

## Registro geológico de eventos de impacto meteorítico en España: revisión del conocimiento actual y perspectivas de futuro

Geological record of meteorite impact events in Spain: review of current knowledge and  
future perspectives

Enrique Díaz-Martínez

*Dirección de Geología y Geofísica, Instituto Geológico y Minero de España, 28760 Tres Cantos, Madrid (Spain),  
e.diaz@igme.es*

Received: 22/10/03 / Accepted: 01/06/04

### Resumen

En este trabajo se realiza una recopilación y revisión de los últimos resultados y avances en relación con las evidencias de eventos de impactos extraterrestres presentes en el registro geológico de España. Las evidencias encontradas en el registro sedimentario indican que el único depósito de eyecta de impacto meteorítico demostrado hasta el momento es el del límite Cretácico-Terciario (Zumaya, Agost, Caravaca). Al contrario, el reexamen de las evidencias propuestas para explicar el origen de la cubeta de Azuara (Zaragoza) como resultado de un impacto meteorítico presentan numerosas inconsistencias que no apoyan tal origen, sino que favorecen un origen tectónico, y por tanto su eliminación de las bases de datos de impactos meteoríticos. El vidrio vesicular de El Gasco (Las Hurdes) presenta fases minerales indicadoras de fusión parcial de los materiales del sustrato a alta temperatura (lechatelierita, hercinita, hierro nativo). Los últimos estudios permiten descartar la posibilidad de un origen volcánico, metalúrgico o impactogénico, favoreciendo la hipótesis de vitrificación de una construcción humana. La cubeta endorreica de la laguna de Hervías (La Rioja) presenta una morfología de cráter de impacto oblicuo, aunque todavía no se ha demostrado la presencia de metamorfismo de impacto, y hacen falta más estudios para confirmar su carácter tectónico o impactogénico.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos y los errores cometidos durante estos últimos años, se pueden establecer dos conclusiones generales en relación con futuras investigaciones sobre impactos meteoríticos en España: (a) no se debe asignar un origen de impacto meteorítico a un sedimento, roca o estructura a no ser que se hayan encontrado evidencias inequívocas de metamorfismo de impacto cuya exactitud y autenticidad haya sido suficientemente comprobada, contrastada y corroborada por equipos independientes, y (b) el registro geológico de España ofrece un buen potencial para los estudios de impactos meteoríticos, y todavía queda mucho por hacer en este campo de investigación. En este sentido, se proponen varias unidades con potencial impactogénico.

*Palabras clave:* Impacto meteorítico, cráter, eyecta, Azuara, Cretácico/Terciario, España.

### Abstract

The present is a compilation and review of recent results related to existing knowledge of evidence for extraterrestrial impact events in the geologic record of Spain. A review of the evidence in the sedimentary record reveals that the only proven impact ejecta is found at the Cretaceous-Tertiary boundary (Zumaya, Agost, Caravaca). In contrast, a re-examination of the alleged evidence for a meteoritic impact origin in the Azuara basin indicates many inconsistencies that do not support such an origin, but instead favoured a tectonic origin, thus this site is withdrawn from the impact database. Also, vesicular glass from El Gasco (Las Hurdes) displays mineral phases indicative of high-temperature and partial melting of the underlying Proterozoic rocks (lechatelierite, hercynite, iron

droplets), but recent studies rule out possible origin from either volcanism, meteorite impact or smelting. The evidence at that site is more compatible with the hypothesis of vitrification from human activities. The endorheic lacustrine basin of Hervías (La Rioja) presents a crater-like morphology suggestive of an oblique impact. However, shock metamorphism has not yet been proven, and more research is needed to test its tectonic or impact origin.

Based on latest results, and taking account of error of interpretation in the past recent years, two overall conclusions can be drawn in relation to future research on meteoritic impacts in Spain.: (a) a meteoritic impact origin should not be assigned to a sediment, rock or structure unless there is unequivocal evidence for impact-induced shock metamorphism, and (b) the geological record of Spain offers good potential for impact studies, but much more research has to be done in this field. Several units are proposed with impactogenic potential.

*Keywords:* meteorite impact, crater, ejecta, Azuara, Cretaceous/Tertiary, Spain.

## 1. Introducción

La identificación de una posible relación de causalidad entre una extinción masiva y un impacto meteorítico depende de la fiabilidad de la información disponible para cada tipo de evento. Por un lado, las extinciones masivas se establecen a partir de los datos procedentes del registro bioestratigráfico, que acumula ya varios siglos de historia y progreso del conocimiento, con miles de científicos dedicados a ello, y ha resultado en una ingente cantidad de información en continua revisión y actualización. Se trata, por lo tanto, de una base de datos que puede ser analizada con suficiente fiabilidad para identificar variaciones en la tasa de extinción, así como los intervalos de tiempo en que esta tasa alcanza su máxima aceleración dando lugar a lo que conocemos como extinciones masivas. Por otro lado, el estudio del registro geológico de impactos de bólidos tiene sólo varias décadas de historia de desarrollo científico. Su base de datos también está en continua revisión y actualización (Grieve, 1987), pero todavía es relativamente limitada y no permite un análisis estadístico y de series temporales tan fiable y concluyente como en el caso de las extinciones. Esta diferencia, junto con la escasa comunicación entre las comunidades científicas que estudian los diferentes procesos involucrados, está en el origen de la actual situación de escepticismo a la hora de analizar la posibilidad de asignar un origen extraterrestre a un evento de extinción. En el caso de España, la situación se acentúa y agrava. En un intento de contribuir a mejorar el conocimiento sobre impactos meteoríticos en nuestro país, desde el Laboratorio de Geología Planetaria del Centro de Astrobiología, y durante los últimos cuatro años (2000-2003), desarrollé una línea de investigación sobre identificación, evaluación, caracterización y análisis del registro geológico de eventos de impacto meteorítico en España. El resumen de estos resultados, ya recientemente presentados en congresos y publicados en revistas científicas en su mayor parte (Cortés *et al.*, 2002; Díaz-Martínez *et al.*, 2001a; 2001b; 2002a; 2002b; 2002c; Sanz-Rubio *et al.*, 2000; 2001; 2002), es el principal objeto de este trabajo.

A pesar de su aparente escasez en nuestro país, y aunque a primera vista no lo parezca, la superficie de la Tierra presenta multitud de rocas, sedimentos, morfologías y estructuras resultado de la colisión de nuestro planeta con asteroides y cometas. El estudio de este registro geológico permite identificar numerosas evidencias de procesos de craterización e impactos meteoríticos. Estas evidencias se pueden agrupar en tres tipos principales: (a) morfologías y formaciones superficiales resultantes del proceso de excavación y posterior colapso gravitativo del cráter: forma de cuenco, borde sobreelevado, escarpes, material transportado en masa (deslizamientos y corrimientos de tierra), elevación central, etc., (b) estructuras tectónicas y metamórficas relacionadas con diferentes procesos de craterización y deformación del sustrato impactado (fracturación, plegamiento, *shattering*, *shocking*, etc.), y (c) rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de neoforación -es decir, que no existían antes y se han formado como consecuencia del impacto-, incluyendo depósitos de eyecta distal y anomalías geoquímicas interstratificados en el registro sedimentario. Aunque al neófito pueda parecerle que todo este tipo de evidencias no existen en España, la verdad es que durante las últimas décadas se han realizado algunos hallazgos y propuestas que evidencian un gran potencial cuyo conocimiento se encuentra limitado únicamente por el escaso interés y financiación dedicados hasta hace poco a este campo de investigación de la geología planetaria.

Como veremos más adelante, hasta el momento en España solamente se ha podido confirmar de forma inequívoca la evidencia de un evento de impacto meteorítico en el registro geológico, aunque también se han identificado varias unidades con potencial de haberse originado por impacto, algunas de las cuales se encuentran actualmente en estudio. Los objetivos concretos de este trabajo son (a) dar a conocer las últimas investigaciones realizadas sobre el registro geológico de eventos de impacto meteorítico en España (Fig. 1), (b) hacer una revisión crítica de lo que se conoce hasta el momento, con especial énfasis en la interpretación de unidades y estructuras de potencial o dudosa relación con impactos meteoríticos, (c) promover en

España este tipo de investigaciones y proponer posibles futuras líneas de investigación, y (d) insistir en el carácter multidisciplinar del estudio de los impactos meteoríticos, que siempre debería integrar aspectos mineralógicos, petrológicos, geoquímicos, estratigráficos, tectónicos, magmáticos, metamórficos y sedimentológicos, intentando no olvidar la experimentación y modelización analógica y digital de los procesos involucrados.

## 2. Registro sedimentario de eventos de impacto

De forma simplificada y a grandes rasgos, el registro sedimentario de los impactos meteoríticos se puede agrupar en: (a) material transportado en masa (deslizamientos y corrimientos de tierra) en el interior del cráter durante el proceso de modificación del cráter transitorio, (b) material eyectado en el entorno próximo del cráter (varios radios de distancia), generalmente de tamaño y composición muy variable y con escasa redistribución, y (c) material eyectado a grandes distancias, generalmente redistribuido por las corrientes en la atmósfera y la hidrosfera, y por lo tanto de tamaño y composición condicionados por el tipo de agente de transporte y su tiempo de actuación. La composición litológica más característica en los depósitos de eyecta proximal (b) son las brechas y suevitas, mientras que en los depósitos de eyecta distal (c) la composición litológica más característica son las capas con esférulos y minerales indicadores de metamorfismo de impacto.

### 2.1. Registro proximal de eventos de impacto

La cubeta de Azuara, en la provincia de Zaragoza (41°01'N-00°55'W, Figs. 1 y 2), tiene unos 30-40 km de diámetro y es la única estructura de la Península Ibérica para la que se ha propuesto formalmente un origen de impacto. Después de su identificación y propuesta en los años 80 (Ernstson *et al.*, 1985), surgió un fuerte debate sobre el origen tectónico o por impacto de esta estructura (Ernstson y Fiebag, 1992; Aurell *et al.*, 1993). En un trabajo reciente, Cortés *et al.* (2002) refutaron los principales argumentos que habían sido propuestos a favor de la hipótesis de impacto, pues las evidencias que se habían presentado no sólo no eran inequívocas ni concluyentes, sino que permitían otra interpretación más probable dentro del marco tectonoestratigráfico regional. Resulta de interés mencionar que cráteres de impacto meteorítico de tamaño menor y edad similar a los propuestos para la estructura de Azuara (por ejemplo, el de Ries en Alemania o el de Haughton en Canadá) muestran numerosas características inequívocamente relacionadas con impac-

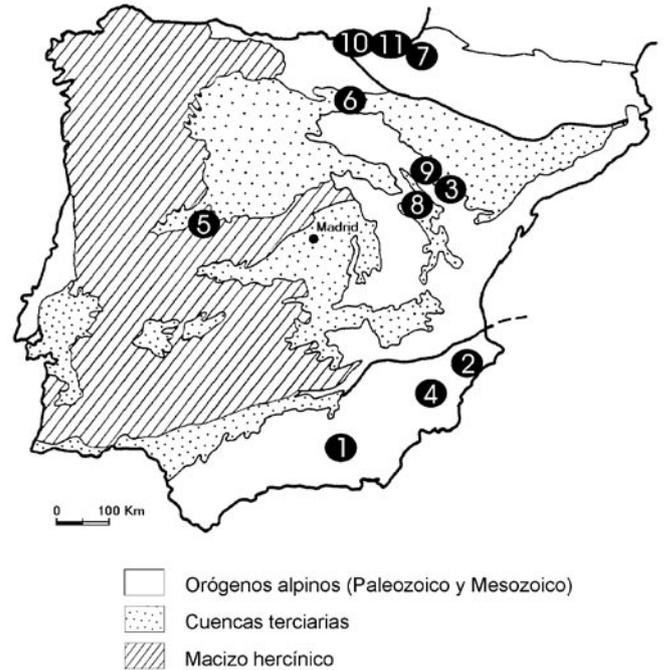


Fig. 1.- Localidades mencionadas en el texto: (1) Alamedilla, (2) Agost, (3) Azuara, (4) Caravaca, (5) El Gasco, (6) Hervías, (7) Osinaga y Musquiz, (8) Pozuel del Campo, (9) Ricla, (10) Sospelana, (11) Zumaya.

Fig. 1.- Localities mentioned in the text: (1) Alamedilla, (2) Agost, (3) Azuara, (4) Caravaca, (5) El Gasco, (6) Hervías, (7) Osinaga and Musquiz, (8) Pozuel del Campo, (9) Ricla, (10) Sospelana, (11) Zumaya.

tos (*shatter cones*, metamorfismo de impacto) que no se observan en Azuara.

