia de su color puede ser debida a la alta cantidad de materia orgánica en su formación mas que a su evolución geológica. Puesto que geológicamente son diferentes, al ser uno metamórfico y el otro sedimentario.



Foto de Orthoceras de Erfoud, Marruecos

Si observamos la matriz del trilobite murciano, vemos que resulta ser un mármol negro bastante cristalizado, cuyo componente principal es también el carbonato cálcico, (en un 90%, como cualquier mármol). Estas rocas, en su formación, han sufrido un proceso muy potente de presión y altas temperaturas, llegando a alcanzar hasta los 250-300°C en el caso de las rocas del Barranco de los Asensios (1) y es sorprendente haber hallado fósiles en estos estratos, ya que sabiendo que la temperatura de fusión del carbonato cálcico es de 899°C (12) podríamos decir que estos fósiles se han mantenido a un tercio de la temperatura de fusión de su roca circundante y este es un motivo importante que junto la alta presión a la que fueron sometidas produjo la cristalización que observamos hoy en día.

¿Existen trilobites en las Cordilleras Béticas?



Matriz natural de carbonatos negros metamórficos de Ramonete



Matriz natural de caliza negra sedimentaria Devónica de Erfoud, Marruecos

Como se verá más adelante, pienso que los trilobites Murcianos, de Marruecos o del Oeste de la Península, vivieron relativamente cercanos unos de otros. No es descabellado pensar que todos estos animales habitaron en el Devónico en el mismo mar, el cual en aquella época eran los márgenes poco profundos del continente Gondwana. Aunque formulo la posibilidad de que mientras que los otros fósiles han tenido un proceso de fosilización estable en el tiempo, los estratos en los que se encontraban los fósiles de Ramonete sufrieron un proceso de subducción para posteriormente emerger parte de este zócalo paleozoico a la superficie millones de años más tarde durante la orogénia Alpina.

Por este motivo, es muy curioso comparar los carbonatos negros de la matriz del trilobite de Ramonete, con la matriz de los trilobites existentes al oeste de la península Ibérica en el

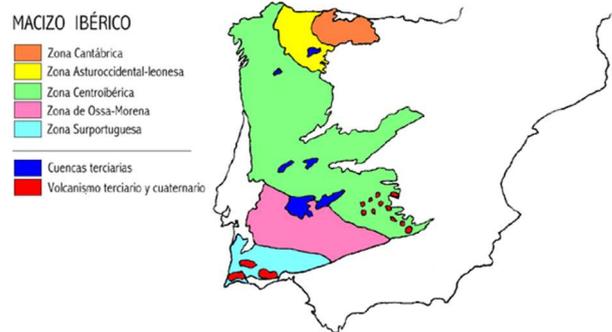
Macizo Ibérico o en algunos pueblos a pie de las montañas del Atlas de Marruecos, como es el caso de Erfoud, ya que los trilobites de esa ciudad presentan una matriz negra muy similar a la Murciana. La matriz Marroquí es igualmente una roca negra pero mucho menos cristalizada y sin presentar deformaciones o fracturas en planos oblicuos diferentes al plano en el que se ha producido la sedimentación, lo cual podría indicar que el proceso geológico acontecido para la formación de la caliza negra marroquí ha sido menos tortuoso que el ocurrido para el carbonato negro Murciano, lo que a su vez nos indica que la roca Murciana es metamórfica, mientras que la Marroquí es sedimentaria.

7. SIMILITUDES CON OTROS TRILOBITES: NORTE DE ESPAÑA Y MARRUECOS.

7.1. TRILOBITES ESPAÑOLES

Los fósiles de trilobites en nuestro país aparecen en las 6 unidades geológicas del Macizo Ibérico, las cuales son en la que afloran de manera generalizada los terrenos paleozoicos.

Estas 6 zonas son: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona Centroibérica, Zona de Galicia-Trás-os-Montes, Zona de Ossa-Morena y Zona Sudportuguesa.



Zonación de Lotze del Macizo Ibérico (13).

La zona Asturoccidental Leonesa esta situada al noroeste de la península ibérica y presenta varias discontinuidades que llegan hasta el Sistema Ibérico, aflorando incluso en las proximidades de Zaragoza, donde destaca el yacimiento de Murero con un estrato de más de 11Km de espesor de edad Cámbrica y

¿Existen trilobites en las Cordilleras Béticas?

Ordovícica, en el cual se han identificado hasta once especies de trilobites (14). Es uno de los afloramientos del basamento varisco y se compone principalmente de lutitas y areniscas muy finas con intercalaciones de nódulos de carbonatos, dolomías y calizas (15)

En la Zona Centroibérica, destacan los Montes de Toledo, con abundantes yacimientos como: Peña Aguilera (Toledo), cuesta de Valderuelo, Parque Nacional de Cabañeros, Horcajo de los Montes (Ciudad Real) y Helechosa de los Montes, Fuenlabrada de los Montes (Badajoz) o Navas de Estena (Ciudad Real). En este último, son famosas las pizarras arcillosas con presencia de trilobites de los periodos Cámbrico y Ordovícico.

Otro ejemplo es el del pueblo de Arouca (Norte de Portugal), cuyas pizarras fosilíferas del Oretaniense (Ordovícico Inferior) contienen trilobites gigantes muy variados y poco deformados.

En la Zona de Ossa-Morena se han encontrado fósiles de trilobites correspondientes al Ordovícico medio y superior, en calizas del Parque Natural de la Sierra Norte de Sevilla (*Symphysops*), de *Microparia* en el Tremadociense del Parque Natural de Aracena y en la Sierra de Aroche (Huelva).

