

LUCAS MALLADA, 25 (2023)

ISSN 0214-8315, ISSN-e 2445-060X

<http://revistas.ica.es/index.php/LUMALL>

MADERAS FÓSILES Y AMBIENTES DEL PASADO: UN YACIMIENTO EN LA SIERRA DE ALCUBIERRE

Manuel Pérez-Pueyo¹ | José María Postigo Mijarra² |

Alberto Lasheras Taira³ | Concha Arenas Abad⁴ |

Gonzalo Pardo⁴ | Emilio L. Pueyo⁵

RESUMEN Las plantas fósiles son testimonio de la evolución biológica y ayudan a reconocer cambios en el clima, la sedimentación, la hidrología y el enterramiento de los sedimentos. Los estudios de maderas fósiles permiten, en óptimas condiciones de preservación de caracteres anatómicos, diagnosis a nivel genérico e incluso específico de la composición de las comunidades vegetales. Se presenta el hallazgo de un yacimiento de maderas silicificadas del Mioceno Medio en la cuenca del Ebro. Su localización en niveles de margas, lutitas y areniscas finas sugiere el depósito en zonas palustres y llanuras de inundación durante avenidas. Los caracteres anatómicos observados aconsejan su adscripción como cf. *Salix* (sauce). Se trataría de

¹ Grupo Aragosaurus – IUCA. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. E-50009 Zaragoza. manuppueyo@unizar.es

² Department of Biodiversity, Ecology and Evolution. Faculty of Biological Sciences. Complutense University of Madrid. C/ José Antonio Novais, 12. E-28040 Madrid. jpostigo@ucm.es

³ Estudioso de Los Monegros. Colaborador cultural. C/ Palacio, 15. E-22251 Alcubierre (Huesca). alberto@chimeneas.tv

⁴ Área de Estratigrafía. Departamento de Ciencias de la Tierra, IUCA y GEOTransfer. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. E-50009 Zaragoza. carenas@unizar.es, gparado@unizar.es

⁵ CN Instituto Geológico y Minero de España (CSIC), Unidad de Zaragoza. C/ Manuel Lasala, 44. E-50006 Zaragoza. unaim@igme.es

vegetación de bosques de ribera en un sistema fluvial distal. La edad de los depósitos es de $14,3 \pm 0,14$ millones de años, cuando comienza un incremento de humedad según estudios previos, aproximadamente 200 000 años después del Óptimo climático del Mioceno.

PALABRAS CLAVE Maderas silicificadas. Sistema fluvial distal. Clima. Mioceno Medio. Cuenca del Ebro.

ABSTRACT Fossil plants provide evidence of biological evolution and indicate changes in climate, sedimentation, hydrology, and sediment burial. The study of fossil woods where there is optimal preservation of anatomic characteristics enables us to identify the genus and even the species of plant communities of the past. This paper presents a site with silicified wood fragments found in Middle Miocene deposits of the Ebro Basin. Their occurrence in marly, muddy, and sandy beds suggests their deposition in palustrine zones and floodplains during flooding periods. The anatomical characteristics of the studied pieces suggest their assignment as cf. *Salix* (willow tree). Typically, it would represent riparian forest vegetation, consistent with the presence of a distal fluvial system. The age of the wood-bearing deposits is 14.3 ± 0.14 million years, when an increase in humidity is reported by previous studies in the area, approximately 200,000 years after the Miocene Climatic Optimum.

KEYWORDS Silicified wood. Distal fluvial environment. Climate. Middle Miocene. Ebro Basin (Spain).

INTRODUCCIÓN

Las primeras plantas terrestres aparecieron en el Silúrico (aproximadamente hace 430 Ma) a partir de algunas de las formas más primitivas de vida acuática, y pueden apreciarse formas con organización vascular ya desde el Silúrico Tardío (fig. 1).

En el paso al Devónico estas plantas tenían una anatomía simple; el mejor ejemplo es el género *Cooksonia*, una de las primeras plantas terrestres, descubierta y nombrada en 1937 por el paleobotánico William Henry Lang (Bora, 2010). En el Devónico Medio las plantas vasculares tuvieron una fuerte diversificación y, por las ventajas evolutivas que les proporcionó la presencia de un cilindro vascular, adquirieron mayor porte y envergadura, formando los primeros bosques, dominados por grupos típicos de zonas próximas a lagos, ríos y pantanos (fig. 2).

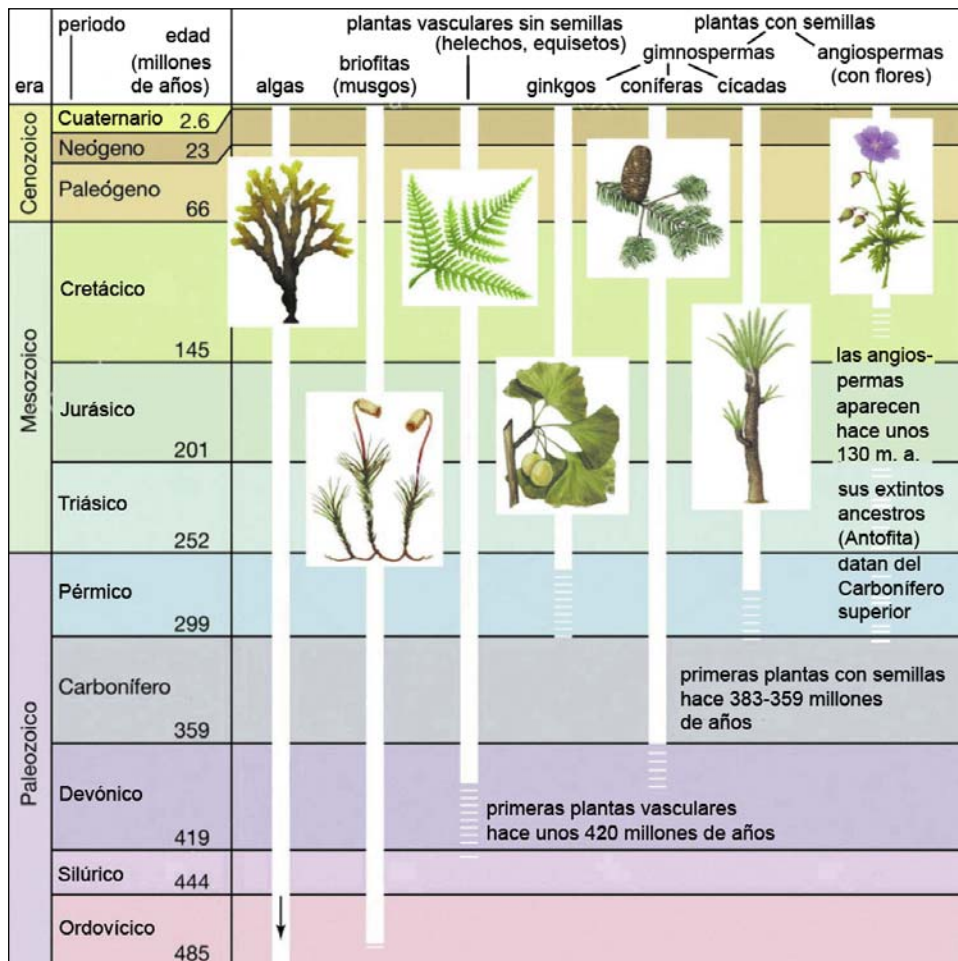


Fig. 1. Esquema sencillo de la evolución de las plantas a lo largo del tiempo geológico, modificado de Universal Images Group North America LLC / Alamy.