La cubeta de Azuara se sitúa unos 50 km al sur de Zaragoza, en el flanco nororiental de la Cordillera Ibérica, formando parte de la cuenca del Ebro (NE de España; Fig. 2). La estructura que actualmente se puede observar en la región de Azuara corresponde a una cuenca sedimentaria de tipo *piggy-back*, rellena de materiales del Terciario, y delimitada por pliegues y fallas que afectan al basamento del Precámbrico-Paleozoico y a la cobertura del Mesozoico y Cenozoico (Cortés y Casas-Sainz, 1996). La interpretación de esta estructura como debida a un impacto meteorítico se basó en evidencias tales como estratigrafía invertida, presencia de megabrechas y megabloques, diques de brecha, una anomalía negativa de gravedad, y algunos supuestos indicadores de alta presión y temperatura (Ernstson *et al.*, 1985; Ernstson y Claudín, 1990; Ernstson y Fiebag, 1992; Ernstson *et al.*, 1999). Tal como demostraron Aurell *et al.* (1993), la hipótesis de impacto era incompatible con la evolución tectónica y sedimentaria de la zona de Azuara, y en general con la evolución de la Cordillera Ibérica y la cuenca del Ebro, llevándoles a proponer interpretaciones alternativas para

cada uno de los criterios que habían sido utilizados como evidencia del impacto. Entre ellas se encuentran observaciones como: (a) la estratigrafía invertida se debe a la tectónica alpina cenozoica, (b) muchas de las brechas se deben a procesos diagenéticos o edáficos (disolución de evaporitas con colapso de las rocas carbonáticas que las alojan, procesos endokársticos, formación de caliches, etc.), (c) los diques de brecha también se deben a formación de karst y paleosuelos en carbonatos, y (d) la anomalía negativa de la gravedad se debe a la utilización de una base de datos incompleta, restringida al interior de la cuenca sedimentaria de Azuara, y resulta de su particular geometría (cubeta), independientemente del origen que se le atribuya. Cortés y Casas Sáinz (1996) concluyeron que la estructura de Azuara se debe a un acortamiento tectónico regional en dirección N-S durante el Terciario, que controló la deformación tanto en el basamento paleozoico como en la cobertera mesozoico-terciaria, e interpretaron esta estructura como una cubeta sinclinal situada sobre una importante depresión del basamento, limitada al norte por un arco de pliegues y fallas, y al sur por otro sistema de pliegues y fallas más pobremente definido. Estas interpretaciones refutan y son incompatibles con las evidencias e hipótesis previamente propuestas por el grupo de Ernstson.

El único depósito propuesto en España como eyecta proximal de la estructura de Azuara es la Formación Pelarda (Ernstson y Claudín, 1990), situada unos 10 km hacia el sur del supuesto borde del cráter (Fig. 2), sobre depósitos de abanicos aluviales de la cuenca terciaria de Calatayud-Montalbán. El origen y edad de la Formación Pelarda todavía se encuentra en estudio, y ha sido interpretada como una de las frecuentes formaciones superficiales de materiales sedimentarios aluviales de edad Plioceno-Pleistoceno (facies de "Raña") presentes por toda la zona central de España (ITGE, 1989; ITGE, 1991). Ernstson y Claudín (1990) y Ernstson y Fiebag (1992) interpretaron esta formación como un remanente del manto de eyecta originalmente más extenso en torno a la estructura de Azuara. Los conglomerados y diamictitas de la Formación Pelarda en la Sierra de Pelarda abarcan una superficie de unos 30 km<sup>2</sup>, y están compuestos de clastos de cuarcita redondeados a subredondeados, de tamaño muy variable pero que llega a alcanzar hasta 1 m de diámetro, erosionados del basamento paleozoico local, e incluidos en una matriz arenoso-limoso-arcillosa sin orientación u ordenación aparente (Fig. 3B). Carls y Monninger (1974) mencionaron también la presencia de algunos cantos de arenisca procedentes del Buntsandstein, pero no observaron carbonatos. Ernstson y Claudín (1990) añadieron la identificación de megaclastos del Buntsandstein, clastos esporádicos de caliza, y clastos

de marga del Paleógeno, además de bloques y cantos de cuarcita, esquisto y pizarra con estrías y pulido. Estos autores describieron como evidencia de deformación y metamorfismo de impacto la presencia de clastos fracturados y plásticamente deformados, algunos de ellos con deformación rotacional, así como la presencia de varios conjuntos de estructuras de deformación planar en granos de cuarzo (también denominadas PDFs, del inglés *planar deformation features*). Estos PDFs, identificados originalmente con microscopía óptica, fueron reevaluados posteriormente con microscopía electrónica de transmisión por un equipo independiente especializado en metamorfismo de impacto, quienes llegaron a la conclusión de que estas estructuras en los granos de cuarzo son más bien debidas a deformación tectónica, sin ninguna relación con metamorfismo de impacto (Langenhorst y Deutsch, 1996).

Suponiendo que la estructura de Azuara fuera un cráter de impacto, sólo se pueden usar métodos de datación relativa para datar el evento y los supuestos depósitos de eyecta proximal. Esto es debido a que hasta el momento no se ha demostrado la existencia de una capa de fundido de impacto (*impact melt sheet*) ni verdaderas suevitas relacionadas con la estructura (que sí que existen en cráteres de menor tamaño como Ries y Haughton), y por lo tanto no se han podido aplicar métodos de datación radiométrica en vidrios y minerales de neoformación. Además, casi toda la superficie de la estructura de Azuara está cubierta por sedimentos cenozoicos, y no existen sondeos profundos. Basándose en la existencia de materiales miocenos que no están afectados por la tectónica, y otros materiales eocenos incorporados en los diques de brecha, Ernstson y Fiebag (1992) propusieron una edad Eoceno superior-Oligoceno para la Formación Pelarda. Sin embargo, los datos de paleontología de vertebrados de las unidades situadas inmediatamente por debajo de la Formación Pelarda indican que esta formación tiene una edad posterior al Oligoceno inferior (zona MP 21 del yacimiento paleontológico de Olalla; Peláez-Campomanes, 1993). Estos datos no excluyen una edad más reciente para la Formación Pelarda, que en conclusión es interpretada como un depósito de abanico aluvial proximal de edad Plioceno o Pleistoceno y carácter local, originalmente adosado a relieves paleozoicos hoy ya denudados (Cortés *et al.*, 2002).

## 2.2. Registro distal de eventos de impacto

Las evidencias que se encuentran en formaciones sedimentarias y que pueden ser consideradas como depósitos de eyecta distal de impactos son (a) anomalías geoquímicas de elementos e isótopos indicadores de componente cosmogénico (Ir, <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os, etc.), (b) presencia de eyecta

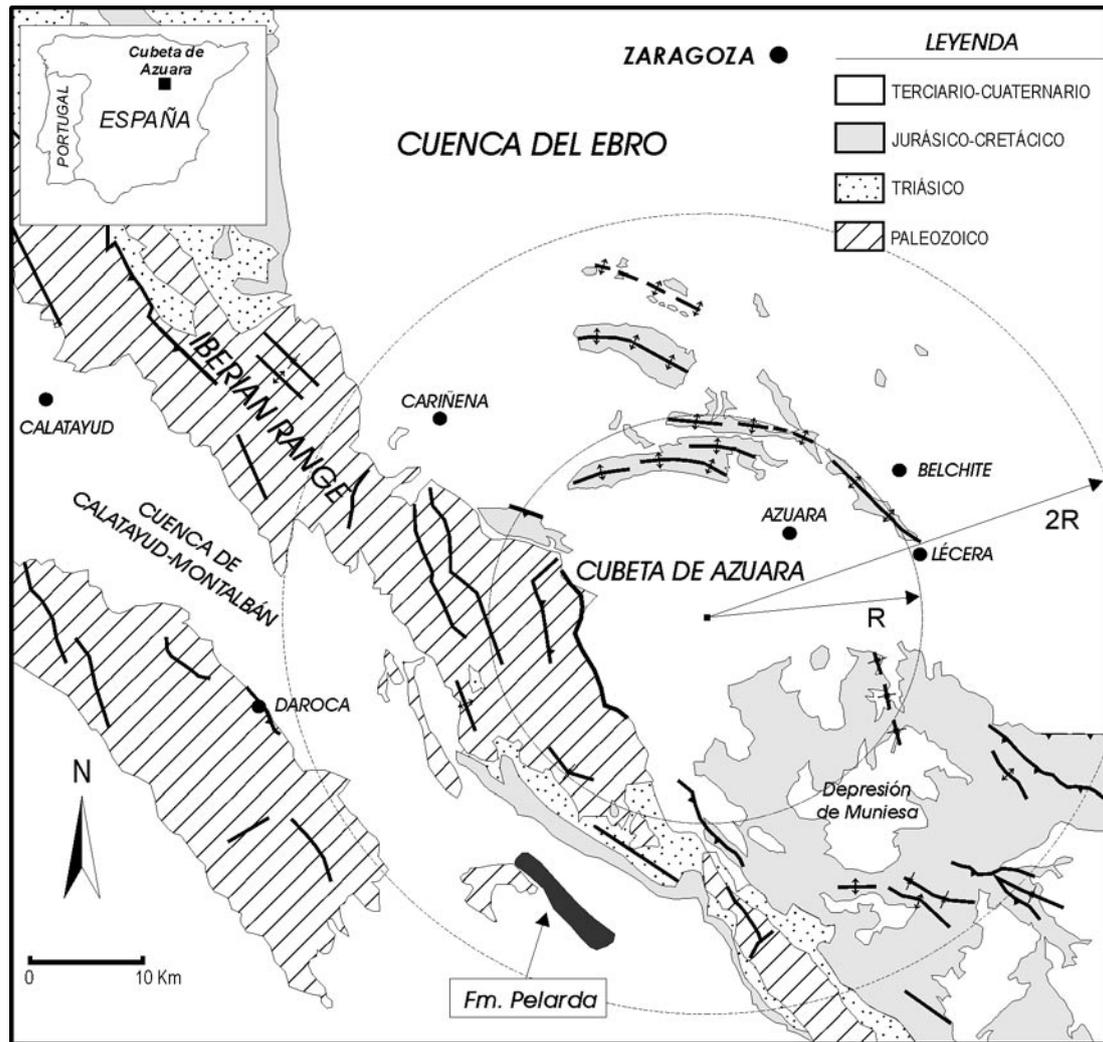


Fig. 2.- Esquema geológico de la estructura de Azuara y cuencas adyacentes de Calatayud-Montalbán y del Ebro (modificado de Cortés y Casas Sáinz, 1996). La Formación Pelarda se sitúa al sur de la estructura de Azuara, marcada con un círculo en el mapa (R). También se indica una distancia de un radio desde el borde de la estructura (2R).

Fig. 2.- Geological sketch map of the Azuara structure and basins adjacent to Calatayud-Montalbán and Ebro (modified after Cortés and Casas Sáinz, 1996). The Pelarda Formation is located southward of the Azuara structure, marked by a circle in the map (R). It also indicates a distance of one radius from the edge of the structure (2R).

de impacto en los sedimentos, tales como minerales con metamorfismo de impacto, microtectitas o esferulitos, etc., y (c) depósitos de tsunami (Montanari y Koeberl, 2000). La investigación del registro distal de eventos de impacto se basa en la realización de estudios de detalle en secciones estratigráficas que contengan límites cronoestratigráficos relacionados con grandes eventos bióticos y/o climáticos del Fanerozoico, sobre todo si en otros lugares existen indicios de que estos límites están relacionados con impactos meteoríticos. Por ejemplo, para los últimos 150 millones de años, este sería el caso de los límites Jurásico-Cretácico, Cretácico-Terciario y Eoceno terminal (Montanari *et al.*, 1998; Montanari y Koeberl, 2000). Hasta el momento, en España se ha propuesto la presencia de eyecta distal de impactos en relación con los límites Dogger-Malm, Cretácico-Terciario y Paleoceno-

Eoceno, tal como se explica a continuación. Evaluando estas evidencias se puede concluir, de forma resumida, que en España sólo se ha encontrado registro distal de evento de impacto en el límite Cretácico-Terciario. Los estudios sobre la extinción del Paleoceno-Eoceno en España indican grandes cambios en las condiciones paleoceanográficas cuya causa es todavía materia de discusión, aunque no se descarta la posibilidad de impacto.

### 2.2.1. Límite Jurásico Medio-Superior (o Dogger-Malm)

En la mayoría de las cuencas sedimentarias del entorno del océano Atlántico, el límite Jurásico medio-superior está asociado a una laguna estratigráfica que abarca como mínimo el intervalo Calloviense superior-Oxfordiense inferior (tres biozonas de ammonites), aunque en algunos lugares el registro estratigráfico que falta es mucho ma-

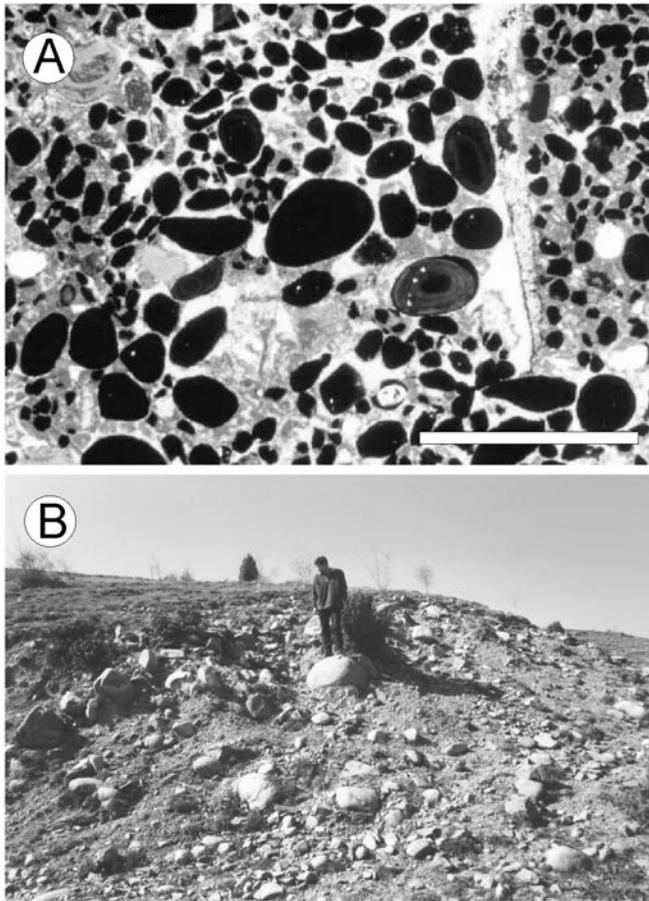


Fig. 3.- A) Fotomicrografía mostrando un aspecto general de la capa de Oolitos de Arroyo Frio (límite Dogger-Malm). Luz polarizada con nicóles cruzados. La barra de escala es de 1 mm. B) Bloques de cuarcita del Paleozoico inferior en la zona suroeste de los afloramientos de la Formación Pelarda.