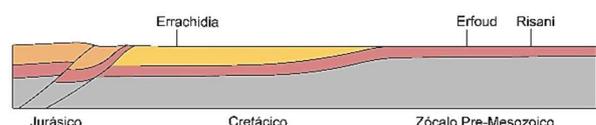
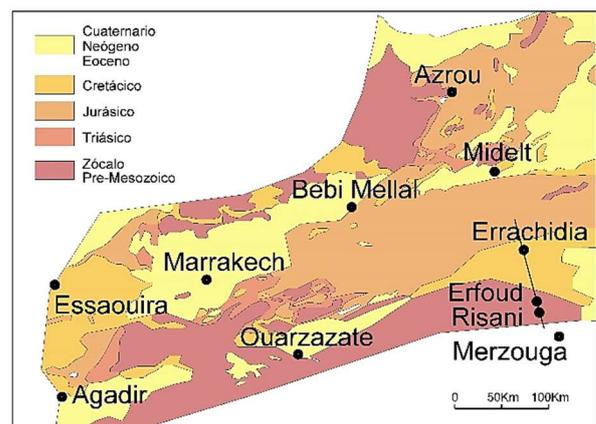
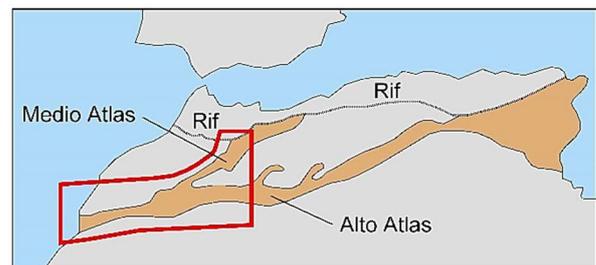
Los fósiles de trilobites en el Macizo Ibérico son más escasos debido a la primera gran extinción masiva producida a finales del Ordovícico que produjo condiciones anóxicas del agua en sus fondos marinos, hecho que continuó durante el Silúrico Inferior, tal como se deduce de las pizarras negras que se encuentran repartidas por casi todo el mundo. A partir del Silúrico Inferior las faunas fueron recuperándose, unas, como los graptolitos, rápidamente, mientras que otras, como los organismos arrecifales, lo hicieron más lentamente. (Aramburu et al, 1992) (16).

7.2. TRILOBITES MARROQUÍES

Las cordilleras del Atlas forman un sistema montañoso lineal que se extiende a lo largo de más de 2000 km y que constituye la

manifestación más meridional del Sistema Alpino Mediterráneo. Se formó como consecuencia del movimiento N-S de la placa africana, de manera en cierto modo simétrica al Sistema Central de la Península Ibérica. Presenta una estructura relativamente sencilla, definida por pliegues y cabalgamientos supra-corticales, y carecen de zonas internas metamórficas.

La parte central del Atlas consta de rocas sedimentarias cretácicas y jurásicas que forman un paquete tabular y expansivo sobre el zócalo paleozoico y precámbrico, lo que permite interpretarlas como depósitos de post-rift. Sin embargo, a pie de las montañas del Atlas, en la zona Este, se encuentran los pueblos de Errachidia, Alnif, Erfoud, Risani y Merzouga. Estos pueblos son conocidos por la presencia de miles de excelentes ejemplares de trilobites y se encuentran en el área en la que aflora el Zócalo Pre-Mesozoico, principalmente rocas de entre 485 -354Ma que corresponde con los periodos Ordovícico, Silúrico y Devónico.

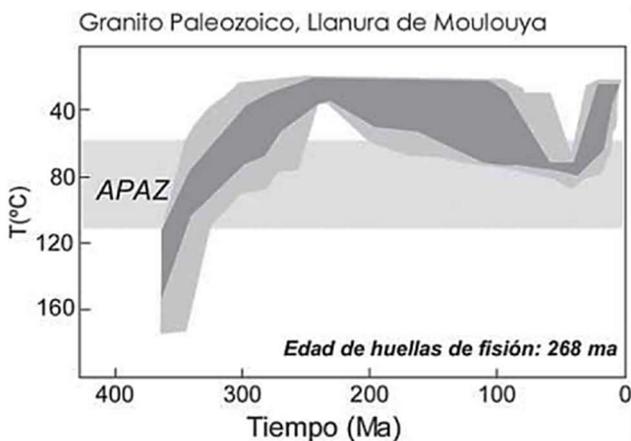


Mapa geológico del Alto y Medio Atlas (realizado a partir del Mapa Geológico de Marruecos a escala 1:1.000.000 de Hollard 1985), elaboración propia.

Los trilobites encontrados en estas zonas, tienen una calidad excepcional pese a ser fósiles muy antiguos, esto es debido a que las rocas en las que se encuentran no han sufrido metamorfismo o ha sido muy leve, por lo que se han formado y han llegado a nuestros días en un proceso de relativa estabilidad geológica. La explicación a este fenómeno la podemos encontrar en el estudio de la termocronología.

Respecto al estudio de la Termocronología, es de hacer notar que se han estudiado los procesos de denudación (los procesos que destruyen el relieve y tienden a nivelar la superficie, mediante la meteorización, el transporte, la erosión y la sedimentación) en el Alto Atlas, mediante la datación por huellas de fisión de isótopos de uranio y de (U-TH)/He en apatito (Barbero et al. 2004, 2007). Obteniendo muestras de los macizos internos de zócalo y de la llanura de la Moulouya en rocas antiguas de 270 y 143Ma con temperaturas de 110°C. Indicando que estos macizos no han experimentado mucha exhumación durante el Terciario, por lo que se piensa que debieron mantenerse cercanos a la superficie desde el Mesozoico hasta tiempos recientes (18).

La figura adjunta corresponde con una muestra del macizo paleozoico aflorante entre el Alto y Medio Atlas, en la que se han realizado análisis de huellas de fisión en Apatito, observando, que rocas Devónicas de 370Ma, han llegado a sufrir temperaturas de hasta 130°C.



Muestra de granito paleozoico aflorante en la llanura de Moulouya (18).