No obstante, se han identificado algunos rasgos propios de plantas vasculares en esporas de polen halladas en el Cámbrico Inferior y en el Ordovícico y el Silúrico que sugieren la aparición temprana del grupo (Strother y cols., 1996; Steemans y cols., 2009). La provisión de semillas en el Devónico Tardío, a partir de plantas leñosas, supuso un hito en la evolución y adaptación vegetal al medio terrestre. Fueron las plantas espermatofitas las que desarrollaron esta innovación (las primeras fueron helechos con



Fig. 2. Reconstrucción gráfica de *Lepidodendron aculeatum* (© DK 2012 www.jfhdigital.com). Las lepidodendrales, cuyo nombre significa “árboles con escamas”, eran plantas vasculares y tenían porte arbóreo. Se encuentran desde el final del Devónico hasta el Triásico (<https://en.wikipedia.org/wiki/Lepidodendron>; Niklas, 1997).

semillas o pteridospermas) y experimentaron una gran diversificación en el Carbonífero Tardío, con la aparición de las gimnospermas y las primeras plantas con flores (*Anthophyta*). Entre las gimnospermas, las coníferas son las más antiguas (como las cordaitales); aparecieron en el Pérmico ginkgos, cícadas y gnetales.

Las angiospermas, que agrupan las plantas actuales con flores, surgieron mucho más tarde, en el Cretácico Temprano, a partir de las *Anthophyta*, que incluyen órdenes ya extintos como *Glossopteridales* y *Bennettitales* (Stewart y Rothwell, 1993). Desde el Cenozoico (aproximadamente 66 Ma) los grandes grupos de plantas son similares a los actuales (fig. 1), con pequeñas variaciones. Por ejemplo, las plantas con metabolismo C4 (los

primeros azúcares que sintetizan son los de cuatro átomos de carbono) aparecieron en el Oligoceno y se expandieron en el Mioceno y el Plioceno. Son gramíneas tropicales como el maíz, el sorgo, el mijo y la caña de azúcar. El ciclo C4 supone un avance evolutivo sobre el ciclo C3, más simple, que es el que opera en la mayoría de las plantas. Las C4 son más *eficientes*: requieren menos consumo de agua por molécula de CO₂ sintetizada (Hatch, 1988).

Esta brevísima revisión muestra que desde que el reino vegetal empezó a poblar el medio terrestre se encuentra un rico registro de vegetales fósiles a lo largo de la historia de la Tierra. Su estudio proporciona información del pasado muy variada. Son testimonio de la evolución biológica y nos ayudan a reconocer y comprender los cambios producidos en las condiciones ambientales, tanto las del clima como las relacionadas con la sedimentación, la hidrología y el enterramiento de los sedimentos.

En relación con el enterramiento, el conjunto de procesos que se producen después de la sedimentación, incluyendo la descomposición y la fosilización de los seres vivos que pudieran existir y la actuación de otros procesos físicos y químicos, atañen a la *diagénesis*. En este contexto de enterramiento se conjugan factores que favorecen la transformación de la materia orgánica en elementos fósiles o bien conducen a su degradación. La profundidad del enterramiento limita la acción biológica (por ejemplo, de los descomponedores) y favorece el aumento de la temperatura y de la presión, lo que determina transformaciones texturales, minerales y estructurales de los sedimentos enterrados que conducen a su litificación, deshidratación, compactación y pérdida de porosidad; en definitiva, a la formación de las rocas sedimentarias. La posterior exhumación puede añadir más transformaciones, pero esencialmente son de menor importancia.

Este artículo tiene un doble objetivo: por un lado, mostrar de modo resumido la evolución de las plantas terrestres, su modo de estudio y la información que pueden aportar, en especial junto con otras disciplinas, exponiendo para ello un ejemplo concreto; por otro, subrayar el interés del estudio de los vegetales fósiles para deducir algunas características y comprender ciertos cambios, por ejemplo del paisaje y del clima, a lo largo del tiempo y, por tanto, conocer la dinámica sedimentaria pasada y actual del planeta Tierra.

LOS PROCESOS DE SILICIFICACIÓN DE LA MADERA

Las maderas producidas por organismos vegetales existentes en el pasado pueden llegar hasta nosotros mediante procesos de fosilización muy variados. Uno de los más comunes es la permineralización, que consiste en la precipitación de minerales en los tejidos de las células vegetales durante la diagénesis. Para que esto ocurra, la madera debe quedar enterrada por otros depósitos en condiciones anóxicas para que se conserve y pueda ser transformada en mineral. El agua que se halla en el subsuelo, rica en minerales disueltos, encuentra condiciones favorables para la precipitación mineral en los tejidos celulares. Así, cuando se descompone la parte orgánica, por ejemplo la lignina y la celulosa, se encuentran los *moldes* de la parte orgánica conservados en materia mineral. Es decir, la madera se comporta como una plantilla. En otros casos se produce un reemplazo directo, a escala molecular, de la materia orgánica por el precipitado mineral: el agua mineralizada disuelve la materia orgánica y la sustituye por el mineral precipitado. Este proceso permite conservar la estructura celular original de la madera. A menudo el mineral es sílice amorfa (ópalo) y al proceso se lo denomina *silicificación*: la masa vegetal es sustituida por ópalo. Cuando los vegetales se conservan en ópalo se conocen como *xilópalo*. También puede producirse fosilización con carbonato cálcico, con minerales de hierro y otros metales, así como ocasionalmente con otras sustancias minerales (fig. 3A).

En otros casos, las maderas fosilizadas preservan aún sus tejidos blandos, es decir, mantienen sus tejidos originales conservados en un estado que podríamos calificar de *excepcional*. En este tipo de macrorestos las condiciones de alteración posenterramiento, como la ausencia de oxígeno en el sustrato o la acidez en el mismo, dificultan en gran medida la biodegradación de los restos, llegando así hasta nosotros en un estado que podríamos denominar de *esencialmente inalterado* (Schopf, 1975). Este es el tipo de preservación más frecuente en las maderas halladas en yacimientos del Cuaternario (últimos 2,6 Ma). Aunque su estado de conservación es muy bueno, estas maderas se encuentran habitualmente sometidas a ciertos procesos de transformación debido a la compresión, la biodegradación y la transformación por los procesos de carbonificación. Para las maderas del Holoceno, aproximadamente los

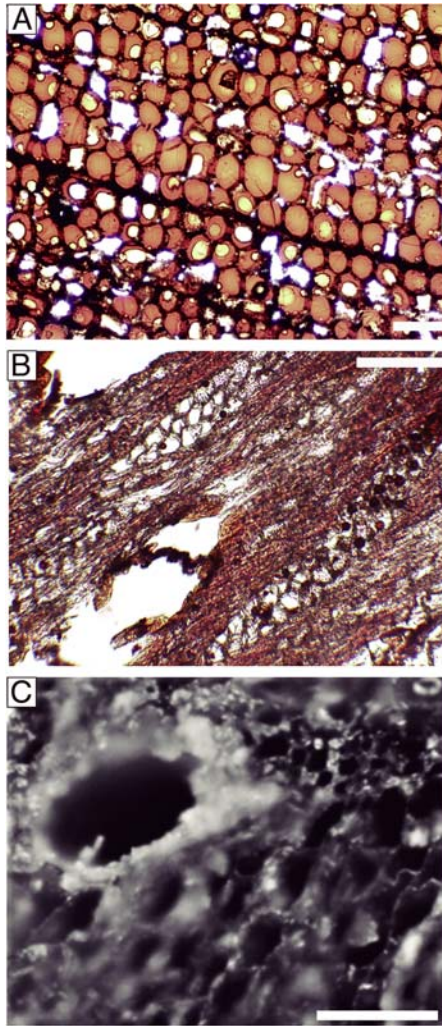


Fig. 3. A. Madera fósil (Hu-3312) del yacimiento de Lo Hueco (Cuenca), del Cretácico Superior (Campaniense superior – Maastrichtiense inferior). El principal componente químico de esta madera fosilizada es el yeso, una sustancia muy poco común en este tipo de muestras de madera en el registro fósil. En el plano transversal se pueden apreciar elementos anatómicos conductores más o menos redondeados (traqueidas) y radios longitudinales de parénquima. **B.** Madera subfósil (SP-16) del yacimiento de Sandria (Guadalajara) (3352 Cal BP), identificada como abedul (*Betula* sp.). En este plano tangencial se aprecian radios pluriseriados y elementos de los vasos. **C.** Madera de pino carbonizada (C-2), del yacimiento de Torralba (Pleistoceno Medio, Acheliense), estudiada por microscopía de luz reflejada. Se pueden apreciar un canal resinífero y traqueidas en el plano transversal. Escala: barras en A-C = 100 μ m. (Fotos: José M.^a Postigo)

últimos 11,7 miles de años, que mantienen su composición y estructura original y que han llegado hasta nosotros sin la intervención del hombre, está extendido el uso en la literatura científica del término *subfósil* (fig. 3B). Finalmente, otra forma de preservación relativamente común tanto en maderas del Cuaternario como de periodos geológicos anteriores es la pirólisis, que sería un tipo especial de carbonificación en el cual el enriquecimiento en carbono se produce al someter a la madera a altas temperaturas, como por ejemplo tras un incendio. En este caso las maderas experimentan cambios en su composición y estructura, con la formación de pirofusinita, que les permite resistir a los procesos posteriores de biodegradación, llegando hasta nosotros en forma de restos que denominamos *carbones* (fig. 3C).