Fig. 3.- A) Photomicrograph showing a general view of the Oolite bed from Arroyo Frio (Dogger/Malm boundary). Cross nicols polarized light. Scale bar=1mm. B) Lower Paleozoic quartzite blocks from outcrops of the southwestern area of the Pelarda Formation.

yor. A escala regional, generalmente se acepta la interpretación de que este límite estratigráfico tan ampliamente extendido estuvo controlado por un importante evento tectono-eustático que dio lugar a emersiones y/o niveles condensados (Meléndez *et al.*, 1982; Aurell, 1991; Aurell *et al.*, 1994). Este tipo de fenómenos quedaron preservados, entre otras, en la Cuenca Lusitánica (zona centro-occidental de Portugal), las cuencas Ibérica, Catalana y Cantábrica, cuenca de Borgoña y París (Francia), cuenca del Jura (Suiza), y cuenca de Neuquén (Argentina).

En algunas localidades de la Cordillera Ibérica (Riela, Aguilón, Pozuel del Campo, Moscardón, etc.; Fig. 1) el límite Dogger-Malm presenta algunas características que fueron interpretadas por Brochwicz-Lewinski *et al.* (1985, 1986) y Meléndez *et al.* (1987) como relacionadas con un evento de impacto. Esta hipótesis se basó en la

presencia de una importante anomalía geoquímica (incluyendo metales pesados y elementos del grupo del platino), actividad volcánica e hidrotermal, corrosión submarina, una elevada concentración de esférulos ricos en hierro, y presencia de estromatolitos ricos en hierro y manganeso. Según los datos aportados por Sepkoski (1996), el límite Calloviense-Oxfordiense coincide con una extinción de más del 20% de los géneros marinos fósiles. De hecho, a lo largo del Jurásico medio y superior se registran niveles relativamente altos de los porcentajes de extinción, aunque no se puede identificar un pico claramente definido (Sepkoski, 1996). En cualquier caso, estos valores son más altos que los correspondientes a otras extinciones coincidentes con grandes eventos de impacto, como los de Chesapeake y Popigai del Eoceno superior. Sin embargo, hasta el momento no se ha encontrado en ningún lugar del mundo una estructura de impacto o evidencias de impacto en relación con el límite Jurásico medio-superior que pueda indicar un gran evento de impacto extraterrestre con la Tierra para este intervalo (Montanari y Koeberl, 2000). Por lo tanto, cualquier evidencia en el registro sedimentario correspondiente a esta transición que no sea estrictamente inequívoca debe ser considerada con sumo cuidado antes de atribuirle un origen cósmico.

La unidad que estudiaron Meléndez *et al.* (1982, 1987) y Brochwicz-Lewinski *et al.* (1985, 1986) se conoce como la Capa de Oolitos de Arroyofrío, una delgada capa de carácter discontinuo situada en el techo de la Formación Chelva, y directamente bajo la Formación Yátova. Ambas formaciones están constituidas por carbonatos depositados en un ambiente marino somero y se encuentran presentes en muchas secciones del Jurásico de la rama oriental de la Cordillera Ibérica (Gómez, 1979; Aurell y Meléndez, 1990). La Capa de Arroyofrío es una caliza bioclástica y oolítica (wackestone y packstone; Fig. 3A) con menos de un metro de espesor. Los bioclastos incluyen ammonites, foraminíferos planctónicos, braquiópodos y belemnites datados como Calloviense medio a Oxfordiense inferior por Ramajo *et al.* (2000). La mayor parte de los trabajos sobre la Capa de Arroyofrío suelen interpretarla como resultado de una serie de eventos sucesivos de exposición subaérea y transgresiones que afectaron a un ambiente marino somero con relieves estructurales cercanos, y bajo la influencia de corrientes locales y controles regionales tectónicos o tectono-eustáticos, dando lugar a una sedimentación carbonática condensada (Aurell *et al.*, 1990; Aurell, 1991; Aurell *et al.*, 1994; Ramajo y Aurell, 1997; Ramajo *et al.*, 2000).

Meléndez *et al.* (1987) y Brochwicz-Lewinski *et al.* (1985, 1986) aportaron evidencias sedimentológicas y bioestratigráficas para el desarrollo de *hardgrounds* e hiatos, junto con resedimentación local (parautóctona). Sus

estudios evidenciaron la presencia de anomalías geoquímicas de algunos elementos siderófilos (Fe, Mn, Ni, Co). En algunos casos se encontró Pt e Ir en proporciones relativamente elevadas, aunque siempre por debajo de los valores típicamente cosmogénicos. La elevada relación Fe+Mn/Al (indicadora de procesos hidrotermales), junto con la evidencia de corrosión submarina por aguas ácidas, y la presencia ocasional de estromatolitos bacterianos, indican que el origen de las anomalías geoquímicas está relacionado con actividad volcánica y surgencias hidrotermales en un ambiente submarino somero. Basándose en la elevada concentración de esférulos ricos en hierro y níquel encontrada en Ricla, Brochwicz-Lewinski *et al.* (1985, 1986) y Meléndez *et al.* (1987) interpretaron la actividad volcánica e hidrotermal como resultado del impacto de un cuerpo cósmico. En su interpretación, los otros fenómenos registrados en el límite Malm-Dogger se habrían originado por los procesos que afectaron a la zona con posterioridad al impacto. Sin embargo, el conjunto de evidencias presentadas hasta el momento a favor de un origen cosmogénico de la discontinuidad del límite Jurásico medio-superior en la Cordillera Ibérica no se puede considerar inequívoco, pues existen otras posibilidades para explicar la anomalía geoquímica. Por ejemplo, en su discusión sobre un ejemplo moderno con formación de ooides y pisoides de minerales de hierro recientemente descubierto en un ambiente volcánico marino somero en Indonesia, Sturesson *et al.* (2000) demostraron que estos ooides se forman por precipitación química de oxihidróxidos de hierro criptocristalinos sobre los granos disponibles en el fondo oceánico, y a partir del agua de mar enriquecida en Fe, Al y Si. En este caso, el enriquecimiento se debe a la emisión de fluidos hidrotermales, a la alteración y disolución de cenizas volcánicas caídas en las cuencas marinas someras, y a la alteración relativamente rápida de las rocas volcánicas recientemente emitidas. Al mismo tiempo, algunos metales pesados (por ejemplo, Cu, Ni, Zn, Cd) forman parte de los ciclos biogénicos como nutrientes y en consecuencia tienden a correlacionarse con la productividad biológica (Knauer y Martin, 1982). Si añadimos a este efecto el de la acumulación de estos elementos en los casos de baja o nula sedimentación detrítica y su fijación por complejos orgánicos, arcillas y óxidos en el sustrato, no es de extrañar que en el caso de hiatos de miles a millones de años se puedan originar concentraciones aparentemente anómalas de estos elementos. Raup (1986) mencionó la hipótesis de Brochwicz-Lewinski y su grupo de que la extinción masiva del límite Jurásico medio-superior esté relacionada con un impacto meteorítico, y concluyó que el verdadero significado de esta anomalía aún está por resolver.

Según Raup (1986, p. 98), la anomalía puede deberse a la acumulación a largo plazo de material extraterrestre cuando no existe otro tipo de sedimentación, ya que la Tierra está sometida a una lluvia lenta pero constante de polvo cósmico, incluido el de cuerpos asteroidales ricos en este mismo tipo de metales. En conclusión, en el caso de la Capa de Oolitos de Arroyofrío existen varias alternativas para explicar la anomalía geoquímica asociada a este nivel, y como no se han encontrado otras evidencias inequívocas, se puede descartar que esta discontinuidad se deba a un impacto meteorítico.

### 2.2.2. Límite Cretácico-Terciario

El registro sedimentario en España presenta buenos ejemplos de secuencias sedimentarias relativamente continuas del Maastrichtiense superior y Daniense inferior, tales como las secciones de Agost, en Alicante (Groot *et al.*, 1989), Caravaca en Murcia, y Zumaya en la zona del Golfo de Vizcaya (Smit y Romein, 1985) (Fig. 1). Las secciones de Agost y Caravaca se encuentran en la Cordillera Bética (SE de España), mientras que el Golfo de Vizcaya comprende las de Zumaya y otros cortes estratigráficos de importancia en España (Sopelana, Osinaga, Musquiz) y Francia (Bidart, Hendaya) (Fig. 1). La mayoría de estas secciones del límite Cretácico-Terciario (KT) se encuentran en facies pelágicas a hemipelágicas, y contienen abundantes foraminíferos y nanofósiles, algunos macrofósiles raros, y escasa o nula evidencia de *hardgrounds* o hiatos (Smit, 1999). Hasta ahora se ha podido establecer un completo registro magnetoestratigráfico para las secciones de Caravaca y Agost, pero todavía no existe una escala magnetoestratigráfica fiable para las secciones del Cretácico superior de la zona del Golfo de Vizcaya (Kate y Sprenger, 1993; Moreau *et al.*, 1994).

Las secciones de Agost y Caravaca se encuentran en unas de las secciones marinas más completas para la transición Cretácico-Terciario (KT), y en las que la capa de arcilla del límite KT contiene un registro excelente de las facies de eyecta distal relacionadas con el impacto de Chicxulub (Groot *et al.*, 1989; Martínez-Ruiz, 1994). En ambas secciones la litología predominante son las margas, y el límite KT es un delgado nivel arcilloso caracterizado por una brusca disminución del contenido en carbonato y consecuente aumento relativo del contenido en minerales de arcilla (Ortega-Huertas *et al.*, 1995; Martínez-Ruiz *et al.*, 1997). Los esférulos y la anomalía geoquímica de elementos del grupo del platino (PGEs) están confinados a esta capa de arcilla del límite, con 200-400 esférulos/cm<sup>3</sup>, y en la que los esférulos y las arcillas de tipo esmectita son los principales componentes, acompañados también de cantidades menores de illita y caolinita (Smit,

1990; Ortega-Huertas *et al.*, 1995; Martínez-Ruíz *et al.*, 1997). La composición de la mayoría de los esférulos es de feldespato potásico y óxidos e hidróxidos de hierro, probablemente como resultado de la alteración diagenética y reemplazamiento del clinopiroxeno precursor, tal como interpretaron Martínez-Ruíz *et al.* (1997) y Smit (1999) a partir de texturas cristalinas relictas.

La sección de Agost se sitúa 1,5 km al norte de Agost (Alicante), abarca del Cretácico superior al Eoceno medio, y en ella la transición del Cretácico al Terciario está representada por depósitos de mar abierto. El registro del Maastrichtiense consiste en margas pelágicas de color gris claro con intercalaciones de margas calcáreas y algunas raras capas de calcarenitas turbidíticas con abundantes macroforaminíferos (Usera *et al.*, 2000). El límite KT está representado por una capa de arcilla de color gris oscuro de hasta 12 cm de espesor y que contiene una lámina basal de color rojizo-amarillento enriquecida en goethita y hematites (Usera *et al.*, 2000). Esta lámina contiene evidencias del impacto, tales como esférulos, cambios isotópicos y anomalías de Ir, Co, Ni, Cr y otros elementos (Martínez-Ruíz *et al.*, 1992a; 1997; 1999a; 1999b). En la sección de Agost los esférulos de óxido e hidróxido de hierro son más abundantes que los de feldespato potásico, y algunos de los esférulos con Fe muestran texturas fibrosoradiales y dendríticas (Martínez-Ruíz *et al.*, 1997; 1999b). El registro del Daniense consiste principalmente en margas grises con algunas intercalaciones de calizas margosas, aunque hacia el techo de la sección predominan los colores rojizos. Los estudios bioestratigráficos han confirmado la continuidad sedimentaria de la sección (Molina *et al.*, 1996), y han permitido establecer varios modelos para la extinción de foraminíferos planctónicos de la transición del KT en Agost, tales como (a) una extinción masiva catastrófica casi total (Smit, 1990), (b) una extinción masiva gradual (Canudo *et al.*, 1991; Pardo *et al.*, 1996), y (c) una extinción masiva catastrófica superpuesta a una tendencia gradual menos evidente (Molina *et al.*, 1996).

La sección de Caravaca se localiza 4 km al suroeste de Caravaca (Murcia; Fig. 1) y constituye una de las secciones del límite KT más completas del mundo (Canudo *et al.*, 1991; MacLeod y Keller, 1991). Los sedimentos del Maastrichtiense terminal - Paleoceno basal de Caravaca se depositaron en un medio marino batial (200-1000 m de profundidad) según lo indican las asociaciones de foraminíferos bentónicos (Coccioni y Galeotti, 1994). Las litologías de la transición del Cretácico al Terciario son predominantemente margosas. La capa de arcilla del límite KT es de color oscuro y tiene un espesor entre 7 y 10 cm. La parte superior de la capa de arcilla del límite

está modificada por bioturbaciones, y se han descrito tubos de varios centímetros de longitud (Arinobu *et al.*, 1999). En la base de la capa de arcilla se encuentra un nivel anaranjado de 1-2 mm de espesor rico en goethita que también presenta concentraciones altas de Ir y Os, además de anomalías de V, Cr, Fe, Ni, Zn y As, y abundantes esférulos (Smit y Hertogen, 1980; Smit y Klaver, 1981; Smit, 1982; Smit y ten Kate, 1982; Smit y Romein, 1985; Schmitz, 1988; Martínez-Ruíz *et al.*, 1992b). Los esférulos están compuestos principalmente por feldespato potásico, tienen un diámetro de 0.1-0.8 mm, y fueron descubiertos por primera vez en la arcilla del límite KT de la sección de Caravaca por Smit y Klaver (1981). Al contrario de lo observado en Agost, los esférulos de óxidos e hidróxidos de hierro son bastante raros en el corte de Caravaca (Martínez-Ruíz *et al.*, 1997).