Estas rocas Devónicas pertenecientes al macizo paleozoico que aflora al Este y otros puntos de las montañas del Atlas de Marruecos han sufrido durante su formación temperaturas de hasta 130°C, la cual es muy inferior a los 250-300°C que observábamos en las rocas del mismo periodo ubicadas en el Barranco de los Asensios de Águilas. Este es otro factor diferenciador que explica porque las rocas Marroquíes son sedimentarias, mientras que las que hallamos en el Barranco de los Asensios son metamórficas. Y por ello, los trilobites de Marruecos poseen una extrema calidad, mientras que el trilobite de Águilas se muestra fuertemente cristalizado y casi irreconocible.

8. FORMACIÓN DEL NEVADO FILÁBRIDE Y DE LA PENINSULA IBÉRICA A LO LARGO DEL TIEMPO.

Los rasgos geológicos de la Península Ibérica resultan de la superposición de tres grandes ciclos orogénicos: el ciclo Cadomiense, que se desarrolló desde 750 Ma hasta 480 Ma atrás, el ciclo Varisco, que se inició hace 480 Ma y finalizó hace 250 Ma y finalmente el ciclo Alpino, el cual empezó hace 250 Ma y continúa en la actualidad. (19)

En lo que sería la futura Placa Ibérica, el registro sedimentario del Cámbrico y el Ordovícico está formado mayoritariamente por depósitos siliciclásticos y carbonatados de medios marinos de plataforma, en los cuales vivieron los primeros trilobites.

El supercontinente Gondwana empezó su fragmentación hace unos 480 Ma, marcando el inicio del ciclo Varisco. Con el tiempo se separaron de Gondwana tres grandes placas continentales denominadas Siberia, Laurencia y Báltica (Figura 1).

¿Existen trilobites en las Cordilleras Béticas?

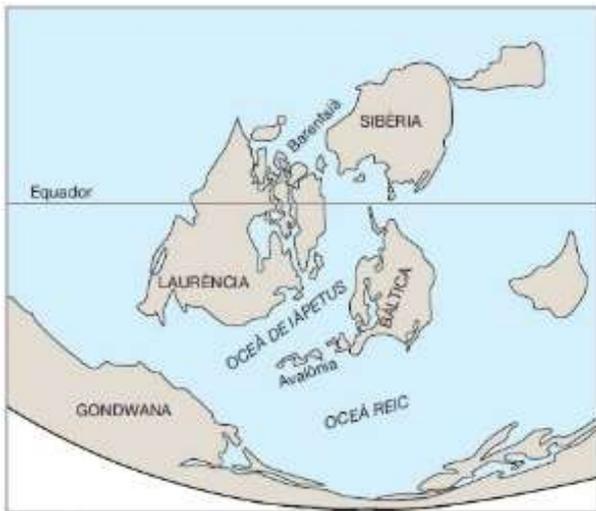
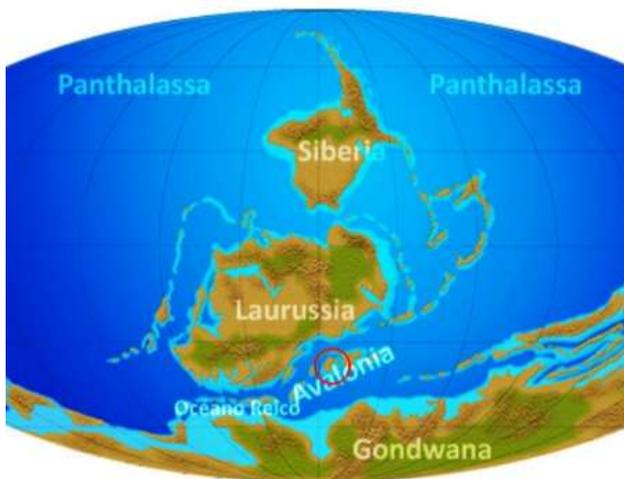


Figura 1: Situación de Gondwana, Laurentia, Siberia y Báltica con Avalonia hace 440 Ma. (19)



Devónico inferior, hace 400 Ma. Posición de la Península Ibérica marcada con un círculo rojo. (20)

Durante el Devónico, hace 370Ma, mientras se aproximaban Gondwana y Laurasia, se depositaron carbonatos de plataforma marina poco profunda en el mar que los separaba, muy ricos en fauna (cefalópodos, trilobites, corales, peces y otros organismos), y también sedimentos propios de cuencas marinas profundas, como las calizas rojas con goniatites y los niveles de acumulación de radiolarios.

En este momento tuvieron lugar las primeras etapas de la formación de Pangea, se empieza a producir una subducción del manto del continente de Gondwana por debajo del continente de Laurasia, cerrando poco a poco el Océano Réico (21).

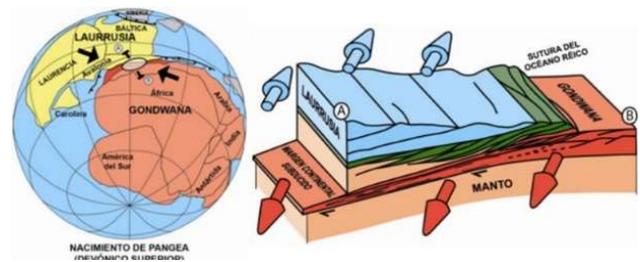


Figura 2: Formación de Pangea debido al choche de Laurasia sobre Gondwana.

En esta época, nuestro trilobite vivía en los mares poco profundos de la plataforma marina al norte de Gondwana (anteriormente pertenecientes al Océano Réico) y pese a que en esta época empieza a disminuir la diversidad de los trilobites, durante un tiempo, es probable que conviviesen bajo las mismas aguas los trilobites que en el futuro se encontrarán en el Macizo Ibérico, en Ramonete y en los pueblos al este de las montañas del Atlas Marroquí.