El proceso de fosilización de la madera no debe confundirse con la *carbonificación*, que es la transformación gradual a temperaturas moderadas y a alta presión de materiales orgánicos en compuestos ricos en carbono (turba y carbón) que se encuentran en la corteza terrestre.

EL ESTUDIO DE LA MADERA FÓSIL

Para la diagnosis de las maderas fósiles es necesario realizar un detallado análisis microscópico de todos los elementos anatómicos que la componen. La técnica clásica más utilizada sigue los siguientes pasos (Schweingruber, 1978):

- Obtención de prisma. Se elaboran prismas de unas dimensiones aproximadas de $1 \times 1 \times 2$ centímetros preparados para el estudio de cada uno de los tres planos principales de la madera (fig. 4).
- Elaboración de láminas delgadas. A partir de los prismas se elaboran secciones muy finas (por ejemplo, 15-20 micras) en los tres planos mencionados para su observación detallada a través del microscopio.

Para la elaboración de estas láminas delgadas es necesario el uso de microtomos altamente especializados. Si la madera mantiene su estructura y composición orgánica, se procederá a tratamientos de ablandamiento y tinción de la misma, con colorantes como safranina, con el fin de poder visualizar correctamente todas las estructuras (De Palacios, 1997). El trabajo con maderas fósiles de estas características suele ser complejo, ya que

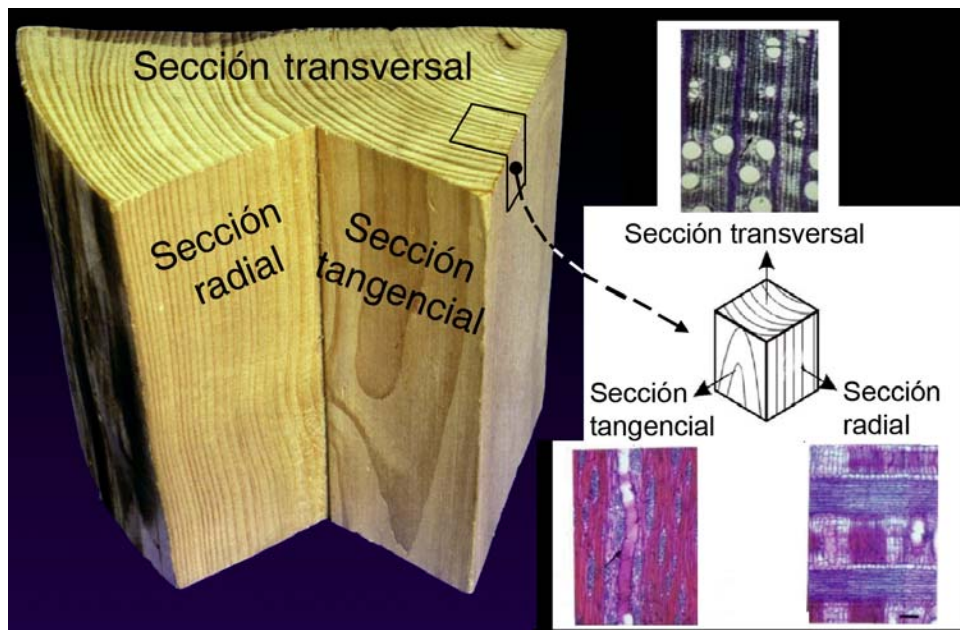


Fig. 4. Principales planos en el estudio de anatomía de maderas (modificado de Schweingruber, 1990).

los procesos de aplastamiento y biodegradación existentes dificultan muchas veces la correcta visualización de las estructuras.

En ocasiones también se llevan a cabo estudios mediante microscopía electrónica de barrido. Si bien la preparación de las muestras es distinta, la observación de los planos y de las estructuras sigue un patrón similar. En el caso de observar maderas carbonizadas, el estudio de los tres planos de la madera se realiza mediante el uso de microscopía de luz reflejada.

INFORMACIÓN QUE APORTA EL ESTUDIO DE LA MADERA FÓSIL

El estudio de este tipo de macrorrestos aporta información muy variada en el ámbito de la paleoecología, siempre y en cualquier caso complementaria a la de otros informantes del pasado, como los restos esporopolínicos. Así, los estudios de maderas fósiles pueden permitir, en óptimas condiciones de preservación y observación de caracteres anatómicos, diagnosis a nivel

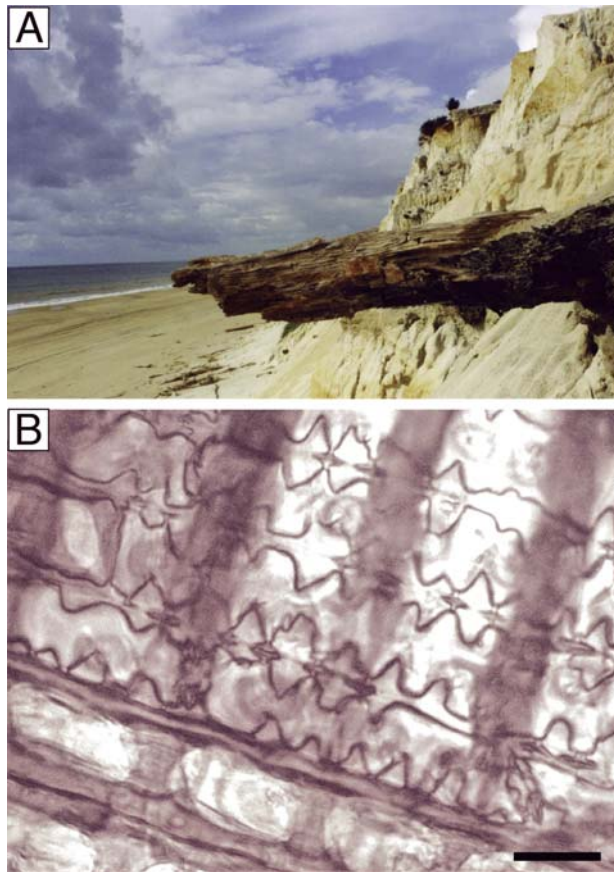


Fig. 5. A. El estudio de maderas fósiles en enclaves de la península ibérica de gran interés biogeográfico ha aportado interesantes y llamativos datos sobre las especies y los paisajes del pasado reciente. En la fotografía puede apreciarse madera adscrita a *Pinus nigra* (MAZ-17) del Pleistoceno Superior en los acantilados de El Abalarío (Parque Natural de Doñana) (Postigo-Mijarra y cols., 2007). **B.** Madera subfósil del Holoceno (Val-02) (7074 Cal BP) identificada como *Pinus* cf. *sylvestris* del yacimiento de Valdojos (Guadalajara), que muestra en el plano radial estructuras de campos de cruce y dientes en las traqueidas. La presencia del taxón en esta zona del Sistema Central durante gran parte del Holoceno de manera continua y relevante ha sido puesta de manifiesto gracias a los estudios de este tipo de macrorrestos. Escala: barra = 20 μm (Postigo-Mijarra y cols., 2017).

genérico e incluso específico de los taxones que formaban las comunidades vegetales del pasado (fig. 5A). La identificación de la especie, o del grupo, suele ser de gran utilidad en estudios paleobotánicos, ya que aporta precisión y detalle en este tipo de reconstrucciones del pasado que, en ocasiones, no es posible aproximar con otro tipo de restos vegetales fósiles. Cuando la identificación de estos macrorrestos en cuanto a la especie se refiere a elementos de edades recientes, como por ejemplo del Holoceno, estos datos pueden tener también interés para la gestión y la perfecta comprensión de la evolución del paisaje reciente y actual (fig. 5B).