Kaiho y Lamolda (1999) aportaron por primera vez evidencias de que la geoquímica de isótopos estables sobre las conchas de foraminíferos no apoya una extinción gradual, sino más bien una extinción masiva rápida. Hasta entonces, la extinción masiva de los foraminíferos planctónicos había estado ligada a otros argumentos, no siempre con evidencias claras e inequívocas, pues permitían varias interpretaciones. Estos autores concluyeron que, de forma muy similar a lo que ya se ha demostrado para el límite KT en otras partes del mundo, en el corte estratigráfico de Caravaca la mayor parte de los foraminíferos planctónicos no sobrevivieron a los efectos del impacto y se extinguieron de forma abrupta en el límite KT. Además, Arinobu *et al.* (1999) estudiaron la estratigrafía de isótopos del carbono en el límite KT del corte de Caravaca y detectaron un pico de hidrocarburos aromáticos policíclicos (PAHs, *polycyclic aromatic hydrocarbons*). Estos autores propusieron que el mecanismo que con mayor probabilidad dio lugar a estos PAHs fue la combustión de la materia orgánica de las zonas continentales subaéreas en grandes incendios relacionados con los efectos del impacto.

Smit (1999) describió la sección de Alamedilla (Granada; Fig. 1) como la más cercana al cráter de Chicxulub (situado a unos 7.000 km) con una capa de eyecta no alterada ni deformada. Este mismo autor encontró gotitas (*droplets*) en esta sección, y las interpretó como tectitas alteradas, indicando por tanto que las tectitas y las microkristitas pueden encontrarse juntas en la misma capa de eyecta (Smit, 1999).

Las secciones estratigráficas del entorno del Golfo de Vizcaya fueron de gran valor en la corroboración de la hipótesis de impacto para explicar las extinciones masivas de la transición del Cretácico al Terciario (Smit *et al.*, 1987). Las principales razones fueron: (a) muchas de

estas secciones son consideradas por los micropaleontólogos como relativamente completas y con escasas discontinuidades e hiatos, (b) presentan una elevada tasa de sedimentación que resulta en un aumento de la resolución estratigráfica, (c) fueron depositadas en un ambiente sedimentario pelágico pero no turbidítico, con lo que se evita la presencia excesiva de taxones reciclados que puedan complicar la bioestratigrafía, y (d) presentan muy buenos afloramientos a lo largo de la costa, lo cual facilita el acceso para el estudio y muestreo de los cortes geológicos. Todas las secciones contienen una secuencia relativamente continua y en conformidad estratigráfica que incluye depósitos marinos del Cretácico superior y Paleógeno, depositados en la Cuenca Vasco-Cantábrica (Lamolda *et al.*, 1981). Esta cuenca forma parte del margen continental norte de la Península Ibérica, y está rellena en su mayor parte por materiales mesozoicos. Su característica geológica más importante es el gran espesor de la secuencia estratigráfica del Mesozoico-Terciario, la cual supera los 15 km (García-Mondejar *et al.*, 1985). La Cuenca Vasco-Cantábrica es una más de varias cuencas que se formaron a lo largo del límite entre las placas ibérica y europea durante el Cretácico superior (Ward, 1988). Aunque del Campaniense al Maastrichtiense inferior la sedimentación estuvo dominada por corrientes de turbidez en la zona central, la reducción de los aportes de material siliciclástico, unida a una somerización generalizada de la cuenca y a una regresión marina durante el Maastrichtiense superior, resultaron en la formación de ritmitas de caliza y marga (Lamolda *et al.*, 1981). Inmediatamente por encima del límite KT se observa una disminución todavía más marcada de los aportes de siliciclásticos a la cuenca, resultando en la sedimentación de calizas rosadas con coccolitos durante el Daniense (Ward, 1988). Las secciones más representativas y más estudiadas del límite KT son las de Zumaya (Guipúzcoa) y Sopelana (Vizcaya) (Fig. 1). Además, las secciones de Bidart y Hendaya, en el sur de Francia, son bien conocidas para el estudio de la transición KT en la misma región.

La secuencia Maastrichtiense-Paleoceno de la sección de Zumaya es la más estudiada de todas las secciones del límite KT del Golfo de Vizcaya, pues es la de mayor espesor, la mejor expuesta, y la menos modificada por la tectónica (Ward, 1988). A lo largo del acantilado costero situado al oeste de Zumaya existe una sección continua del Campaniense superior al Eoceno que presenta las siguientes ventajas (Lamolda *et al.*, 1988): (a) continuidad sedimentaria en el límite KT, (b) abundancia relativa de fósiles en el Maastrichtiense, (c) casi total ausencia de turbiditas en las margas y calizas rojizas del Maastrichtiense superior y Paleoceno inferior, (d) espesor y tasa de sedimentación elevados para las capas de la transición,

y (e) ausencia de tectónica que afecte a las capas de transición. La sección se caracteriza por la ausencia de la "arcilla del límite", aunque la capa del límite en Zumaya es pirítica y por lo tanto fácil de reconocer (Wiedmann, 1988). La parte más alta del Maastrichtiense se compone de varias capas delgadas de margas verdes (1-5 cm de espesor), una capa arenosa de color marrón grisáceo, y después margas rojizas (Lamolda *et al.*, 1988). El límite KT está marcado por una veta de calcita de origen supergénico, de 2-3 cm de espesor, con intercalaciones de lutitas de color gris oscuro. En la sección de Zumaya se han descrito anomalías de iridio y esférulos interpretados como microkristitas alterados a pirita rica en As (Smit, 1982; Smit y Romein, 1985; Schmitz *et al.*, 1997), y también en la de Sopelana (Rocchia *et al.*, 1990). Por encima de la veta de calcita se encuentra una capa de lutitas de color gris oscuro de 7-8 cm de espesor, y 25 cm de margas grises que constituyen las llamadas margas del límite (Lamolda *et al.*, 1988).

### 2.2.3. Límite Paleoceno-Eoceno

El mayor evento de extinción masiva que afectó a la fauna de foraminíferos bentónicos de los fondos marinos profundos durante los últimos 90 millones de años tuvo lugar hacia el final del Paleoceno (Schmitz *et al.*, 1997). Aparte de la transición del KT, la sección de Zumaya también contiene una de las transiciones del Paleoceno al Eoceno más bioestratigráficamente completa, depositada en un ambiente batial medio a inferior (Pujalte *et al.*, 1998). En Zumaya, este evento de la extinción de los organismos bentónicos coincide con la sedimentación de un intervalo de arcilla que indica una fuerte subsaturación en  $\text{CaCO}_3$  (Canudo *et al.*, 1995). Aproximadamente 15 m por debajo del evento de extinción bentónica, la sección está dominada por margas grises que subyacen a un intervalo de arcilla de unos 4 m de espesor y predominantemente de color marrón rojizo. El evento de extinción bentónica tiene lugar en la base de este intervalo de arcilla, e inmediatamente por encima tiene lugar una transición de margas a calizas.

Los estudios de alta resolución de isótopos estables ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ), nanofósiles calcáreos, y foraminíferos planctónicos y bentónicos, muestran que debajo de la arcilla margosa de la transición se encuentra un intervalo de 40-50 cm de espesor, con un registro detallado de una sucesión gradual de eventos faunísticos y geoquímicos que culmina en la extinción de organismos bentónicos (Schmitz *et al.*, 1997). En una capa de marga gris de 1 cm de espesor situada unos 40 cm por debajo de la base del intervalo arcilloso se encuentra una anomalía de iridio significativa (133 ppt sobre un fondo de 38 ppt). Por encima de la anomalía de iridio estos autores detectaron una

excursión gradual negativa del  $\delta^{13}\text{C}$  en una capa de marga marrón verdosa de 40 cm de composición glauconítica. La relación que pueda existir entre estas anomalías y un impacto meteorítico, y su importancia en relación con las extinciones masivas que tuvieron lugar durante el evento del Paleoceno-Eoceno, son discutibles. Según Schmitz *et al.* (1997), si la anomalía de iridio se puede relacionar con un evento de impacto, probablemente no fuera de consecuencias importantes para los cambios paleoceanográficos que ya estaban en marcha, ni para las extinciones en masa posteriores.

En la sección estratigráfica de Alamedilla (Granada) también se han identificado importantes cambios bióticos y geoquímicos para la transición Paleoceno-Eoceno, marcados por (a) grandes cambios faunísticos en foraminíferos planctónicos, (b) una extinción masiva de foraminíferos bentónicos, (c) una excursión negativa del  $\delta^{18}\text{O}$  en foraminíferos bentónicos, (d) una excursión negativa del  $\delta^{13}\text{C}$  tanto en foraminíferos planctónicos como en bentónicos, (e) una disminución de la tasa de preservación de la calcita (probablemente por una subida de la profundidad de compensación de la calcita), (f) un aumento de los aportes de material detrítico, y (g) cambios en la composición de los minerales de la arcilla (Lu *et al.*, 1995). En cualquier caso, y según la revisión realizada por Montanari y Koeberl (2000), no existe ninguna relación demostrada entre los 4 cráteres de impacto conocidos hasta el momento con una edad próxima al límite Paleoceno-Eoceno, y la extinción de organismos bentónicos y el cambio en el  $\delta^{13}\text{C}$  asociados a ese límite.

### 2.3. Otras unidades con potencial impactoclástico

Algunos criterios útiles para la búsqueda e identificación de unidades potencialmente relacionadas con impactos en el registro sedimentario son (a) la presencia de capas de brechas o diamictitas como posible depósito de eyecta proximal, (b) la presencia de esférulos como posibles microtectitas correspondientes a eyecta distal, y (c) la presencia de anomalías geoquímicas. La posibilidad de que los depósitos que presenten estas características sean debidos a impacto meteorítico se acentúa cuando coinciden en el tiempo con una extinción masiva bien datada, o con un evento de impacto ya conocido. Aunque existen casos en que, al hacer un estudio geológico, por casualidad se encuentran anomalías geoquímicas o microtectitas, la búsqueda sistemática de unidades con potencial impactogénico debe realizarse utilizando criterios más fácilmente reconocibles, tales como los ya mencionados de presencia de brechas o diamictitas, y la coincidencia en el tiempo con una extinción masiva o con un evento de impacto ya conocido. En cualquier caso, una vez iden-

tificada la posibilidad de que el depósito esté relacionado con un impacto meteorítico, debe ser demostrado con criterios inequívocos tales como la presencia de anomalía geoquímica cosmogénica y/o evidencia de metamorfismo de impacto (PDFs, vidrio diaplético, polimorfos de alta presión, etc.).

En España son frecuentes las brechas y diamictitas dentro del registro sedimentario, generalmente interpretadas como resultado de resedimentación relacionada con inestabilidad tectónica o de ladera, depósitos glaciogénicos, o rellenos de karstificaciones y colapsos. En algunos casos, las evidencias de un origen estrictamente terrestre (es decir, no relacionado con impactos meteoríticos) no siempre ha sido concluyente. Puede que algunos aspectos no se puedan explicar con procesos geológicos “normales”, y que sea posible una hipótesis alternativa que relacione el depósito con un evento de impacto. Utilizando los criterios anteriormente mencionados, Díaz Martínez *et al.* (2002c) realizaron una propuesta preliminar de unidades con potencial impactoclástico, que se describe y amplía a continuación. Aunque estos niveles han sido tradicionalmente relacionados con tectónica regional, eustatismo o glaciación, asociados a esos momentos de la historia geológica tuvieron lugar importantes cambios bióticos que podrían estar relacionados con uno o varios impactos meteoríticos. En los dos primeros casos aún no se conocen estructuras de impacto con esa misma edad, mientras sí que se conocen varias que coinciden con los cuatro últimos.

#### 2.3.1. Límite Véndico-Cámbrico

En la Zona Centro-Ibérica del orógeno varisco ibérico, y en una posición próxima al límite Véndico-Cámbrico (Proterozoico-Fanerozoico), existe una capa de brechas y olistostromas intercalados con depósitos marinos profundos conocida como Nivel de Fuentes. San José (1984) atribuyó a este nivel un origen tectónico dentro del contexto de la orogenia Cadomiense o Pan-Africana terminal. Esta unidad aflora en los Montes de Toledo, en la Sierra de Gata y en Las Hurdes (Alvarez-Nava *et al.*, 1988; Robles y Alvarez-Nava, 1988). En la zona central de los Montes de Toledo, el Nivel de Fuentes aflora a lo largo del flanco NE de la antiforma de Valdelacasa, donde yace en disconformidad sobre areniscas y lutitas marinas metamorizadas del Grupo Domo Extremeño, de edad Proterozoico superior (Rifeense) (Alvarez-Nava *et al.*, 1988; Pardo y Robles, 1988; Santamaría y Remacha, 1994). Al sureste de la antiforma de Valdelacasa, pero todavía dentro de ella, el mismo nivel se conoce como Brecha del Membrillar y sobreyace al Grupo Domo Extremeño y a un remanente del Grupo Ibor, de edad Proterozoico superior (Véndico) (Santamaría y Pardo, 1994).