En estas aguas sedimentaban fangos carbonatados sobre los que se desarrollaron praderas de crinoides (lirios de mar), por las que deambulaban trilobites, equinodermos y moluscos.

Es cierto que durante el Devónico parte del continente de Gondwana se deslizó por debajo del continente de Laurasia. Sin embargo, esto no afectó a los terrenos que en el futuro constituirían las zonas externas de las Cordilleras Béticas. Pienso que, en esta época los fósiles de marinos pertenecientes al noroeste de España, los Marroquíes y los hallados en las Cordilleras Béticas, se encontraban a cotas superficiales en unas condiciones relativamente tranquilas, manteniendo el estado sedimentario de sus rocas, mientras parte de subducía Gondwana bajo Laurasia.

En esta época, hace 380Ma, entre finales del Devónico y mediados del Carbonífero, se produce la orogénia Varísca, formada por el choque entre Laurussia y Gondwana en la formación de Pangea, la cual duró unos 100Ma. En aquella época, el área geográfica que correspondería en el futuro con las zonas Sur y Oeste de la Península Ibérica y el norte de Marruecos, se encontraba en el punto caliente de colisión entre ambos continentes, por lo que

¿Existen trilobites en las Cordilleras Béticas?

geológicamente se caracterizó por estructuras de plegamiento acompañadas de procesos metamórficos de gran extensión y de una intensa actividad magmática intrusiva, iniciándose el proceso de una cadena de montañosa llamada la cordillera Varisca, constituida por lo que hoy en día correspondería con parte de las montañas del Atlas, el Macizo Ibérico, los Pirineos, los Alpes, etc.



Figura 4: Distribución de la orogénesis varisca sobre un mapa con la distribución actual de los continentes (22).



Carbonífero inferior, hace 340 Ma. (20)

Al finalizar la orogénesis Hercínica (o Varisca), ahora hace unos 305 Ma, las masas continentales del planeta habían quedado unidas (Figuras 5 y 6), formando un único supercontinente denominado Pangea, que en griego significa 'toda la Tierra'. Pangea estaba rodeada por un océano global, conocido como Pantalassa, que significa 'todos los mares'. En

el borde oriental de Pangea se extendía un gran golfo, que recibe el nombre de Tetis.

La futura Placa Ibérica estaba, en aquel momento, situada en el extremo occidental de Tetis y limitaba al norte con la futura Placa Europea, al oeste con la futura Placa Norteamericana y al sur con la futura Placa Africana (figura 5).

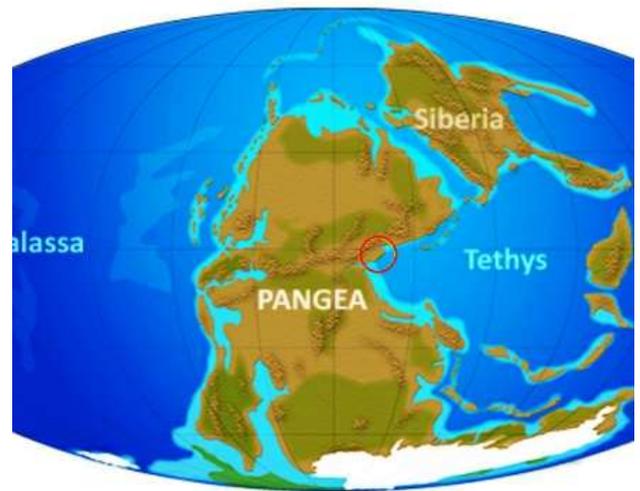


Figura 5: Pérmico inferior, hace 280 Ma: un supercontinente mundial, Pangea, y un océano global, Pantalassa (20)

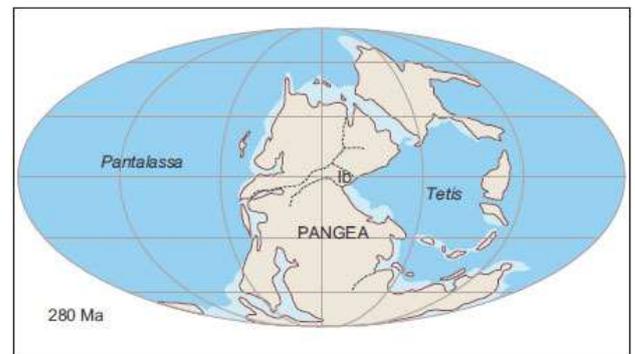


Figura 6: Restitución de Pangea, con las tierras emergidas, las plataformas continentales y la distribución de los mares y los océanos. Están indicados los futuros límites de las placas y la posición de la futura Placa Ibérica (Ib) (21).

A inicios del Triásico, hace 251 Ma, Pangea se empezó a fragmentar, iniciándose el ciclo Alpino.

Hacia finales del Triásico, hace 201 Ma, aquellas fracturas iniciales habían evolucionado hasta formar unos sistemas de grandes fallas que delimitaban depresiones parecidas al actual valle africano del Rift, (Uno de los valles

¿Existen trilobites en las Cordilleras Béticas?

'riffianos' se localizaba en la futura área pirenaica, y el otro, más importante y que fue inmediatamente invadido por el mar, en el área ocupada actualmente por el Sistema Bético, el Mar de Alborán y el estrecho de Gibraltar.

En la futura Península Ibérica se destacaban dos macizos emergidos: el Macizo Ibérico (la futura Meseta) y el Macizo del Ebro, hoy desaparecido.

Durante el Jurásico, la extensión del Rift a lo largo de algunas de las fracturas que limitaban los valles progresó hasta que se generó corteza oceánica, quedando así individualizadas nuevas placas tectónicas. Había empezado la apertura del Atlántico central (figura 7).