Cuando en el mismo yacimiento se identifican diversos taxones, se posibilita la reconstrucción más o menos completa de la comunidad vegetal que existió en aquel lugar de depósito, lo que permite un acercamiento

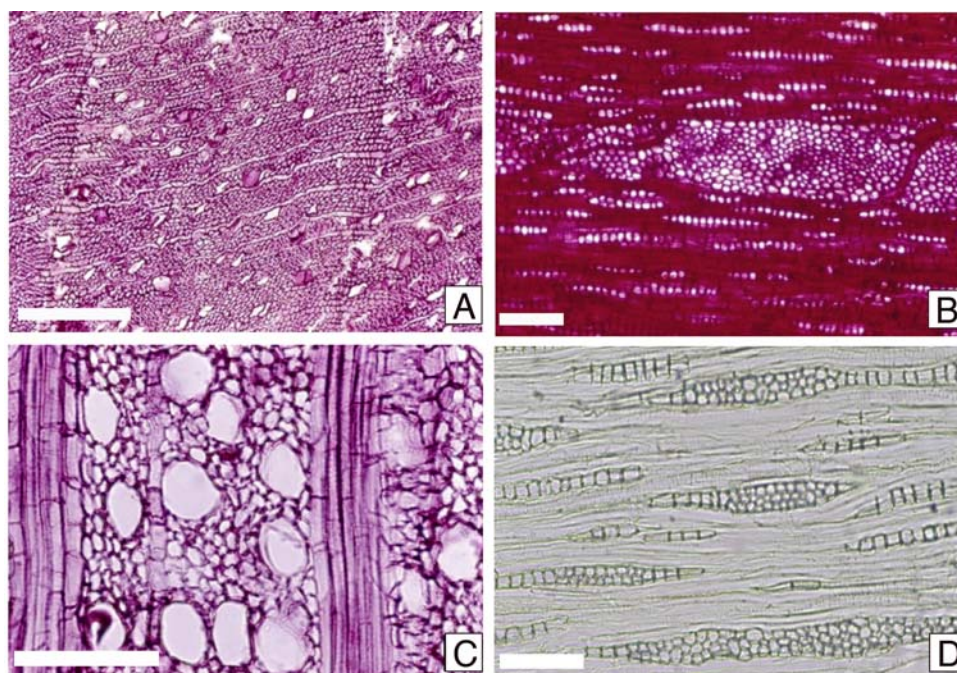


Fig. 6. En el yacimiento de Cal Guardiola (transición Pleistoceno Inferior – Medio) (Tarrasa, Barcelona) se identifican hasta 11 taxones diferentes mediante el estudio de sus maderas fósiles, lo cual permite caracterizar la comunidad vegetal productora (Postigo-Mijarra y cols., 2007). **A.** *Aesculus* sp., CAL-1235. **B.** *Quercus* subgen. *Quercus*, CAL-1166. **C.** *Acer* aff. *pseudoplatanus*, CAL-1563. **D.** *Ligustrum* cf. *vulgare*, CAL-62.

Escala: barras en A-C = 100 μ m, y en D = 20 μ m. (Fotos: José M.^a Postigo)

más próximo al conocimiento de los paisajes vegetales pretéritos (fig. 6). Sin embargo, no solo ofrecen una información sobre el paisaje. La presencia de determinados taxones o comunidades vegetales proporciona también una información de tipo cualitativo de índole climática, de la que pueden extraerse conclusiones paleoambientales a partir de la presencia de estos taxones. Además, partiendo de un conjunto de taxones concreto se pueden realizar reconstrucciones paleoclimáticas también de tipo cuantitativo, empleando técnicas como, por ejemplo, la aproximación por coexistencia o Coexistence Approach.

En relación con esta información climática, los estudios relacionados con los anillos de los árboles, cuando los presentan, permiten a la paleodendrocronología extraer conclusiones, a veces muy precisas, sobre las condiciones de vida del árbol y el clima o las condiciones edáficas del lugar donde vivió. Del mismo modo, el propio tipo de fosilización constituye por sí mismo una valiosa información sobre los procesos sedimentarios, ambientales y de diagénesis en el lugar de la fosilización.

Finalmente, habría que destacar que las maderas fósiles, al igual que otros macrorrestos vegetales como las hojas, fosilizan habitualmente cerca o muy cerca del lugar en el que vivieron sus organismos productores. Permiten, por tanto, reconstruir con bastante fiabilidad la vegetación del ambiente sedimentario de la cuenca de sedimentación en la que se desarrollaron, característica que les confiere un gran valor añadido en el ámbito de los estudios conjuntos de polen y maderas.

EL YACIMIENTO DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE

El área de estudio: contexto geológico y objetivos planteados

Durante el Mioceno, la parte noreste de la península ibérica tenía una configuración geográfica con relieves montañosos parecidos a los actuales: Pirineos al norte, cordillera Costero-catalana al este y cordillera Ibérica al sur. Estas tres cadenas delimitaban una cuenca sedimentaria de forma aproximadamente triangular —la cuenca del Ebro— (fig. 7A), en la que existían sistemas aluviales que discurrían desde los relieves limitantes hasta las zonas deprimidas, estas últimas ocupadas por lagos. En el Mioceno Medio a Tardío la cuenca se abrió hacia el mar Mediterráneo (García-Castellanos y cols., 2003; Urgeles y cols., 2011) y empezó una fase de erosión que fue remontando

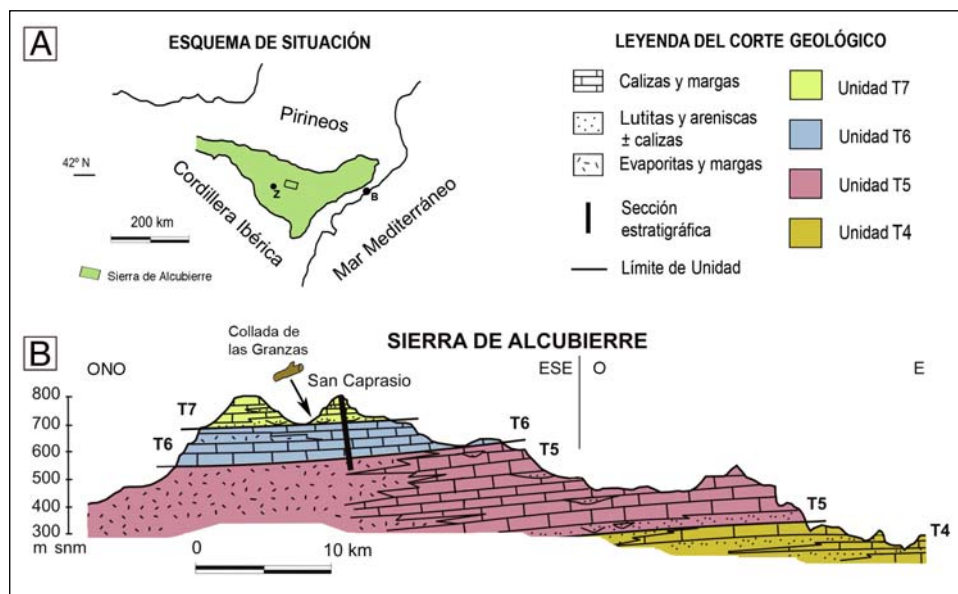


Fig. 7. A. Situación de la sierra de Alcubierre en la cuenca del Ebro. **B.** Corte geológico de la sierra de Alcubierre (basado en Arenas, 1993 y Pérez-Rivarés, 2016), en el que se indica la localización aproximada de las maderas estudiadas (Collada de las Granzas).

hacia el oeste, modelando el relieve hasta la situación actual. Los depósitos lacustres miocenos ocupan buena parte de la zona central y centro-sur de la cuenca, ahora surcada por el río Ebro y sus afluentes.