Más al sur de la antiforma de Valdelacasa, en la antiforma de Villarta-Navalpino, esta capa se conoce como Brecha de Navalpino, y sobreyace a las calizas marinas someras del Grupo Ibor (San José, 1984).

El Nivel de Fuentes fue descrito por primera vez por Moreno (1974; 1975). En la antiforma de Valdelacasa constituye una capa bastante continua, con un espesor variable entre 100 y 300 m. Moreno (1977) lo interpretó como resultado de un sólo evento, y por tanto representando una isócrona. Sin embargo, una sedimentología más detallada demostró que representa una serie de eventos de resedimentación (flujos de detrito, *slumps* y olistostromas), sin intercalaciones de sedimentos autóctonos que los separen (Santamaría y Remacha, 1994). El tamaño de los clastos varía enormemente desde grava milimétrica y centimétrica, hasta bloques de varios metros y olistostromas de 20 o 30 m. La composición de los clastos es muy heterogénea (polimíctica), incluyendo todas las litologías de los grupos Ibor y Domo Extremeño subyacentes: calizas, dolomías, lutitas, limolitas, areniscas, conglomerados y grauvacas. La petrografía revela el carácter complejo de la matriz, que además de los anteriores incluye pequeños clastos líticos de origen volcánico, así como granos de cuarzo deformados, pero en los que hasta el momento no se han observado PDFs.

Dado el carácter masivo y caótico de esta unidad, su limitada extensión, y las evidencias de reciclado de unidades infrayacentes, es probable que se deba a un breve periodo de inestabilidad tectónica local en la cuenca sedimentaria. Sin embargo, como mencioné más arriba, también existe la posibilidad de que se trate del resultado de un impacto extraterrestre submarino como los descritos por Ormö y Lindström (1999) y Gersonde *et al.* (2002). Para poder establecer el origen hace falta un estudio de detalle de esta unidad que considere no sólo las relaciones estratigráficas y la sedimentología, sino también la geometría y distribución de facies en función de la reconstrucción palinspástica (anterior al acortamiento tectónico), y el análisis de las posibles evidencias de metamorfismo de impacto. Por el momento, los estudios preliminares realizados en esta unidad durante los últimos años no han permitido identificar una anomalía geoquímica significativa, ni fases minerales o estructuras características de alta presión.

### 2.3.2. Límite Ordovícico-Silúrico

A lo largo del antiguo margen septentrional de Gondwana, en lo que ahora es el norte de África y el sur y oeste de Europa, aflora una unidad de diamictitas de edad Ashgillense superior (Hirnantense) depositada en un ambiente marino somero, y que en la Península Ibérica se interpreta como resultado de resedimentación y/o de la glaciación que afectó al norte de África al final del

Ordovícico (Fortuin, 1984; Robardet y Doré, 1988). En España, estas diamictitas se encuentran en la Zona Centro-Ibérica y se conocen con diferentes nombres: Pelitas con fragmentos, Formación Gualija, Formación Orea y Formación Chavera (Fortuin, 1984; Portero y Dabrio, 1988; Robardet y Doré, 1988). Además de las diamictitas, estas unidades del Ordovícico terminal también contienen grauvacas, pizarras, areniscas y conglomerados, con un espesor total variable que llega a sobrepasar los 200 m en algunas localidades. Estas diamictitas incluyen clastos retrabajados y fósiles reciclados de las unidades ordovícicas infrayacentes (cuarzo, caliza, dolomía, lutita, arenisca, etc.), y en la mayoría de las secciones le sobreyace una delgada capa de cuarcita (García-Palacios *et al.*, 1996).

En la mayoría de las secciones las evidencias sedimentarias indican que las diamictitas son resultado de resedimentación (Portero y Dabrio, 1988). En cambio, las evidencias de un origen glaciogénico son muy escasas y cuestionables: los clastos con estrías glaciares son extremadamente raros y de interpretación dudosa, y nunca se han encontrado pavimentos estriados o pavimentos de bloques en España. Falta una interpretación coherente e integrada de todas las evidencias que se encuentran en estas unidades, y para ello hace falta un estudio sedimentológico y geoquímico de detalle. Mientras tanto, no hay razón para descartar la posibilidad de que, como en el caso de las unidades del límite Véndico-Cámbrico, se trate de una removilización generalizada del fondo marino como resultado de un impacto meteorítico submarino.

### 2.3.3. Devónico superior

Dentro del llamado Grupo Filítico-Cuarcítico (“Phyllite-Quartzite Group”, o PQG) de la Faja Pirítica Ibérica (Zona Sur-Portuguesa del orógeno varisco ibérico) se ha descrito la presencia de diamictitas depositadas en un ambiente marino somero, y que generalmente han sido interpretadas como grandes flujos de detrito relacionados con la tectónica (Moreno y Sáez, 1990; Moreno *et al.*, 1995). La edad del PQG en la Zona Sur-Portuguesa no está bien delimitada, pero en general se considera que es Devónico superior (Moreno *et al.*, 1995). Las facies sedimentarias y secuencias del PQG representan depósitos de plataforma siliciclástica somera dominada por las tormentas, interrumpidos hacia el techo por capas de diamictitas masivas con espesores de hasta 60 m. Estos niveles son frecuentes a lo largo de la Faja Pirítica Ibérica, pero son especialmente abundantes en la antiforma de Valverde del Camino, 40 km al norte de Huelva. La matriz de las diamictitas es abundante (80-90%) y bastante lutítica (pizarrosa). Los clastos son de arenisca parautoctona resedimentada parcialmente consolidada y de

tamaño variable que puede alcanzar los 20 cm. También son frecuentes los deslizamientos de tamaño métrico y los bloques aislados.

Moreno *et al.* (1995) interpretaron estos grandes flujos de detrito como inducidos por terremotos y los relacionaron con inestabilidad tectónica, y en concreto con el comienzo de la deformación varisca en la región. Sin embargo, existen otras posibles causas para explicar su formación. Las grandes tormentas y los tsunamis también pueden originar deslizamientos y flujo en masa por gravedad. Además, se conocen varios eventos de extinción en masa y estructuras de impacto meteorítico para el Devónico superior (Montanari y Koeberl, 2000; Sandberg *et al.*, 2000), por lo que existen otras alternativas posibles para la interpretación de los grandes flujos en masa del PQG.

#### 2.3.4. Límite Triásico-Jurásico

En España el límite Triásico-Jurásico está marcado por una discontinuidad erosiva de carácter regional y/o por brechas de edad Jurásico basal (Hettangiense): la Formación Cortes de Tajuña. En algunas localidades, las brechas se interpretan como relacionadas con tectónica distensiva (*rifting*) y con eustasia (Aurell *et al.*, 1992; Gallego *et al.*, 1994; Campos *et al.*, 1996), mientras que en otras se consideran como resultado de colapsos por disolución de evaporitas (Gómez y Goy, 1998). Campos *et al.* (1996) describieron la erosión de unidades triásicas subyacentes y el colapso tectónico de una plataforma carbonatada somera de edad Hettangiense desarrollada durante la extensión del *rift*. Gómez y Goy (1998) identificaron una unidad evaporítica (Formación Lécera) a partir de datos de subsuelo en el este de España, coincidiendo con el límite Triásico-Jurásico, y compuesta por 100 a 200 m de yeso, anhidrita y carbonatos. Esta unidad subyace y es cambio lateral de la Formación Cortes de Tajuña en muchas áreas.

Uno de los eventos de extinción más importantes del Fanerozoico tuvo lugar cerca del límite Triásico-Jurásico, incluyendo la extinción del 47% de todos los géneros de animales marinos conocidos para la época (Sepkoski, 1996). Al mismo tiempo, se conocen varias estructuras de impacto meteorítico de edad Triásico superior-Jurásico inferior y tamaño intermedio a grande (Rochechouart, Manicouagan, Lago Saint Martin, Red Wing, Obolon), y se han encontrado en el registro sedimentario evidencias de impacto (anomalía de iridio, cuarzo con PDFs) relacionadas con ellos (Montanari y Koeberl, 2000). En conclusión, y aunque lo más probable es que las brechas de la Formación Cortes de Tajuña no estén relacionadas con un impacto meteorítico, su equivalente lateral, la Formación Lécera, no presenta tanta modificación por procesos

postsedimentarios (tectónica, disolución, colapsos, etc.), y por lo tanto presenta un potencial para que el registro sedimentario distal de impactos en esta unidad no esté afectado ni se haya perdido. Sin embargo, para poder corroborarlo, hace falta una datación detallada de la unidad (bioestratigrafía, magnetoestratigrafía, etc.) para localizar y analizar en detalle el nivel de interés.

#### 2.3.5. Límite Cenomaniense-Turonense

Hace unos años se identificó un posible nivel de eyecta de impacto al norte de Nazaré (cuenca Lusitánica del Mesozoico de Portugal). Se encuentra cerca del límite Cenomaniense-Turonense (CT), y se propuso que podría estar relacionado con el monte submarino de Tore, el cual, por su morfología, podría tratarse de una estructura de impacto situada en el Océano Atlántico, frente a las costas de Portugal (Pena dos Reis *et al.*, 1997; Monteiro *et al.*, 1997; 1998a; 1998b; 1999). Si este material estuviera relacionado con un impacto meteorítico, debería de ser posible encontrar el depósito de eyecta distal correspondiente en los afloramientos de secuencias marinas que abarcan este mismo intervalo del tránsito CT en España. Algunas de estas secciones estratigráficas ya están bien datadas por bioestratigrafía de nanoflora calcárea, foraminíferos planctónicos y ostrácodos (Gorostidi y Lamolda, 1991; Gil *et al.*, 1993; Paul *et al.*, 1994; Floquet *et al.*, 1996; Lamolda *et al.*, 1997; Lamolda y Mao, 1999). La sedimentología y estratigrafía secuencial de la mayoría de estas unidades también es bastante bien conocida (Alonso *et al.*, 1993; Segura *et al.*, 1993; García-Quintana *et al.*, 1996). Durante la Zona de *Whiteinella archaeocretacea* del Cenomaniense terminal tuvo lugar un mismo evento en el margen pasivo Vasco-Cantábrico (norte de España) y en su área fuente ibérica (rampa carbonatada proximal castellana sobre la zona central y oriental de España), que conectaba el Atlántico con el Tethys. Algunas evidencias son: sedimentación de una delgada capa de lutitas oscuras, formación de un *hardground* con glauconita y piritita, baja tasa de sedimentación, anoxia (o hipoxia), cambios geoquímicos, y extinción biológica (Floquet *et al.*, 1996). A escala global, el límite CT se caracteriza por: (a) eventos de extinción y biodiversificación a escala de género y especie, (b) una excursión positiva del  $\delta^{13}\text{C}$ , (c) varios niveles con enriquecimiento en iridio y otras anomalías geoquímicas, (d) presencia de sedimentos ricos en arcilla y con mayor contenido en carbono orgánico, y (e) evidencias de un evento transgresivo (Hart *et al.*, 2002). Todavía no se ha confirmado la posible relación de estos procesos con un impacto meteorítico. Sin embargo, sí que existen estructuras de impacto confirmadas de tamaño intermedio (15-25 km de diámetro) con una edad Cenomaniense o Turonense: Steen River (Canada),

Dellen (Suecia), y Boltysch (Ucrania) (Montanari y Koeberl, 2000). En cuanto al supuesto cráter de impacto de Tore y el supuesto eyecta de Nazaré (Portugal), la última reevaluación sobre el tema refuta la hipótesis (Hart *et al.*, 2002). Para ello se basa en el análisis de los sondeos del DSDP, IPOD y ODP realizados frente a las costas de Portugal y en los flancos del Banco de Galicia: ninguno de ellos muestra alteraciones o deformaciones del sedimento de edad Cenomaniense superior, como cabría esperar en caso de haber ocurrido el impacto meteorítico en esa zona del Atlántico. En consecuencia, la hipótesis más probable es que la brecha de Nazaré esté relacionada con procesos diagenéticos y tectónicos locales, y por tanto se deben revisar y corroborar las evidencias de metamorfismo de impacto propuestas por Monteiro *et al.* (1997; 1998a; 1998b).

### 2.3.6. Eoceno superior

Como en el caso del límite CT, el Eoceno superior se caracteriza también por importantes cambios globales de tipo bioestratigráfico, geoquímico y sedimentológico, acompañados así mismo de importante actividad tectónica, volcánica, e incluso de impactos meteoríticos (Pomerol y Premoli-Silva, 1986). Hace varias décadas se dieron a conocer anomalías de iridio y acumulaciones de microtectitas y esférulas con microcristales (microcristitas) de clinopiroxeno en formaciones del Eoceno superior en varios lugares del mundo (Alvarez *et al.*, 1982; Glass, 1984; 1986), aunque no se conocía su procedencia exacta. Posteriormente se pudo relacionar estas evidencias con las estructuras de impacto de Popigai y de la bahía de Chesapeake, ambas con una edad en torno a los 35-36 Ma, y además se encontraron en los mismos niveles de eyecta otras evidencias de metamorfismo de impacto, como coesita y cuarzo con PDFs (Montanari y Koeberl, 2000). Las últimas revisiones sobre los diferentes niveles de eyecta distal que se encuentran a escala global, y que por lo tanto se podrían encontrar también en España, aseguran que sólo se trata de dos (Wei, 1995; Whitehead *et al.*, 2000): uno inferior con microcristitas (esférulas de microcristales, en este caso de clinopiroxenos y algunas espinelas), y otro superior con microtectitas (esférulas de vidrio), que pueden estar parcial o totalmente modificadas por procesos diagenéticos (alteración, recristalización, etc.). Las dos capas se encuentran dentro del magnetocron C16 del Eoceno superior (Priaboniense), y están separadas por sedimento equivalente a varias decenas de miles de años. Aparentemente, el nivel inferior provendría del impacto de Chesapeake, que también constituye la fuente del campo de tectitas de Norteamérica, y el nivel superior provendría del impacto de Popigai (Montanari y

Koeberl, 2000).