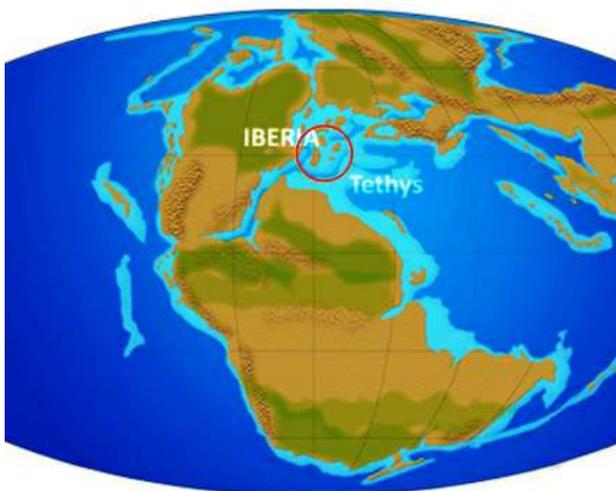


Figura 7: Jurásico inferior, hace 200 Ma. Inicios del Jurásico: Se reconocen el contorno de la Placa Norteamericana y la costa occidental de África, separadas por el Atlántico central, y la Placa Ibérica.

A lo largo del Jurásico, una parte importante de la futura Placa Ibérica se mantuvo sumergida bajo un mar poco profundo (figura 8). En unas condiciones climáticas más cálidas que las actuales (19).

Es posible que en aquella época los terrenos pertenecientes al Macizo Ibérico y a las montañas del Atlas se situasen próximos a la superficie, mientras que los terrenos pertenecientes a las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas a las cuales pertenece el Nevado Filábride y nuestro trilobite, se encontrasen a niveles mucho más profundos enterrados bajo el mar.

Hacia finales del Jurásico, unos 150 Ma atrás, las costas meridionales del Macizo Ibérico se habían separado alrededor de 500 km de las costas septentrionales de África. A lo largo de aquel espacio, las aguas del Océano de Tethys ya habían conectado con las del joven Atlántico, que a la sazón ya había logrado una anchura de 1.000 km, entre las costas meridionales de Terranova y las costas occidentales del Sahara (figura 8).



Figura 8: Restitución de la Placa Ibérica hace 145 Ma, a finales del Jurásico (19).

A finales del Cretácico inferior, hace 100 Ma, la Placa Ibérica se encontraba completamente individualizada de las placas circundantes (figura 9).



Figura 9: Restitución de la Placa Ibérica hace 100 Ma, a finales del Cretácico inferior (19)

¿Existen trilobites en las Cordilleras Béticas?

La superficie emergida de la Placa Ibérica había aumentado considerablemente desde el Jurásico superior e incluía gran parte del Macizo Ibérico.

Hacia la mitad del Cretácico superior, alrededor de 85 Ma atrás, la Placa Africana inició un movimiento de rotación en sentido antihorario en relación a la Placa Europea, a la vez que se desplazaba hacia el norte. Esto provocó el progresivo cierre de una parte del Océano de Tetis (figura 10).

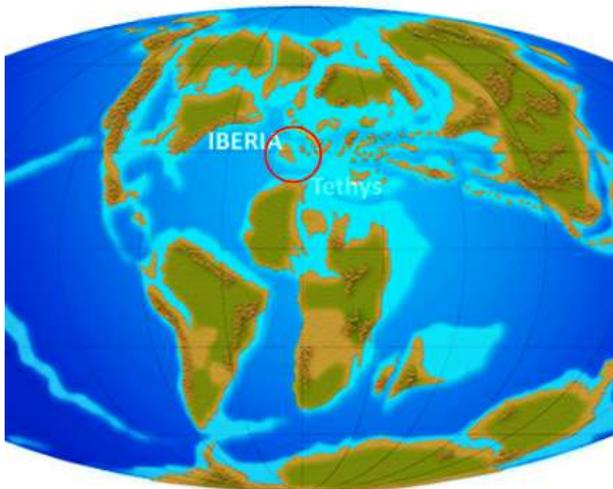


Figura 10: La configuración de la Tierra hace 90 Ma, a finales del Cretácico superior (19).

La Placa Ibérica, situada entre la Placa Africana y la Placa Europea, se vio empujada hacia el norte, iniciándose la convergencia con la Placa Europea y la consecuente deformación de los bordes contiguos de ambas placas.

A finales del Cretácico hace unos 65Ma, el proceso de convergencia entre la Placa Ibérica y la Placa Europea había conducido al inicio de la colisión entre ambas placas. (figura 11).

A principios del Eoceno, hace 55 Ma, se inicia la Orogenia Alpina

El choque de la placa tectónica africana con los restos del Macizo Hespérico (origen de la Meseta Central) y la placa europea, originó el plegamiento de los sedimentos depositados en el Mar de Tetis, que se elevaron. El choque produjo el plegamiento del Macizo Hespérico, dando lugar a Sierra Morena, la Cordillera

Cantábrica, los Pirineos y el Sistema Ibérico (23).

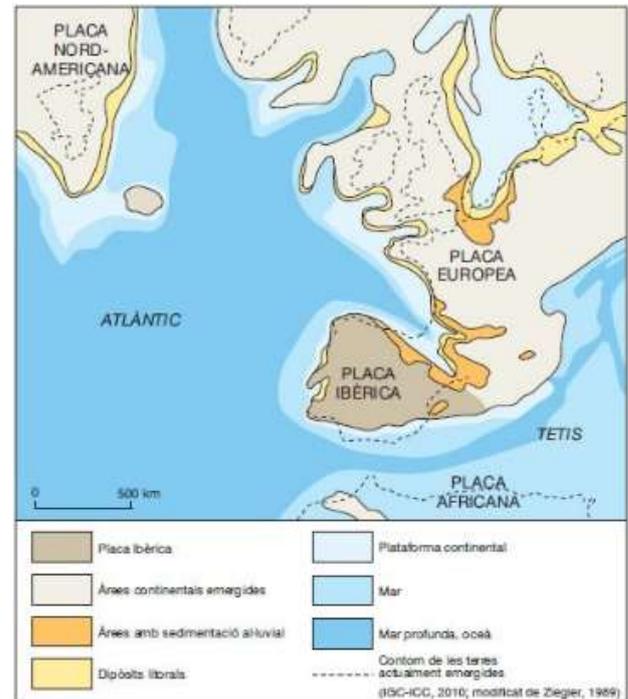


Figura 11: Restitución de la Placa Ibérica hace 65 Ma, a finales del Cretácico y principios del Paleógeno (19)

Al mismo tiempo, la placa africana comenzó a cambiar su dirección, del oeste al noroeste hacia Europa, produciendo las montañas del Atlas y la región del Rif, en un proceso de colisión que continúa hoy en día.