La composición litológica de los depósitos lacustres da cuenta de condiciones sedimentarias e hidrológicas cambiantes: entre aquellas que favorecían la formación de carbonatos (calizas y margas) durante fases de nivel alto del agua y aquellas que propiciaban la formación de evaporitas (yeso y halita) durante fases de nivel bajo del agua. Estas condiciones se corresponden con etapas de más humedad y etapas más áridas respectivamente (Arenas y Pardo, 1999, 2000). Actualmente, relieves como la Muela y la Plana de Zaragoza, los Montes de Castejón y la sierra de Alcubierre están constituidos en gran parte por calizas y en menor proporción por margas, mientras que las zonas más bajas están compuestas mayormente por margas y yesos. Además, los sedimentos aluviales finos (lutitas y arenas) también están presentes en mayor o menor proporción, como testigos de los aportes de agua superficial (fluvial) desde los relieves circundantes.

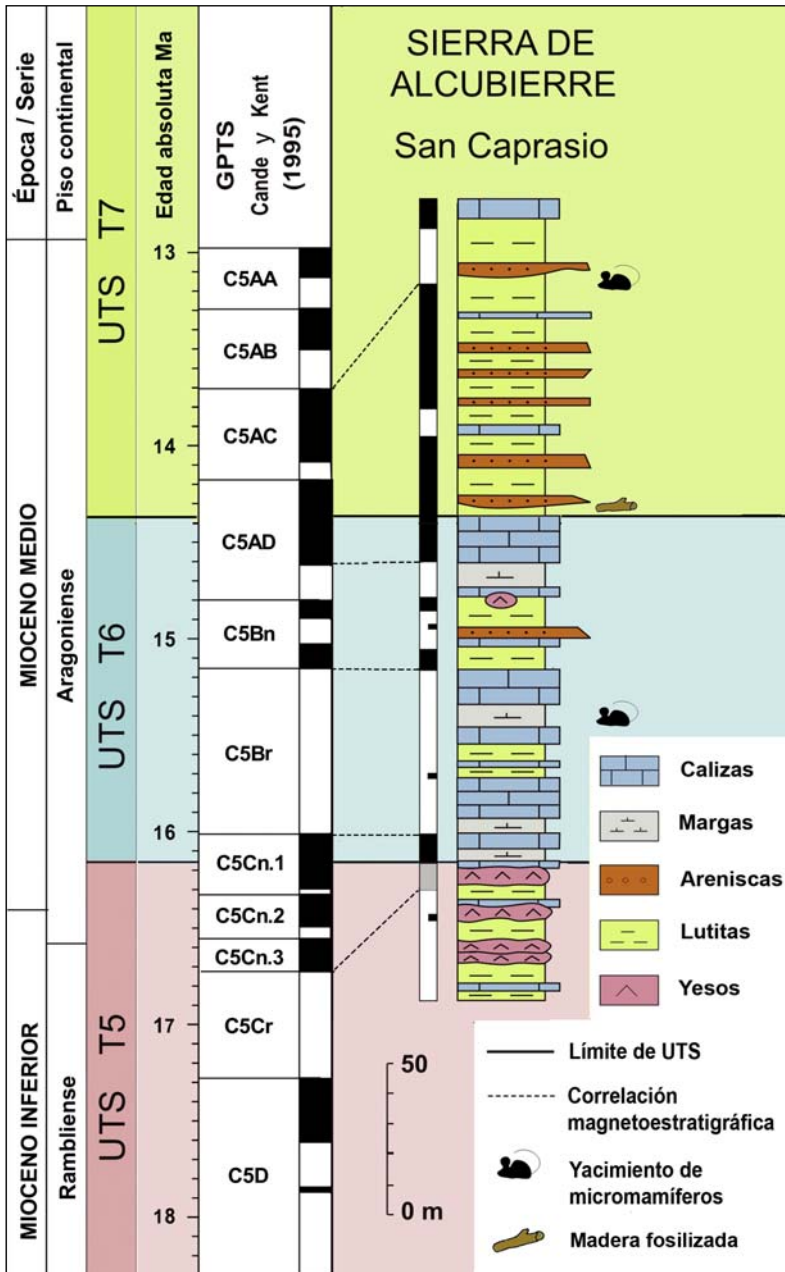


Fig. 8. Sección estratigráfica de San Caprasio (vertiente sur de la sierra de Alcubierre, fig. 7B), con la localización de las maderas fosilizadas en la base de la unidad T7. Sección modificada de Arenas y cols. (2007) y Pérez-Rivarés y cols. (2018).

En la sierra de Alcubierre se diferencian tres unidades de depósito superpuestas, denominadas T5, T6 y T7, cuyo espesor supera los 600 metros. La unidad infrayacente, T4, solo aflora en el extremo este de la sierra (fig. 7B). La unidad inferior (T5) está formada por yesos, margas y calizas; la intermedia (T6) por calizas y margas, y la superior (T7), por lutitas, arenas y areniscas con intercalaciones de calizas y margas (Arenas, 1993) (figs. 7B y 8). Los límites entre estas unidades están datados por medio de estudios magnetoestratigráficos como sigue: T5/T6 = $16,2 \pm 0,14$ Ma y T6/T7 = $14,3 \pm 0,14$ Ma (Pérez-Rivarés, 2016; Pérez-Rivarés y cols., 2018).

En la zona de San Caprasio la unidad T7 alcanza un espesor de 115 metros. En la base de la unidad T7 (mitad superior del cron magnético normal C5AD según Pérez-Riváres, 2016) se ha localizado un punto fosilífero denominado *Collada de las Granzas*, situado prácticamente en el límite entre

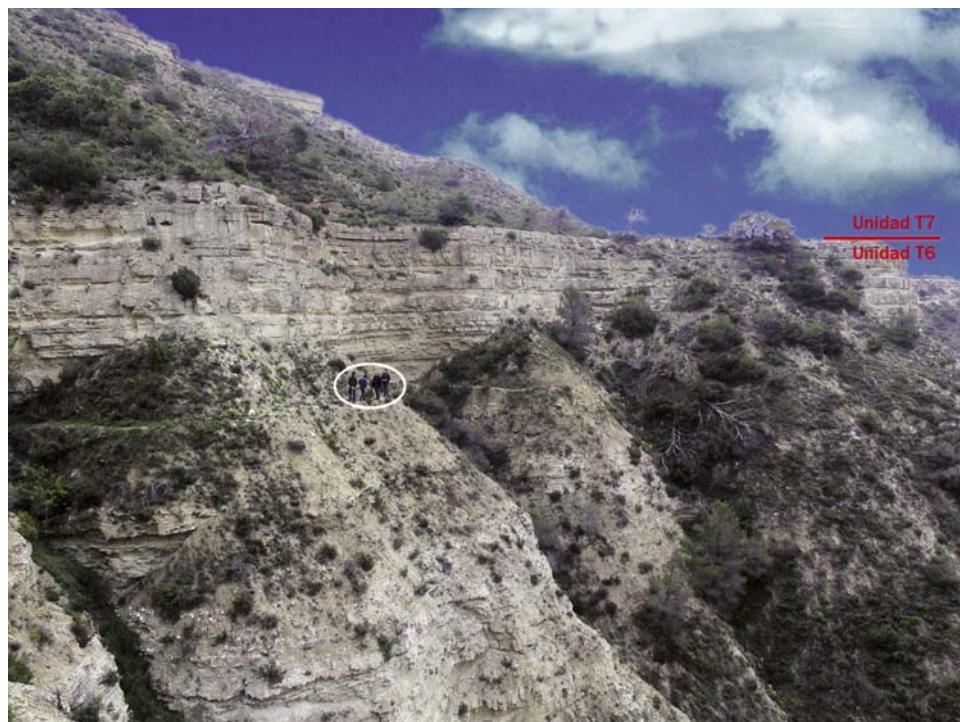


Fig. 9. Imagen de campo de las unidades T6 y T7 en la vertiente sur de la sierra de Alcubierre. Grupo de personas (círculo blanco) como escala. (Foto: Concha Arenas)