En España existe registro geológico del Eoceno superior en varias regiones. Considerando que los ambientes más favorables para la preservación y datación bioestratigráfica de estos niveles de eyecta distal son los de tipo marino profundo, la zona con mayor potencial para buscarlos sería la Cordillera Bética (Molina, 1986; Molina *et al.*, 1986; 1988; Gonzalvo y Molina, 1992; Molina *et al.*, 1993; Geel *et al.*, 1998; Geel, 2000). De hecho, los trabajos de zonación bioestratigráfica de detalle han permitido encontrar en la sección de Fuente Caldera (Granada) evidencias de al menos uno de los niveles de eyecta de impacto, caracterizado por la presencia de espinelas ricas en níquel (Molina *et al.*, 2004). Este tipo de espinelas son características de niveles impactoclásticos, y se han encontrado en capas de esférulos del Arcaico en Sudáfrica, en el límite KT en varios lugares del mundo, y en el Eoceno superior de Italia (Montanari y Koeberl, 2000).

En el resto de España, el Eoceno superior (Priaboniense) registra la transición a medios continentales (cuencas del Ebro, Vasco-Cantábrica y Sur-Pirenaica) o el desarrollo pleno de estos medios continentales (cuencas del Duero y del Tajo). En la cuenca del Ebro, la sedimentación durante el Priaboniense fue evaporítica y/o con ambientes someros, transicionales y continentales que no permiten una buena resolución en la bioestratigrafía, pero en los que sí podrían haber quedado registrados los niveles de eyecta: formaciones Cardona, Igualada, Barbastro, Pamplona, etc. Un ejemplo de unidad con un cierto potencial para buscarlos serían las facies profundas del sistema lacustre de La Noguera, al NE de la cuenca del Ebro, en el que queda registro del Priaboniense (Anadón *et al.*, 1989). Hacia el oeste, los depósitos marinos del Eoceno en la cuenca Vasco-Cantábrica tendrían un mayor potencial para encontrar el eyecta. Este es el caso del sinclinal de San Vicente de la Barquera, donde las formaciones Los Vía y Oyambre, del Grupo San Vicente, registran respectivamente una plataforma carbonatada somera y su talud turbidítico (García Mondéjar *et al.*, 1985), y en los que una datación magnetoestratigráfica y bioestratigráfica de detalle podría ayudar a encontrar el nivel de eyecta.

### 3. Otras posibles evidencias

Como se mencionó en la introducción, aparte del registro sedimentario, existen muchos otros tipos de evidencias en el registro geológico que permiten identificar los procesos de craterización e impacto meteorítico. En España todavía no se ha realizado un plan sistemático de búsqueda de evidencias de impacto meteorítico en el

registro geológico, y tan sólo existen algunas propuestas recientes (Sanz Rubio *et al.*, 2000; Díaz Martínez *et al.*, 2002b; 2002c). Sin embargo, sí que existen algunas morfologías y rocas a las que se les ha asignado un origen cosmogénico, generalmente como resultado de estudios geológicos en los que alguna litología, morfología, formación y/o estructura geológica no contaba con una explicación coherente dentro de su contexto geológico regional. Este es el caso del vidrio vesicular de El Gasco (Cáceres) como posible fundido de impacto, y de la depresión endorreica de la laguna de Hervías (La Rioja) como posible cráter de impacto oblicuo, que se comentan a continuación.

### 3.1. El vidrio vesicular de El Gasco

Los estudios realizados sobre el vidrio vesicular de El Gasco (Nuñomoral, Cáceres) durante los últimos años han permitido confirmar su origen como resultado de fusión parcial de las rocas del sustrato (Díaz Martínez *et al.*, 2001a; Sanz Rubio *et al.*, 2002), constituido por pizarras y cuarcitas (concretamente grauvacas y litoarenitas) de la parte superior del Grupo Domo Extremeño, del Proterozoico superior (Ugidos *et al.*, 1997; Valladares *et al.*, 2000), y permiten descartar la posibilidad de que su origen sea volcánico, tal como fue propuesto originalmente por García de Figuerola (1953). El gran volumen de roca inicialmente formado (estimado en más de 40 m<sup>3</sup>), y la ausencia de mena metálica en el lugar o en el entorno cercano, permitieron descartar las hipótesis de fusión por un rayo (fulgurita) o de metalurgia (escoria de fundición) (Díaz Martínez, 2002). La hipótesis de que se tratara de un fundido de impacto meteorítico, basada en la identificación preliminar por difracción de rayos X de un mineral de alta presión (Díaz Martínez *et al.*, 2001a), también ha sido recientemente descartada, al no haber podido ser corroborada su presencia por microscopía electrónica de transmisión ni microscopía Raman (Díaz Martínez y Ormó, 2003; Díaz Martínez, 2004). La reevaluación de la información disponible hasta la fecha permite establecer que el vidrio vesicular se originó por un proceso de vitrificación similar al que se observa en construcciones humanas de madera y piedra destruidas por el fuego. Este fenómeno se ha descrito en cientos de fortificaciones de la Edad del Bronce y del Hierro en otros lugares de Europa (Escocia, Escandinavia, Francia, Alemania, Portugal, etc.), aunque hasta ahora no se había mencionado para España. La existencia de restos arqueológicos de la Edad de Hierro en el Pico del Castillo induce a pensar que la roca que dio lugar al vidrio vesicular originalmente formara parte de una construcción asociada a un pequeño castro celta (vetón), aunque las excavaciones arqueológicas

deberán confirmarlo. Se trata, por lo tanto, de la primera fortificación vitrificada identificada en España, indicando además que el nombre tradicional del cerro en el que se encuentra localizado el yacimiento (Pico del Castillo) es probablemente heredado de su anterior uso. Gracias a la colaboración de M.D. Rodríguez Alonso, recientemente hemos identificado otro yacimiento de vidrio vesicular de similares características e interpretación próximo a la cima del Pico del Pozo de los Moros, cerca de Villasrubias (Salamanca), en el flanco norte de la Sierra de Gata, y a unos 40 km del de El Gasco. En cualquier caso, la hipótesis de que el vidrio vesicular se trate de un fundido de impacto ha podido ser refutada, formando ya parte de la historia del conocimiento geológico de la región.

### 3.2. La laguna de Hervías

La depresión endorreica de Hervías, de unos 2 km<sup>2</sup> de superficie, está situada al este de Santo Domingo de la Calzada (La Rioja), sobre gravas y arenas de abanicos aluviales de probable edad pleistocena procedentes de la Sierra de la Demanda, situada más al sur. La depresión está orientada oblicuamente (OSO-ENE) a la paleopendiente de estos abanicos aluviales (S-N), y tampoco muestra relación con las terrazas del río Oja situadas más al oeste. La geometría en planta es en forma de gota alargada, lo cual, unido a la presencia de un pequeño reborde sobreelevado en el margen meridional, hace que se asemeje a algunos cráteres de impactos oblicuos. Al no contar con ninguna otra explicación coherente dentro del contexto geológico regional, fue interpretada como resultado de un posible impacto meteorítico de edad reciente (Cuaternario) (ITGE, 1990). Esta interpretación se basó fundamentalmente en la falta de relaciones genéticas con los procesos geomorfológicos que actúan normalmente en la zona. Debido a la falta de evidencias inequívocas que prueben el origen por un impacto meteorítico de bajo ángulo, Díaz Martínez *et al.* (2001b) propusieron otra hipótesis alternativa relacionada con tectónica. Para ello se basaban en el análisis de fotos aéreas y mapas geológicos de la región (Corredor de la Bureba) que muestran la presencia de lineamientos locales con orientación ONO-ESE, marcados por la traza de los ríos que disectan la parte superior del abanico aluvial relicto en que se encuentra la depresión, y que podrían estar relacionados con la componente sinistral de las fallas inversas que limitan el Corredor de la Bureba por el sur con la Sierra de la Demanda, y por el norte con la Sierra de Cantabria. En cualquier caso, por el momento no existen suficientes evidencias que demuestren una u otra hipótesis.

#### 4. Conclusiones

La compilación y revisión de información sobre el registro geológico de impactos meteoríticos en España permite llegar a las siguientes conclusiones. Algunos materiales anteriormente propuestos como relacionados con impactos meteoríticos ya han sido refutados y rechazados como tales. Este es el caso de (a) la Formación Pelarda, previamente interpretada como un eyecta proximal de la estructura de Azuara, (b) la capa del límite Paleoceno-Eoceno cerca de Zumaya (Pirineos occidentales) y Alamedilla (Cordillera Bética), (c) la Capa de Oolitos de Arroyofrío, previamente interpretada como un eyecta distal de un evento de impacto desconocido supuestamente ocurrido cerca del límite Calloviense-Oxfordiense, y (d) la roca pómez de El Gasco (Cáceres). En otros casos, como el de la laguna de Hervías (La Rioja), las evidencias de que se trata de un impacto meteorítico no son suficientes. Hasta el momento, la única capa del registro sedimentario de España para la cual se ha demostrado de forma inequívoca su relación con un impacto de bólido extraterrestre es la del límite Cretácico-Terciario. La aparente escasez de evidencias de eventos de impacto meteorítico hasta ahora encontradas en el registro geológico de España es consecuencia de la falta de estudios de detalle.

#### 5. Agradecimientos

El trabajo previo fue realizado con una beca postdoctoral del Fondo Social Europeo gestionada por el INTA (2000-2003). El Programa IMPACT de la Fundación Europea para las Ciencias (ESF) financió sendos cursos de Estratigrafía de Impactos y Metamorfismo de Impactos durante el año 2000, en los que surgió la necesidad de hacer este trabajo de revisión para España, y que ayudaron en el desarrollo de algunas ideas y propuestas aquí planteadas. La revisión actual se ha realizado con financiación del Programa Ramón y Cajal del Ministerio de Educación y Ciencia de España. Agradezco a los árbitros, I. Casanova y M. Rampino, y al editor de este volumen, M. Lamolda, su ayuda en la revisión y edición del texto. Mi agradecimiento también a todos los que de alguna manera han contribuido a mejorar su contenido (A. Barnolas, A. Cortés, C. Koeberl, P. Kresten, J. Martínez Frías, F. Martínez Ruíz, E. Molina, F. Nozal, J. Ormó, A. Pineda, J. Rincón, A. Robador, M.D. Rodríguez Alonso, M.A. San José, etc.), y en especial a E. Sanz Rubio.

#### 6. Referencias

- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R., Meléndez, A. (1993): Late Cretaceous carbonate platforms: origin and evolution, Iberian Range, Spain. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 56: 297-313.
- Álvarez, W., Asaro, F., Michel, H.V., Álvarez, L.W. (1982): Iridium anomaly approximately synchronous with terminal Eocene extinctions. *Science*, 216: 886-888.
- Álvarez-Nava, H., García-Casquero, J.L., Gil-Toja, A., Hernández-Urroz, J., Lorenzo-Alvarez, S., López-Díaz, F., Miralópe, M., Monteserín, V., Nozal, F., Pardo, M.V., Picart, J., Robles, R., Santamaría, J., Solé, F.J. (1988): Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica. *Actas del II Congreso Geológico de España*, Granada: 1: 19-22.
- Anadón, P., Cabrera, L., Colldeforns, B., Sáez, A. (1989): Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geologica Hispanica*, 24: 205-230.
- Arenillas, I., Arz, J.A., Molina, E. (1997): El límite Cretácico/Terciario con foraminíferos planctónicos en Osinaga y Múzquiz (Navarra, Pirineos). *Geogaceta*, 21: 25-28.
- Arinobu, T., Ishiwatari, R., Kaiho, K., Lamolda, M.A. (1999): Spike of pyrosynthetic polycyclic hydrocarbons associated with an abrupt decrease in  $\delta^{13}\text{C}$  of a terrestrial biomarker at the Cretaceous-Tertiary boundary at Caravaca, Spain. *Geology*, 27: 723-726.
- Aurell, M. (1991): Identification of systems tracts in low-angle carbonate ramps: examples from the Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). *Sedimentary Geology*, 73: 101-105.
- Aurell, M., Meléndez, G. (1990): Upper Jurassic of the northeastern Iberian Chain (E Spain): a synthesis. *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza*, 2: 5-31.
- Aurell, M., Meléndez, A., Meléndez, G. (1990): Caracterización de la secuencia Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 73-76.
- Aurell, M., Meléndez, A., San Román, J., Guimerá, J., Roca, E., Salas, R., Alonso, A., Mas, R. (1992): Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica. *Actas del III Congreso Geológico de España*, Salamanca: 1: 50-54.
- Aurell, M., González, A., Pérez, A., Guimerá, J., Casas, A., Salas, R. (1993): The Azuara impact structure (Spain): new insights from geophysical and geological investigations - Discussion. *Geologische Rundschau*, 82: 750-755.
- Aurell, M., Fernández-López, S., Meléndez, G. (1994): The Middle-Upper Jurassic oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain): Eustatic implications. *Geobios*, 17: 549-561.
- Brochwicz-Lewinski, W., Meléndez, G., Sequeiros, L., Gasiewicz, A., Suffczynski, S., Szatkowski, S., Zbik, M. (1985): Middle-Upper Jurassic boundary events - Effects of a worldwide phenomenon? *Proceedings of the I International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Erlangen, 1984: 305-314.