Y es en este contexto del choque entre ambas placas donde se produjo la formación de las Cordilleras Béticas.

Hace unos 30 Ma, debido a movimientos tectónicos, se empezó a generar un proceso de compresión entre la placa ibérica "oceánica" y la placa africana. Al ser la placa oceánica menos densa que la continental, la placa ibérica empezó a deslizarse por debajo de la placa africana en lo que se conoce como un proceso de subducción. En esta placa se encontraban los estratos del Nevado-Filábride, los cuales se introdujeron en el interior de la tierra del orden de 60 – 66Km (24), hecho sorprendente geológicamente hablando si se tiene en cuenta que el espesor de la corteza terrestre de la placa ibérica es del orden de entre 17 – 29 Km (25).

¿Existen trilobites en las Cordilleras Béticas?

Más sorprendente fue, si cabe, que 15 Ma de años atrás estos empujes empezaron a disminuir de intensidad, lo que produjo un efecto de exhumación de la corteza de la placa ibérica, el cual consiste en una elevación nuevamente de una parte de esta corteza terrestre sumergida, de vuelta de nuevo hacia la superficie, formando las zonas externas de las Cordilleras Béticas y llegando a aflorar a la superficie, trayendo consigo algunos fósiles supervivientes de ese potente metamorfismo.

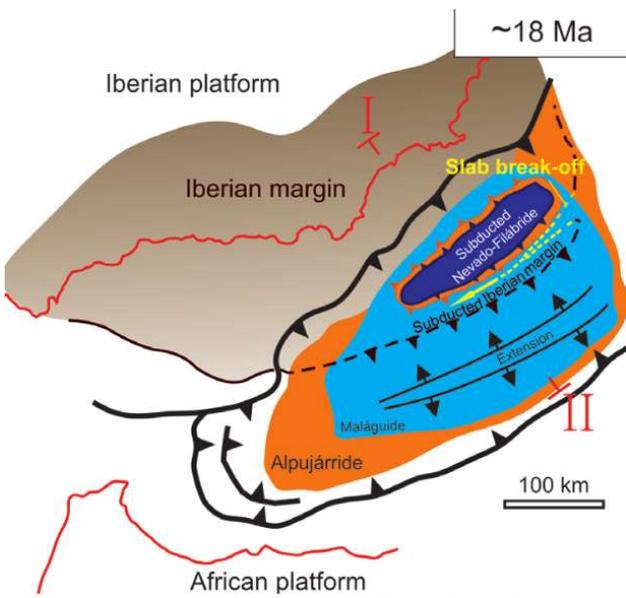


Figura: Dibujo simplificado, mostrando la evolución del complejo Nevado-Filábride durante la subducción y la exhumación. (24)