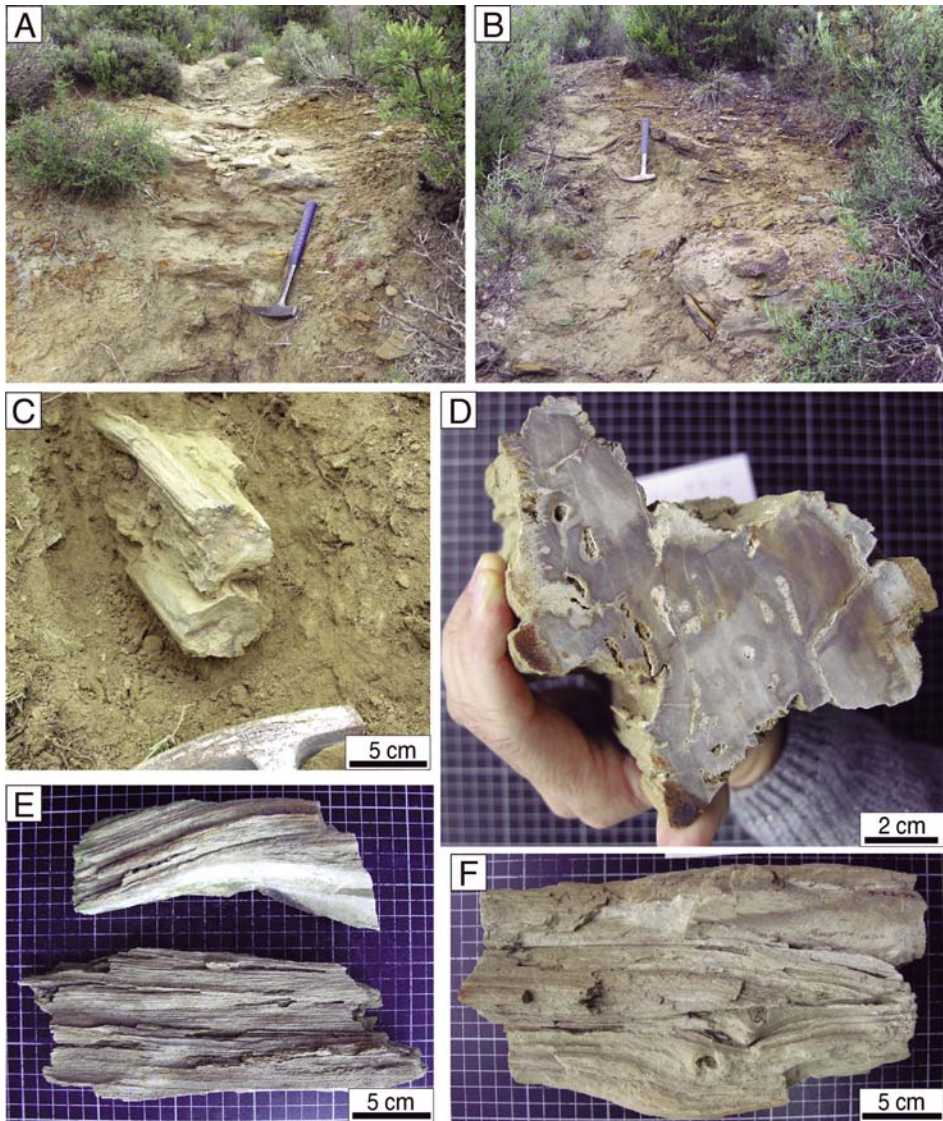


Fig. 10. Imágenes de campo de la base de la unidad T7 y de las maderas en campo y laboratorio. **A.** Alternancia de lutitas y areniscas ocras, dispuestas en estratos tabulares. **B.** Detalle de la forma suavemente canaliforme de un cuerpo de areniscas poco cementadas (en el que está el martillo) sobre lutitas. En el frente, forma circular de arena, con bandeado concéntrico, que recuerda la sección perpendicular de un tronco. **C.** Vista del fragmento de madera MPZ 2021/307 *in situ* en un nivel de lutitas. **D.** Sección transversal de un fragmento (MPZ 2021/307). **E-F.** Algunos de los fragmentos estudiados (MPZ 2021 / 309, 310 y MPZ 2021 / 307). (Fotos: autores de esta publicación)

los términos municipales de Alcubierre y Farlete. En Collada de las Granzas se encuentran fragmentos de madera fósil dispersos dentro de un intervalo de lutitas con intercalaciones de arenas de color ocre y anaranjado (figs. 9 y 10).

El espesor de estos depósitos es de 4 a 5 metros por encima de la unidad T6. Los fragmentos se encuentran silicificados, tienen forma alargada y el tamaño varía desde unos pocos centímetros hasta 18 centímetros de diámetro y hasta 30 centímetros de longitud. Se disponen con el eje mayor paralelo a la estratificación (fig. 10C). La edad de los depósitos en los que se encuentran las maderas estudiadas se corresponde con el final de la unidad T6 y el inicio de la unidad T7 —alrededor de los $14,3 \pm 0,14$ Ma—. Su duración sería de unas pocas decenas de miles de años (entre 35 y 42 ka), aplicando la tasa de sedimentación promedio deducida para la unidad T7 en la sierra de Alcubierre (11,67 cm/ka; Pérez-Rivarés, 2016). Por lo tanto, la edad de esos depósitos con maderas sería prácticamente coincidente con el límite entre las dos unidades.

En 2016 se realizó una campaña de campo y se recogieron varios de estos elementos para su estudio mineralógico y taxonómico. El objetivo era identificar los taxones, deducir las condiciones de desarrollo de los correspondientes vegetales y contextualizar la presencia de tales fragmentos en el ambiente sedimentario de este sector de la cuenca durante el Mioceno Medio. Los elementos se encuentran depositados en el Museo de Ciencias Naturales de la Universidad de Zaragoza (Canudo, 2018), con las siglas MPZ 2021 / 303, 304, 305, 306, 307, 308, 309, 310, 311 y 312.

Preparación y análisis de las muestras

Se hicieron cortes de varios especímenes de madera según tres planos (fig. 4) para realizar láminas delgadas, con el objeto de su estudio taxonómico en el microscopio óptico. También se obtuvieron imágenes y análisis de elementos químicos de algunos fragmentos pequeños en el microscopio electrónico de barrido (Field Emission Scanning Electron Microscopy [FESEM], de los Servicios de Apoyo a la Investigación [SAI] de la Universidad de Zaragoza). Asimismo, la mineralogía de las muestras de madera y de los sedimentos asociados se analizó por medio de difracción de rayos X a partir de muestras molidas (polvo) en los SAI.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Clasificación y ambiente de depósito de las maderas fósiles

La composición mineralógica de las maderas es mayormente cuarzo (microcristalino y amorfo), a veces con pequeñas cantidades de goetita y calcita (fig. 11). En los sedimentos detríticos que engloban a las maderas se ha encontrado cuarzo y, en cantidades variables, calcita, oxihidróxidos de Fe (seguramente goetita), moscovita y minerales de la arcilla, como esmectita e illita.

Las maderas fósiles recogidas en el área de la sierra de Alcubierre poseen un conjunto de caracteres comunes que se describen a continuación.