- Brochwicz-Lewinski, W., Gasiewicz, A., Krumbein, W.E., Meléndez, G., Sequeiros, L., Suffczynski, S., Szatkowski, S., Tarkowski, R., Zbik, M. (1986): Anomalia iridowa na granicy jury srodkowej i górnej. *Przegląd Geol.*, serie 2, 394 (34): 83-88.
- Campos, S., Aurell, M., Casas, A. (1996): Origen de las brechas de la base del Jurásico en Morata de Jalón (Zaragoza). *Geogaceta*, 20: 887-889.
- Canudo, J.I., Keller, G., Molina, E. (1991): Cretaceous/Tertiary boundary extinction pattern and faunal turnover at Agost and Caravaca, S.E. Spain. *Marine Micropaleontology*, 17: 319-341.
- Canudo, J.I., Keller, G., Molina, E., Ortiz, N. (1995): Planktic foraminiferal turnover and  $\delta^{13}\text{C}$  isotopes across the Paleocene-Eocene transition at Caravaca and Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 116: 75-100.
- Carls, P., Monninger, W. (1974): Ein Block-Konglomerat im Tertiär der östlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 145: 1-16.
- Coccioni, R., Galeotti, S. (1994): K-T boundary extinction: geologically instantaneous or gradual event? Evidence from deep sea benthic foraminifera. *Geology*, 22: 779-782.
- Cortés, A.L., Casas-Sainz, A.M. (1996): Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 51-66.
- Cortés, A.L., Díaz Martínez, E., Sanz Rubio, E., Martínez Frías, J., Fernández, C. (2002): Cosmic impact versus terrestrial origin of the Azuara structure (Spain): a review. *Meteoritics and Planetary Science*, 37: 875-894.
- Díaz Martínez, E. (2002): Review of recent results and possible interpretations regarding the pumice of El Gasco (Cáceres, Spain). *Abstract Book of the 9th Workshop of the ESF IMPACT Programme*, Praha: p. 13.
- Díaz Martínez, E. (2004): La roca pómez de El Gasco: patrimonio geológico y arqueológico. *Actas del IV Congreso Internacional sobre Patrimonio Geológico y Minero*, Utrillas, Teruel, p. 187-194.
- Díaz Martínez, E., Cortés, A.L., Martínez Frías, J. (2002a): Tectonic and sedimentary evidence refutes an impact hypothesis for the Azuara structure, Spain. *Program, Abstracts and Fieldtrip Book of the 8th Workshop of the ESF IMPACT Programme*, Mora: p. 17.
- Díaz Martínez, E., Martínez Frías, J., Sanz Rubio, E. (2002b): Impact cratering record in Spain: a review of recent results. *Resúmenes Primer Congreso Ibérico sobre Meteoritos y Geología Planetaria*, Cuenca: p. 34-35.
- Díaz Martínez, E., Ormö, J. (2003): An alternative hypothesis for the origin of ferroan ringwoodite in the pumice of El Gasco (Cáceres, Spain). *34th Lunar and Planetary Science Conference*, Houston. CD-ROM, Abstract #1318, <http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2003/pdf/1318.pdf>
- Díaz Martínez, E., Sanz Rubio, E., Fernández, C., Martínez Frías, J. (2001a): Evidencia de un pequeño impacto meteorítico en Extremadura: el "volcán" de El Gasco (Las Hurdes). *Geogaceta*, 30: 47-50.
- Díaz Martínez, E., Sanz Rubio, E., Martínez Frías, J., Fernández, C. (2001b): The Hervías structure (La Rioja): tectonic vs. impact origin. *Abstract Book of the 6th Workshop of the ESF IMPACT Programme*, Granada: p. 19.
- Díaz Martínez, E., Sanz Rubio, E., Martínez Frías, J. (2002c): Sedimentary record of impact events in Spain. In: C. Koeberl y K.G. MacLeod (eds.): *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America Special Paper, 356: 551-562.
- Ernstson, K., Claudin, F. (1990): Pelarda Formation (Eastern Iberian Chains, NE Spain): Ejecta of the Azuara impact structure. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 10: 581-599.
- Ernstson, K., Fiebag, J. (1992): The Azuara impact structure (Spain): new insights from geophysical and geological investigations. *Geologische Rundschau*, 81: 403-425.
- Ernstson, K., Hammann, W., Fiebag, J., Graup, G. (1985): Evidence of an impact origin for the Azuara structure (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 74: 361-370.
- Ernstson, K., Rampino, M.R., Anguita, F., Hiltl, M., Siegert, I. (1999): Shock deformation of autochthonous conglomerates near the Azuara impact structure, Spain. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 27 (6): A122.
- Floquet, M., Mathey, B., Métais, E., Emmanuel, L., Babinot, J.-F., Magniez-Jeannin, F., Tronchetti, G. (1996): Correlation of sedimentary events during the latest Cenomanian from the Basque Basin to the Castillian Ramp (northern Spain). *Geogaceta*, 20: 50-53.
- Fortuin, A.R. (1984): Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albarracín, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 48: 245-261.
- Gallego, R., Aurell, M., Badenas, B., Fontana, B., Meléndez, G. (1994): Origen de las brechas de la base del Jurásico de Leiza (Cordillera Vasco-Cantábrica oriental, Navarra). *Geogaceta*, 15: 26-29.
- García de Figuerola, L.C. (1953): Nota sobre el Volcán del Gasco, Las Hurdes (Cáceres). *Estudios Geológicos*, 9: 385-393.
- García-Mondéjar, J., Hines, F.M., Pujalte, V., Reading, H.G. (1985): Sedimentation and tectonics in the western Basque-Cantabrian area (Northern Spain) during Cretaceous and Tertiary times. En: M.D. Milá y J. Rosell (eds.): *Excursion Guidebook: IAS 6th European Regional Meeting, Lleida, Spain*. Institut d'Estudis Ilerdencs, p. 309-392.
- García-Palacios, A., Gutiérrez-Marco, J.C., Herranz, P. (1996): Edad y correlación de la "Cuarcita del Criadero" y otras unidades cuarcíticas del límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Centroibérica meridional (España y Portugal). *Geogaceta*, 20: 19-22.
- García-Quintana, A., Segura, M., García-Hidalgo, J.F., Ruiz, G., Gil, J., Carenas, B. (1996): Discontinuidades estratigráficas y secuencias deposicionales del Cretácico medio (Albiense superior-Turoniense medio) en la Cordillera Ibérica central y el Sistema Central meridional. *Geogaceta*, 20: 119-122.
- Geel, T. (2000): Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeast Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.

- Geel, T., Roep, T.B., Vail, P.R., Van Hinte, J.E. (1998): Eocene tectono-sedimentary patterns in the Alicante region (southeastern Spain). En: P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin y P.R. Vail (eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publications, 60: 289-302.
- Gersonde, R., Deutsch, A., Ivanov, B.A., KYTE, F.T. (2002): Oceanic impacts - A growing field of fundamental geoscience. *Deep-Sea Research II*, 49: 951-957.
- Gil, J., García, A., Segura, M. (1993): Secuencias deposicionales del Cretácico en el flanco sur del Sistema Central. *Geogaceta*, 13: 43-45.
- Glass, B.P. (1984): Multiple microtektite horizons in upper Eocene marine sediments? *Science*, 224: 309.
- Glass, B.P. (1986): Late Eocene microtektites and clinopyroxene-bearing spherules. En: C. Pomerol e I. Premoli-Silva (eds.): *Terminal Eocene Events*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 9: 395-401, Elsevier.
- Gómez, J.J. (1979): El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Seminarios de Estratigrafía (Monografías)*, Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, 4: 1-683.
- Gómez, J.J., Goy, A. (1998): Las unidades litoestratigráficas del tránsito Triásico-Jurásico en la región de Lézcera (Zaragoza). *Geogaceta*, 23: 63-66.
- Gonzalvo, C., Molina, E. (1992): Bioestratigrafía y cronoes-tratigrafía del tránsito Eoceno-Oligoceno en Torre Cardela (España) y Massignano (Italia). *Revista Española de Micropaleontología*, 27 (2): 109-126.
- Gorostidi, A., Lamolda, M.A. (1991): El paso Cenomaniense-Turonense de Menoyo (Alava): Variaciones de la nanoflora calcárea. *Geogaceta*, 10: 54-57.
- Grieve, R.A.F. (1987): Terrestrial impact structures. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15: 245-270.
- Groot, J.J., de Jonge, R.B.G., Langereis, C.G., ten Kate, W.G.H.Z., Smit, J. (1989): Magnetostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary at Agost (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 94: 385-397.
- Hart, M.B., Monteiro, J.F., Watkinson, M.P., Price, G.D. (2002): Correlation of events at the Cenomanian-Turonian boundary: evidence from southern England and Colorado. En: M. Wagreich (ed.): *Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Palaeobiogeography*. Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, 15: 35-46.
- ITGE (1989): *Memoria Hoja número 466 (Moyuela) del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Servicio de Publicaciones, Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 116 p.
- ITGE (1990): *Memoria Hoja número 202 (Santo Domingo de la Calzada) del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Servicio de Publicaciones, Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 35 p.
- ITGE (1991): *Memoria Hoja número 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España, E. 1:200.000*. Servicio de Publicaciones, Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 239 p.
- Kaiho, K., Lamolda, M.A. (1999): Catastrophic extinction of planktonic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary evidenced by stable isotopes and foraminiferal abundance at Caravaca, Spain. *Geology*, 27: 355-358.
- Kate, W.G.T., Sprenger, A. (1993): Orbital cyclicities above and below the Cretaceous/Paleogene boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Rellou. *Sedimentary Geology*, 87: 69-101.
- Knauer, G.A., Martin, J.H. (1982): Trace elements and primary production: Problems, effects and solutions. En: C.S. Wong, E. Boyle, K.W. Bruland, J.D. Burton, E.D. Goldberg (eds.): *Trace Metals in Sea Water*. NATO Conference Series 9, p. 825-840. Plenum Press, New York.
- Lamolda, M.A., Gorostidi, A., Martínez, R., López, G., Peryt, D. (1997): Fossil occurrences in the Upper Cenomanian-Lower Turonian at Ganuza, northern Spain: an approach to Cenomanian/Turonian boundary chronostratigraphy. *Cretaceous Research*, 18: 331-353.
- Lamolda, M.A., Mao, S. (1999): The Cenomanian-Turonian boundary event and dinocyst record at Ganuza (northern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150: 65-82.
- Lamolda, M.A., Mathey, B., Wiedmann, J. (1988): Field-guide excursion to the Cretaceous-Tertiary boundary section at Zumaya (Northern Spain). En: M.A. Lamolda, E.G. Kauffman y O.H. Walliser (eds.): *Paleontology and Evolution: Extinction Events*. 2<sup>nd</sup> International Conference on Global Bioevents, Bilbao, Revista de Paleontología, n° extraordinario, p. 141-155.
- Lamolda, M., Rodríguez-Lázaro, J., Wiedmann, J. (1981): Field Guide: Excursions to Coniacion-Maastrichtian of Basque Cantabric Basin. *Universidad Autónoma Barcelona, Publicaciones de Geología*, 14: 1-53.
- Langenhorst, F., Deutsch, A. (1996): The Azuara and Rubielos structures, Spain: twin impact craters or Alpine thrust systems? TEM investigations on deformed quartz disprove shock origin. *27<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference, Abstracts*, 2: 725-726.
- Lu, G., Keller, G., Ortiz, N., Adatte, T., Molina, E. (1995): Faunal isotopic and sedimentary changes at the Alamedilla section, Spain: the P-E event in the Deep Tethys Basin. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 27 (6): A405.
- MacLeod, N., Keller, G. (1991): How complete are Cretaceous/Tertiary boundary sections? A chronostratigraphic estimate based on graphic correlation. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1439-1457.
- Martínez-Ruiz, F. (1994): *Geoquímica y mineralogía del tránsito Cretácico-Terciario en las Cordilleras Béticas y en la Cuenca Vasco-Cantábrica*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 280 p.
- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Palomo, I., Barbieri, M. (1992a): The geochemistry and mineralogy of the Cretaceous-Tertiary boundary at Agost (southeast Spain). *Chemical Geology*, 95: 265-281.
- Martínez-Ruiz, F., Acquafredda, P., Palomo, I., Ortega-Huertas, M. (1992b): New data on the spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Caravaca (SE Spain). *Geogaceta*, 12: 30-32.

- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Palomo, I., Acquafredda, P. (1997): Quench textures in altered spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Agost and Caravaca, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 113: 137-147.
- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Palomo, I. (1999a): Positive Eu anomaly development during diagenesis of the K/T boundary ejecta layer in the Agost section (SE Spain): implications for trace-element remobilization. *Terra Nova*, 11: 290-296.
- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Palomo, I. (1999b): The Cretaceous-Tertiary event: impact spherules and geochemical signatures from areas of SE Spain and Site 1049 (ODP Leg 171B). En: R. Gersonde y A. Deutsch (eds.): *Oceanic Impacts: Mechanisms and Environmental Perturbations*. Reports on Polar Research, 343: 57-60.
- Meléndez, G., Sequeiros, L., Brochwicz-Lewinski, W. (1982): Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain; Part I. Biostratigraphy and nature of gaps. *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Série des sciences de la terre*, 30: 157-172.
- Meléndez, G., Sequeiros, L., Brochwicz-Lewinski, W., Gasiewicz, A., Suffzinsky, S., Szatkowski, K., Zbik, M., Tarkowski, R. (1987): El límite Dogger-Malm en la Cordillera Ibérica: anomalías geoquímicas y fenómenos asociados. *Geogaceta*, 2: 5-7.
- Molina, E. (1986): Description and biostratigraphy of the main reference section of the Eocene-Oligocene boundary in Spain: Fuente Caldera section. En: C. Pomerol e I. Premoli-Silva (eds.): *Terminal Eocene Events*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 9: 53-63. Elsevier.
- Molina, E., Monaco, P., Nocchi, M., Parisi, C. (1986): Biostratigraphic correlation between the central Subbetic (Spain) and Umbro-Marchean (Italy) pelagic sequences at the Eocene-Oligocene boundary using foraminifera. En: C. Pomerol e I. Premoli-Silva (eds.): *Terminal Eocene Events*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 9: 75-85. Elsevier.
- Molina, E., Keller, G., Madile, M. (1988): Late Eocene to Oligocene events: Molino de Cobo, Betic Cordillera, Spain. *Revista Española de Micropaleontología*, 20: 491-514.
- Molina, E., Gonzalvo, C., Keller, G. (1993): The Eocene-Oligocene planktic foraminiferal transition: extinctions, impacts and hiatuses. *Geological Magazine*, 130: 483-499.
- Molina, E., Arenillas, I., Arz, J.A. (1996): The Cretaceous-Tertiary boundary mass extinction in planktonic foraminifera at Agost, Spain. *Revue de Micropaléontologie*, 39: 225-243.
- Molina, E., Cruz, L.E., Gonzalvo, C., Ortiz, S., Robin, E. (2004): Evidencias de impacto meteorítico en el Eoceno superior de Fuente Caldera (Granada, Cordilleras Béticas). *Geotemas*, 6: 365-368.
- Montanari, A., Koeberl, C. (2000): *Impact stratigraphy: the Italian record*. Lecture Notes in Earth Sciences, 93: 1-364. Heidelberg, Springer-Verlag.
- Montanari, A., Campo, A., Farinella, P. (1998): Earth cratering record and impact energy flux in the last 150 Ma. *Planetary and Space Science*, 46: 271-281.
- Monteiro, J.F., Ribeiro, A., Munha, J., Fonseca, P.E., Brandao Silva, J., Moita, C., Galopim de Carvalho, A. (1997): Ejecta from meteorite impact near the Cenomanian-Turonian boundary found at North of Nazaré, Portugal. *29th Lunar and Planetary Science Conference, Abstracts*, 2: 967-968.
- Monteiro, J.F., Munha, J., Ribeiro, A. (1998a): Impact ejecta horizon near the Cenomanian-Turonian boundary north of Nazaré, Portugal. *Meteoritics and Planetary Science*, 33: A112-A113.
- Monteiro, J.F., Munha, J., Ribeiro, A. (1998b): Impact ejecta horizon near the Cenomanian-Turonian boundary north of Nazaré, Portugal. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 84: A111-A114.
- Monteiro, J.F., Ribeiro, A., Munha, J. (1999): The Tore "seamount": a possible megaimpact in the deep ocean: En: R. Gersonde y A. Deutsch (eds.): *Oceanic Impacts: Mechanisms and Environmental Perturbations*. Reports on Polar Research, 343: 64-66.
- Moreau, M.G., Cojan, I., Ory, J. (1994): Mechanisms of remanent magnetization in marl and limestone alternations. Case study: Upper Cretaceous (Chron 31-30), Sopelana, Basque Country. *Earth and Planetary Science Letters*, 123: 15-37.
- Moreno, C., Sáez, R. (1990): Sedimentación marina somera en el Devónico del anticlinorio de Puebla de Guzmán, Faja Pirítica Ibérica. *Geogaceta*, 8: 62-64.
- Moreno, C., Sierra, S., Sáez, R. (1995): Mega-debris flows en el tránsito Devónico-Carbonífero de la Faja Pirítica Ibérica. *Geogaceta*, 17: 9-11.
- Moreno, F. (1974): Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa. *Boletín Geológico y Minero*, 85: 396-400.
- Moreno, F. (1975): Olistostromas, fanglomerados y slump folds: Distribución de facies en las series de tránsito Cámbrico-Precámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios Geológicos*, 31: 249-260.
- Moreno, F. (1977): Tectónica y sedimentación de las Series de Tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia: Ausencia de Cámbrico. *Studia Geologica*, 12: 123-136.
- Ormö, J., Lindström M. (1999): When a cosmic impact strikes the sea bed. *Geological Magazine*, 137: 67-80.
- Ortega-Huertas, M., Martínez-Ruiz, F., Palomo, I., Chamley, H. (1995): Comparative mineralogical and geochemical clay sedimentation in the Betic Cordilleras and Basque-Cantabrian Basin areas at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Sedimentary Geology*, 94: 209-227.
- Pardo, M.V., Robles, R. (1988): La discordancia basal del Grupo Valdelacasa en el Anticlinal de Valdelacasa (sector central de los Montes de Toledo). *Actas del II Congreso Geológico de España*, Granada, 2: 165-168.
- Pardo, A., Ortiz, N., Keller, G. (1996): Latest Maastrichtian and K/T boundary foraminiferal turnover and environmental changes at Agost (Spain). En: N. MacLeod, G. Keller (eds.): *Cretaceous-Tertiary Mass Extinctions: Biotic and Environmental Changes*: 139-171. New York, Norton and Company.
- Paul, C.R.C., Mitchell, S., Lamolda, M.A., Gorostidi, A. (1994): The Cenomanian-Turonian Boundary Event in northern Spain. *Geological Magazine*, 131: 801-817.
- Peláez-Campomanes, P. (1993): *Micromamíferos del Paleógeno continental español: Sistemática, Biocronología y Paleoecología*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 385 p.

- Pena dos Reis, R.P., Corrochano, A., Armenteros, I. (1997): El paleokarst de Nazaré (Cretácico Superior de la Cuenca Lusitana, Portugal). *Geogaceta*, 22: 149-152.
- Pomerol, C., Premoli-Silva, I. (1986): The Eocene-Oligocene transition: events and boundary. En: C. Pomerol, I. Premoli-Silva (eds.): *Terminal Eocene Events*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 9: 1-24. Elsevier.
- Portero, J.M., Dabrio, C. (1988): Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. *Actas del II Congreso Geológico de España*, 1: 161-164.
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Payros, A. (1998): Paleocene strata of the Basque Country, Western Pyrenees, northern Spain: Facies and Sequence Stratigraphy development in the deep-water starved basin. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM special publication no. 60: 311-325.
- Ramajo, J., Aurell, M. (1997): Análisis sedimentológico de las discontinuidades y depósitos asociados del Calloviense superior-Oxfordiense medio en la Cordillera Ibérica Noroccidental. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 213-236.
- Ramajo, J., Aurell, M., Delvene, G., Pérez-Urresti, I. (2000): El Calloviense-Oxfordiense en el sector Oliete-Torre de las Arcas (Teruel). *Geotemas*, 1: 213-216.
- Raup, D.M. (1986): *The Nemesis Affair. A story of the death of dinosaurs and the ways of science*. W.W. Norton and Company, 220 p.
- Robardet, M., Doré, F. (1988): The Late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66: 19-31.
- Robles, R., Alvarez-Nava, H. (1988): Los materiales precámbrico-cámbricos del Domo de Las Hurdes: existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (Zona Centro-Ibérica). *Actas del II Congreso Geológico de España*, 1: 185-189.
- Rocchia, R., Boclet, D., Bonté, P.H., Buffetaut, E., Orue-Etxebarria, X., Jéhanno, C. (1990): Structure de l'anomalie en iridium à la limite Crétacé-Tertiaire du site de Sopelana (Pays Basque Espagnol). *Comptes Rendus de L'Academie des Sciences*, 307: 1217-1223.
- San José, M.A. (1984): Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (provincias de Badajoz y Ciudad Real, España central). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 9: 81-117.
- Sandberg, C.A., Ziegler, W., Morrow, J.R. (2000): Late Devonian events and mass extinctions. *LPI Contribution*, 1053: 188-189.
- Santamaría, J., Pardo, M.V. (1994): Las Megabrechas del Membrillar y su relación con el sustrato, Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-Ibérica. *Geogaceta*, 15: 10-13.
- Santamaría, J., Remacha, E. (1994): Variaciones laterales del "Nivel de Fuentes", Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-Ibérica. *Geogaceta*, 15: 14-16.
- Sanz Rubio, E., Díaz Martínez, E., Martínez Frías, J. (2000): Search criteria and evidence for impact-induced beds in the geological record of Spain. *Geotemas*, 1 (1): 199-203.
- Sanz Rubio, E., Díaz Martínez, E., Martínez Frías, J., Fernández, C. (2001): Stratigraphy of the Calatayud-Montalbán basin: implications for the interpretation of the Azuara and Rubielos de la Cérda structures (NE Spain). En: F. Martínez Ruiz, M. Ortega Huertas, I. Palomo (eds.): *Impact Markers in the Stratigraphic Record*. Abstract Book: 111-112. 6th Workshop of the ESF IMPACT Programme, Granada.
- Sanz Rubio, E., Díaz Martínez, E., Martínez Frías, J., Fernández, C., Glazovskaya, L.I., Feldman, V.I., Tagle, R. (2002): Mineral assemblage and geochemical signature of the El Gasco pumice and host rocks (western Spain). *Resúmenes Primer Congreso Ibérico sobre Meteoritos y Geología Planetaria*: 39-40. Cuenca.
- Schmitz, B. (1988): Origin of microlayering in worldwide distributed Ir-rich marine Cretaceous/Tertiary boundary clays. *Geology*, 16: 1068-1072.
- Schmitz, B., Asaro, F., Molina, E., Monechi, S., von Salis, K., Speijer, R.P. (1997): High-resolution iridium,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , foraminifera and nannofossil profiles across the latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133: 49-68.
- Segura, M., García-Hidalgo, J.F., Carenas, B., García-Quintana, A. (1993): Late Cenomanian-Early Turonian platform from Central Eastern Iberia, Spain. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 56: 283-296.
- Sepkoski, J.J. (1996): Patterns of Phanerozoic extinctions: a perspective from global data bases. En: O.H. Walliser (ed.): *Global events and event stratigraphy*: 35-52. Berlin, Springer-Verlag.
- Smit, J. (1982): Extinction and evolution of planktonic Foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. En: L.T. Silver, P.H. Schultz (eds.): *Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth*. Geological Society of America Special Paper 190: 329-352.
- Smit, J. (1990): Meteorite impact, extinctions and the Cretaceous-Tertiary boundary. *Geologie en Mijnbouw*, 69: 187-204.
- Smit, J. (1999): The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 27: 75-113.
- Smit, J., Hertogen, J. (1980): An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, 285: 198-200.
- Smit, J., Klaver, G. (1981): Sanidine spherules at the Cretaceous-Tertiary boundary indicate a large impact event. *Nature*, 292: 47-49.
- Smit, J., ten Kate, W.G.H.Z. (1982): Trace element patterns at the Cretaceous-Tertiary boundary: Consequences of a large impact. *Cretaceous Research*, 3: 307-332.
- Smit, J., Romein, A.J.T. (1985): A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 74: 155-170.
- Smit, J., Klaver, G., Van Kempen, T.M.G. (1987): Three unusually complete Spanish sections: Caravaca, Agost, Zumaya. En: M.A. Lamolda y A. Cearreta (eds.): *Paleontology and Evolution: Extinction Events* (2<sup>nd</sup> International Conference on Global Bioevents): p. 270. Bilbao.

- Sturesson, U., Heikoop, J.M., Risk, M.J. (2000): Modern and Palaeozoic iron ooids - a similar volcanic origin. *Sedimentary Geology*, 136: 137-146.
- Ugidos, J.M., Armenteros, I., Barba, P., Valladares, M.I., Colmenero, J.R. (1997): Geochemistry and petrology of recycled orogen-derived sediments: a case study from Upper Precambrian siliciclastic rocks of the Central Iberian Zone, Iberian Massif, Spain. *Precambrian Research*, 84: 163-180.
- Usera, J., Molina, E., Montoya, P., Robles, F., Santisteban, C. (2000): Límites entre sistemas y pisos en la Provincia de Alicante. En: J.C. Cañaveras, M.A. García del Cura y A. Meléndez (eds.): *Itinerarios Geológicos por la Provincia de Alicante y Limítrofes*: 43-58. Universidad de Alicante.
- Valladares, M.I., Barba, P., Ugidos, J.M., Colmenero, J.R., Armenteros, I. (2000): Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian sedimentary successions in the Central Iberian Zone (Spain): sequence stratigraphy, petrology and chemostratigraphy. *International Journal of Earth Sciences*, 89: 2-20.
- Ward, P.D. (1988): Maastrichtian ammonite and inoceramid ranges from Bay of Biscay Cretaceous-Tertiary boundary sections. En: M.A. Lamolda, E.G. Kauffman, O.H. Walliser (eds.): *Paleontology and Evolution: Extinction Events*. 2<sup>nd</sup> International Conference on Global Bioevents. *Revista de Paleontología*, nº extraordinario: 119-126.
- Wei, W. (1995): How many impact-generated microspherule layers in the upper Eocene? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 114: 101-110.
- Whitehead, J., Papanastassiou, D.A., Spray, J.G., Grieve, R.A.F., Wasserburg, G.J. (2000): Late Eocene impact ejecta: geochemical and isotopic connections with the Popigai impact structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 181: 473-487.
- Wiedmann, J. (1988): The Basque coastal sections of the K/T boundary: A key to understanding "mass extinction" in the fossil record. En: M.A. Lamolda, E.G. Kauffman, O.H. Walliser (eds.): *Paleontology and Evolution: Extinction Events*. 2<sup>nd</sup> International Conference on Global Bioevents, Bilbao. *Revista de Paleontología*, nº extraordinario: 127-140.