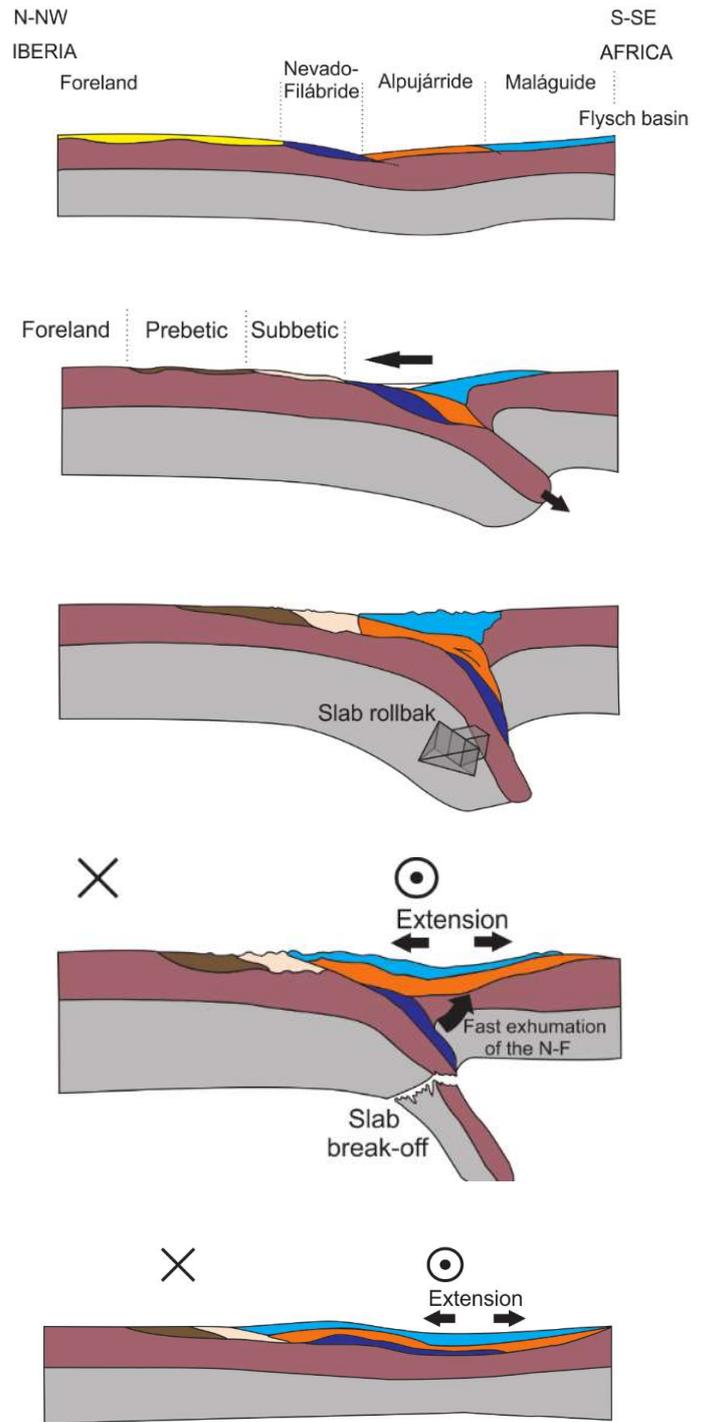


Figura: Reconstrucción en el tiempo del proceso de subducción y exhumación del complejo Nevado-Filábride. De arriba hacia abajo, hace 30, 25, 19, 15 y 12 Ma respectivamente. (24)

9. CONCLUSIÓN

Es posible que la fauna marina (entre ella, los trilobites) que aparecen actualmente en el norte de España, en las Cordilleras Béticas y en Marruecos, de época Devónica (370Ma), podían haber vivido bajo el mismo mar en los márgenes poco profundos del continente Gondwana.

En estas aguas sedimentaron fangos carbonatados sobre los que se desarrollaron praderas de crinoides (lirios de mar), por las que deambulaban trilobites, equinodermos y moluscos.

Los fósiles de esta fauna marina, pertenecientes al Devónico que se encuentran en Marruecos y en el Sistema Ibérico aparecen generalmente articulados, mientras que los del Nevado Filábride de las Cordilleras Béticas suelen aparecer en gran medida desarticulados debido a una larga exposición de los restos esqueléticos, lo que nos indica que el mar donde vivía la fauna del Nevado Filábride era una zona tafonómicamente más activa y que mostraba un retrabajamiento continuo de los sedimentos en comparación con los futuros terrenos Marroquíes y del oeste Peninsular.

Es sorprendente pensar el asombroso viaje geológico que ha realizado el trilobite Murciano hasta llegar a nosotros,

Ya que, mientras una parte de los depósitos marinos del Devónico, han evolucionado a lo largo del tiempo en un proceso bastante estable formando rocas sedimentarias que han aflorado posteriormente en terrenos Marroquíes y occidentales de la Península Ibérica. Otros depósitos subdubjeron al interior de la corteza terrestre durante la Orogenia Varísca, a medida que se producía el choque de los continentes de Laurussia y Gondwana, introduciéndose en el manto terrestre a altísimas profundidades a medida que este mar iba desapareciendo y se formaba Pangea, sufriendo un proceso de fuertes presiones y temperaturas y sobreviviendo al metamorfismo de las rocas en las que se encontraban, para millones de años después emerger a la superficie en un gran episodio metamórfico debido a los movimientos tectónicos de la Orogenia Alpina que produjo la aparición en la superficie de estas rocas tan antiguas que en la actualidad forman el complejo Nevado Filábride de las Cordilleras Béticas y que en su fascinante viaje nos han traído algunos fósiles de los más antiguos de la tierra.

10. BIOGRAFÍA

(1) Preservación excepcional de fósiles en rocas carbonatadas metamórficas de la Formación Inferior del Complejo Nevado-Filábride, Zonas Internas de la Cordillera Bética (Águilas, Murcia, SE de España). Casto Laborda López. Trabajo Fin de Máster.

(2) https://es.wikipedia.org/wiki/Zona_externa_b%C3%A9tica

(3) https://es.wikipedia.org/wiki/Cordillera_Penib%C3%A9tica

(4) Caracterización petrográfica y geoquímica de diques básicos de las zonas externas de la cordillera bética. Aitana Sahagún Olcina. Facultad de Ciencias Grado en Geología trabajo fin de grado.

(5) Conferencia del geólogo Casto Laborda en el IES Alfonso X, 7 noviembre 2019,

(6) www.mundoprehistorico.com

(7) Guía de trilobites del Ordovícico Medio de Castilla-La Mancha y Extremadura.

(8) Investigación y Ciencia, abril, 2005. Trilobites. Richard A. Fortey. ©American Scientist Magazine.

(9) Fossil assemblages and biostratigraphy of metamorphic rocks of the Nevado-Filábride Complex from the Águilas tectonic arc (SE Spain). C Laborda-López, J Aguirre, SK Donovan, P Navas-Parejo, S Rodríguez. Spanish journal of palaeontology 30 (2), 275-292

(10) Menéndez Valderrey, J.L. "Morfología de los trilobites". Asturnatura.com. (en línea) Num. 105, (consultado el 23/2/2020). Disponible en <<https://www.asturnatura.com/articulos/trilobites/morfo.php>>. ISSN 1887-5068

(11) Surviving metamorphism: taphonomy of fossil assemblages in marble and calc-silicate schist. C Laborda-Lopez, J Aguirre, SK Donovan. Palaios 30 (9), 668-679

(12) http://es.m.wikipedia.org/wiki/Carbonato_de_calcio

(13) <http://historiascienciasquinones.blogspot.com/2016/05/el-macizo-hesperico-i-franz-lotze.html>

(14) https://es.wikipedia.org/wiki/Yacimientos_c%C3%A1mbricos_de_Murero#Bilbiliense_.28C.C3.A1mbrico_inferior.29.