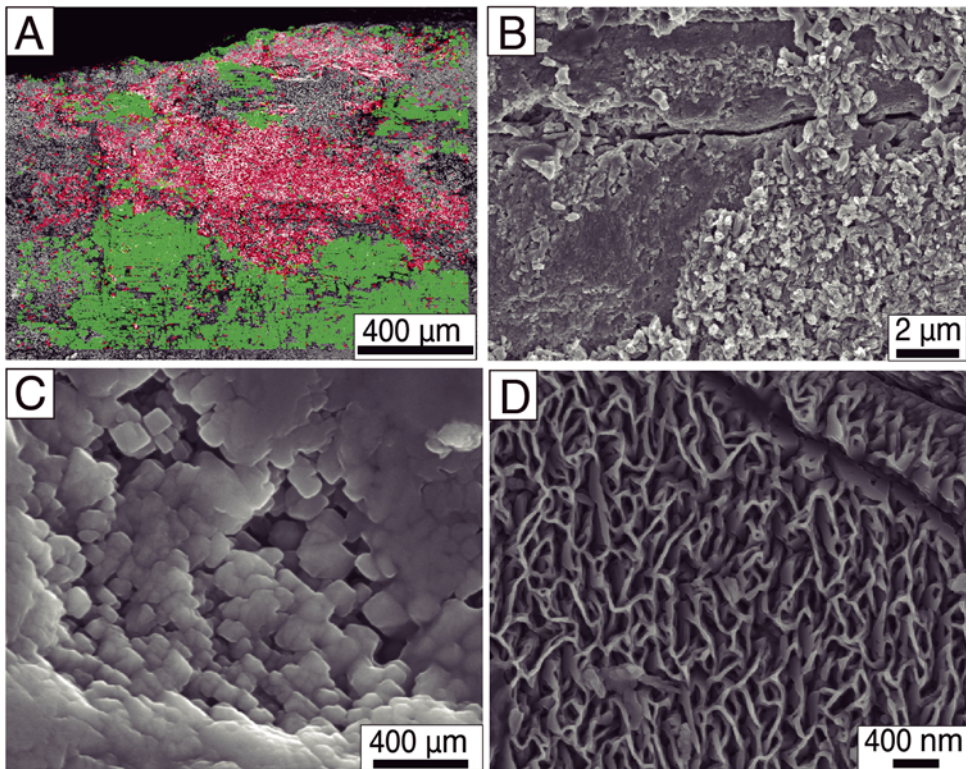


Fig. 11. Imágenes de microscopio electrónico de barrido (FESEM) de muestras de madera silicificada. **A.** Distribución del silicio (verde) y hierro (rojo) en una muestra (sección radial).

Las zonas grises son ricas en calcio. **B.** Sección radial de una muestra, con oxihidróxidos de hierro sobre la parte silicificada. **C.** Sílice microcristalina. **D.** Sílice amorfa.

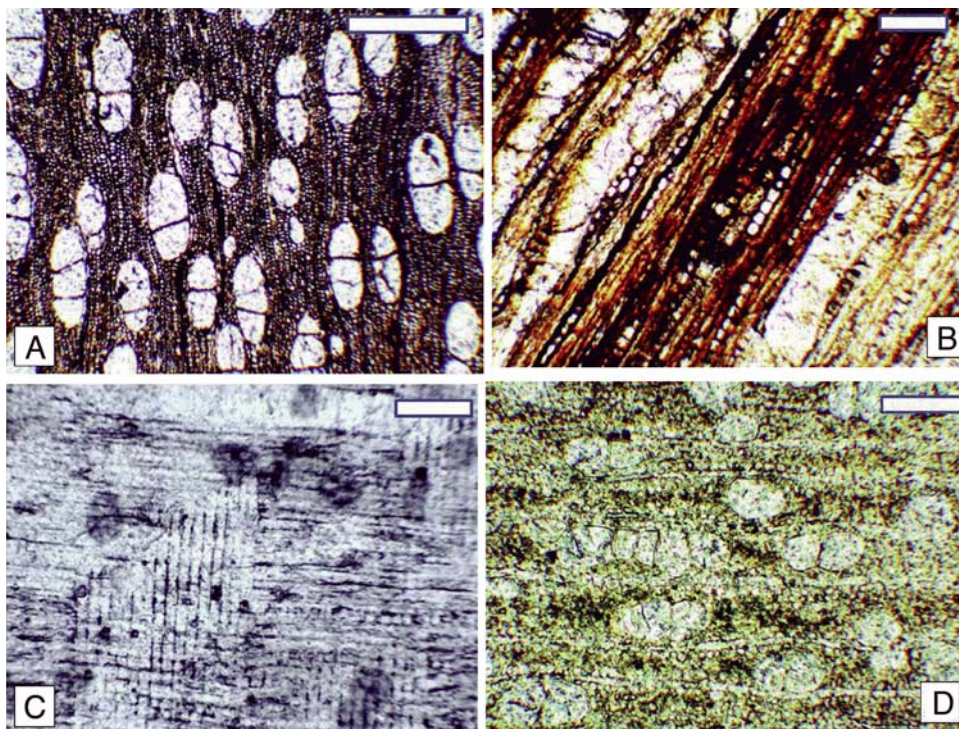


Fig. 12. Imágenes de microscopio óptico de láminas delgadas de madera silicificada. **A.** Plano transversal de poro difuso con vasos agrupados en 2-3 elementos (muestra BRG-2). **B.** Plano tangencial con radios principalmente uniseriados (muestra BRG-2). **C.** Plano radial en el que se aprecia radio de parénquima de modo impreciso (muestra BRG-3). **D.** Plano transversal de poro difuso con vasos agrupados en 2-4 (6) elementos (muestra BRG-3). Escala: barra = 100 μm .

En el plano transversal se aprecia leño de poro difuso o semidifuso con poros solitarios o agrupados en cortas filas radiales, de 2-4 (6) elementos (figs. 12A y D), y puede apreciarse anillo de crecimiento bien diferenciado. En el plano radial los radios no terminan de apreciarse con claridad, por lo que no se puede confirmar si son homogéneos o heterogéneos (fig. 12C). En el plano tangencial se aprecian radios principalmente uniseriados, de 10-14 células de longitud (fig. 12B). Las punteaduras de los vasos son grandes, simples y de contorno poligonal, y presentan también perforaciones de los vasos de tipo simple. Alguno de los radios parece ser heterogéneo. No ha sido posible confirmar la presencia de refuerzos espiralados en los elementos conductores.

La aparición conjunta de todos estos caracteres coincide en gran medida con las características de algunas especies de ribera presentes en el Mioceno y en la actualidad en la península ibérica, concretamente dentro de las salicáceas. Sin embargo, la observación incompleta de los caracteres distintivos, debido entre otras cuestiones a los procesos de transformación de la madera durante su fosilización, aconseja hacer una primera adscripción como cf. *Salix* (Jacquot y cols., 1973; Schweingruber, 1990). La ausencia de estudios anatómicos completos de las especies de sauces presentes en la península ibérica y del Mioceno, problema extensivo al resto del entorno europeo, impide a su vez la diagnosis concreta de la especie.

Las salicáceas y los sauces tienen una gran afinidad por sustratos húmedos e incluso con cierto grado de encharcamiento. *Salix* actualmente se encuentra distribuido ampliamente; algunas especies tienen preferencia por zonas frías y templadas del hemisferio norte. De confirmarse la diagnosis de *Salix* se podría suponer, por tanto, que el taxón productor de estas maderas habitó en este tipo de ecosistema y que en su lugar de fosilización se dieron estas condiciones ambientales. Este es un hecho muy común en el registro fósil. En muchas ocasiones, los taxones afines a medios palustres, lacustres o ribereños tienen mucha más facilidad para perdurar por el proceso de fosilización que los de medios secos más alejados de los cauces de agua.