(15) Liñan, E.; Gozalo, R.; Palacios, T.; Gámez Vintaned, J. A., Ugidos, J. M. y Mayoral, E. (2002) «Cambrian». En: Gibbons, W. y Moreno, T. (eds.) The geology of Spain. Bath: The Geological Society Publishing House: 17-30 ISBN 1-86239-110-6

(16) <http://historiascienciasquinones.blogspot.com/2015/04/trilobites-de-espana.html>

(17) Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo (2016). "En el extremo de la Zona Cantábrica". Jenaro L. García-Alcalde1

(18) Geodinámica de las cordilleras del alto y medio atlas: Síntesis de los conocimientos actuales. A. Teixell, P. Ayarza, E. Tesón, J. Babault, F. Alvarez-Lobato, M. Charroud, M. Julivert, L. Barbero, M. Amrhar y M.L. Arboleya.

(19) Fuente: Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. <https://www.icgc.cat/es/>
<https://www.icgc.cat/es/Ciudadano/Explora-Cataluna/Atlas/Atlas-geologico-de-Cataluna/Historia-geologica-de-Cataluna>

¿Existen trilobites en las Cordilleras Béticas?

(20) <http://www.geodiversidad.es/geologia-de-iberia>

(21) Díez Fernández, Rubén, Martínez Catalán, José R., Arenas, Ricardo, Abati, Jacobo, The onset of the assembly of Pangaea in NW Iberia: Constraints on the kinematics of continental subduction, *Gondwana Research* (2012), doi: 10.1016/j.gr.2011.08.004

(22) Jo weber - Drawn on part of Image:Physical World Map 2004-04-01.jpeg, Physical World Map 2004-04-01 CIA World Factbook; Robinson projection; standard parallels 38°N and 38°S. Original is US-Government Public Domain. Sources for distribution of variscan chains see below
Distribution of variscan chains s.l.

(23) Fuente: Cordobapedia

(24) Santamaría-López, Á., Lanari, P., & de Galdeano, C. S. (2019). Deciphering the tectono-metamorphic evolution of the Nevado-Filábride complex (Betic Cordillera, Spain)—a petrochronological study. *Tectonophysics*, 767, 128158. (pag111).

(25) <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2017JB014994>. (apartado 3.2).

La Asociación Cultural Paleontológica Murciana

La Asociación Cultural, Paleontológica Murciana, es una entidad jurídica de ámbito regional, que tiene como fines fundamentales el estudio y fomento de la Paleontología, así como proteger y difundir dicho Patrimonio en la Región de Murcia.

Los medios para lograr estos objetivos son:

- Mantener un museo de paleontología y fomentar las visitas al mismo.
- La publicación de una página web llamada "Educarm-fósil" monográfica de paleontología y albergada dentro del Portal educativo EDUCARM, de la Consejería de Educación y Cultura.
- Publicar periódicamente este Boletín en el que se plasman las inquietudes y trabajos de investigación de los socios y colaboradores.
- Colaborar con la Universidad y especialistas en investigaciones y proyectos científicos.
- Realizar nuestra labor dentro del marco legal actual, en estrecha colaboración con la Dirección General de Bienes Culturales de la Consejería de Educación y Cultura.
- Realizar Exposiciones temporales, dar conferencias y charlas a la población en general y a la escolar en particular, con el fin de que aprecien y respeten nuestro rico patrimonio Paleontológico y Mineral.

Esto es en resumen la labor a la que dedicamos nuestro tiempo y empeño los miembros de la asociación, fruto de un esfuerzo colectivo y una gran ilusión, donde con errores y aciertos vamos cumpliendo metas.

Solo nos falta decir que somos una asociación abierta, e invitamos a unirse a nosotros tanto a los aficionados con interés en conocer, como a aquellos que por sus conocimientos tienen mucho que aportarnos, entre todos lograremos ser cada día mejores.

Si te ha gustado este Boletín y quieres unirse a la asociación puedes ponerte en contacto con nosotros en: paleontologia@murciaeduca.es ; o llamando al 608.82.07.18, o mejor, ven un día a visitarnos y conoce nuestro museo que está situado en el Centro de Enseñanza "Severo Ochoa", en el Camino de Tiñosa, 50; 30158 - Los Garres. Murcia

**Asociación**
Cultural
Paleontológica
Murciana
XX ANIVERSARIO 1999 - 2019





CENTRO C.A.I.
SUBVENCIONADO POR
LA CONSEJERÍA DE POLÍTICA SOCIAL,
MUJER E INMIGRACIÓN
AYUDAS PEQUEÑAS

Infantil (1^{er} Ciclo)

De 1 a 2 años

Infantil (2^o Ciclo)

De 3 a 5 años

Primaria

Secundaria



CENTRO DE ENSEÑANZA CONCERTADO



Bachillerato

-Humanidades y
Ciencias Sociales
-Ciencias y Tecnología

C.F. Grado Medio

-Instalaciones Eléctricas
y Automáticas
-Gestión Administrativa

C.F. Grado Superior

-Desarrollo de Proyectos
Urbanísticos y Operaciones
Topográficas

apuesta por la calidad

- Escuela de navidad, primavera y verano
- Comedor escolar
- Actividades extraescolares
- Deporte Escolar
- Club de Medio Ambiente
- Escuela de padres
- Actividades para padres
- Psicomotricidad, música e inglés a partir de 3 años
- Gabinete psicopedagógico
- Logopedia
- Atención individualizada
- Amplio horario
- Semana Cultural "Severo Ochoa"
- Semana Profesional (Ciclos Formativos)
- Olimpiada Escolar
- Aniversario Severo Ochoa (15 de Mayo)
- Sede del Museo Paleontológico Regional
- Jornada de lectura
- Exposiciones y charlas
- Red de Jóvenes Solidarios

...y mucho más

Camino de Tiñosa, 50 - 30158 Los Garres (Murcia)

Tel. 968 822 701 - Fax 968 822 965

E-mail: info@severoochoa.net

www.severoochoa.net