Los sedimentos en los que se encuentran las maderas estudiadas (base de la unidad T7) se depositaron en un ambiente aluvial distal (respecto al área pirenaica de procedencia), correspondiente a un sistema fluvial, seguramente de la misma procedencia que el de Huesca con el que se relacionaban los depósitos de las unidades T5 y T6 en este sector de la sierra de Alcubierre. Aunque en el lugar del hallazgo de las maderas no se distinguen geometrías de depósito que revelen que se trataba de canales, en el conjunto de la zona de San Caprasio y Monte Oscuro se interpreta que la unidad T7 constaba de canales arenosos someros, en su mayoría de poca sinuosidad, que discurrían por una llanura de inundación lutítica, que a veces recibía láminas de arena por desbordamiento de los canales. No se descarta la presencia de áreas encharcadas en la llanura de inundación, con sedimentación de carbonatos. El sistema lacustre, que había ocupado esa zona durante el depósito de la unidad T6, se fue desplazando hacia el sur como consecuencia de la progradación del sistema fluvial pirenaico desde

el comienzo del depósito de la unidad T7. La expansión de ese lago hacia el norte se produjo posteriormente, en momentos concretos, como atestiguan los depósitos extensos de calizas que ahora se hallan intercalados entre los detríticos finos fluviales de la unidad T7 (fig. 8).

La disposición horizontal de la mayor parte de los fragmentos de madera y su heterometría, así como su inclusión dentro de los depósitos margosos, lutíticos y arenosos finos, sugieren que se depositaron en zonas encharcadas (palustres) y sobre la llanura de inundación durante las avenidas. En consonancia con la identificación taxonómica (cf. *Salix*), se trataría de vegetación típica de bosques de ribera que se desarrollaban en la misma posición donde se encuentran ahora los fragmentos (se conserva una forma circular bandeada de arena que se asemeja a un tronco *in situ*; fig. 10B) o en lugares próximos. En todo caso, la heterometría y la distribución aleatoria de los fragmentos sugieren que el transporte no tendría por qué ser largo.

Respecto a la diagénesis, mientras los sedimentos y las maderas asociadas estuvieron enterrados se produjo su compactación y litificación, así como la silicificación de las maderas, mayormente por reemplazo, a partir del agua que hubiese en los poros.

El clima en el Mioceno Medio

La datación de los depósitos en los que se encuentran las maderas estudiadas —alrededor de los $14,3 \pm 0,14$ Ma— permite situarlos temporalmente con referencia al denominado Óptimo climático del Mioceno o MCO según sus siglas en inglés (Miocene Climatic Optimum). Se trata del último periodo climático cálido prolongado que se registra a nivel global antes del comienzo del enfriamiento que llevará a la glaciación del Cuaternario. En el registro marino, el MCO se data aproximadamente entre 17 y 14,5 Ma (Zachos y cols., 2001) y se caracteriza por un brusco incremento de la temperatura y de la humedad que precede al mencionado enfriamiento progresivo a lo largo del Neógeno (Böhme, 2003).

Si bien no se tienen datos precisos de la edad del comienzo y el final del MCO en el registro continental, las maderas de la sierra de Alcubierre se sitúan temporalmente un poco después (≈ 200 ka) de la terminación de dicho periodo cálido, si se toma como referencia la edad de ese periodo en

el registro marino. Las interpretaciones sedimentológicas, mineralógicas y geoquímicas (isótopos estables de los carbonatos) de la sierra de Alcubierre sugieren condiciones de más humedad que coinciden con el inicio de la unidad T7 (Arenas, 1993). En ese momento, en otras zonas de Europa se detecta que el clima cambia hacia condiciones más frescas (Bosellini y Perrin, 2008). Todo ello es totalmente compatible con el avance de los sistemas aluviales pirenaicos hacia el sur, que desplazó el sistema lacustre hacia la cordillera Ibérica.

CONCLUSIONES

En el yacimiento de Collada de las Granzas, en la sierra de Alcubierre, se han encontrado fragmentos de madera silicificada que se adscriben al género cf. *Salix*, componente habitual de los bosques de ribera. Los sedimentos que contienen esos fragmentos se depositaron en zonas palustres y llanuras de inundación de un sistema fluvial distal, durante el Mioceno Medio, aproximadamente $14,3 \pm 0,14$ millones de años, es decir, unos 200 000 años después del final del MCO (según los límites que se le asignan en el registro marino). Las investigaciones previas en esta zona señalan el comienzo de condiciones climáticas más húmedas en ese momento, lo que concuerda con el hallazgo de *Salix* en este estudio.

Con este artículo se muestra el interés científico del estudio de las plantas fósiles por su aportación para conocer aspectos evolutivos de las comunidades vegetales y las condiciones ambientales, tanto del clima como de la sedimentación, la hidrología y los procesos diagenéticos.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo es en parte resultado de la experiencia investigadora desarrollada en varios proyectos de investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación del Gobierno de España y denominaciones anteriores (PB97-0882-C03-02, CGL2013-43867-P y PID2019-106440GB-C22). Los Servicios de Apoyo a la Investigación (SAI) de la Universidad de Zaragoza proporcionaron técnicas e instrumental necesarios para el estudio de las muestras (preparación de rocas y materiales duros, impresión y escaneado

en 3D, microscopía óptica e imagen, microscopía electrónica de materiales y difracción de rayos X y análisis por fluorescencia).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arenas, C. (1993). *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza <<https://zaguan.unizar.es/record/70725>>.
- Arenas, C., y G. Pardo (1999). Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 151: 127-148 <[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00025-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00025-5)>.
- Arenas, C., y G. Pardo (2000). Neogene lacustrine deposits of the North-Central Ebro Basin, Northeastern Spain. En E. H. Gierlowski-Kordesch y K. R. Kelts (eds.), *Lake Basins through Space and Time*: 395-406. American Association of Petroleum Geologists (Studies in Geology, 46).
- Arenas, C., G. Pardo, F. Pérez-Rivarés y M. Vázquez Úrbez (2007). From saline to fresh-water lacustrine and fluvio-lacustrine carbonate systems: neogene evolution of the central Ebro Basin. En C. Arenas, A. M. Alonso Zarza y F. Colombo (eds.), *Geological field trips to the lacustrine deposits of the northeast of Spain*: 11-50. Sociedad Geológica de España (Geo-Guías, 3). Salamanca.
- Böhme, M. (2003). Miocene Climatic Optimum evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 195: 389-401 <[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00367-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00367-5)>.
- Bora, L. (2010). *Principles of Paleobotany*. International Scientific Publishing Academy. Nueva Delhi, India.
- Bosellini, F. R., y C. Perrin (2008). Estimating Mediterranean Oligocene–Miocene sea-surface temperatures: an approach based on coral taxonomic richness. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 258: 71-88 <<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.028>>.
- Cambra-Moo, O., F. Barroso-Barcenilla, F. Coruña, y J. M.^a Postigo-Mijarra (2012). Exceptionally well-preserved vegetal remains in the palaeontological site of “Lo Hueco” (Upper Cretaceous, Cuenca, Spain). *Lethaia*, 46 (1): 127-140 <<https://n9.cl/4xjesb>>.
- Cande, S., y D. Kent (1995). Revised calibration of the Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophysical Research*, 100: 6093-6095 <<https://doi.org/10.1029/94JB03098>>.
- Canudo, J. I. (2018). The collection of type fossils of the Natural Science Museum of the University of Zaragoza (Spain). *Geoheritage*, 10 (3): 385-392 <<https://n9.cl/wjxvl>>.
- De Palacios, P. (1997). *Anatomía de géneros y especies de coníferas del hemisferio norte*. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Madrid. E. T. S. I. de Montes.

- García-Castellanos, D., J. Vergés, J. Gaspar-Escribano y S. Cloetingh (2003). Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *J. Geophysical Research*, 108 (B7): 2347 <<https://doi.org/10.1029/2002JB002073>>.
- Génova, M., F. Gómez-Manzaneque, F. Martínez-García y J. M.^a Postigo-Mijarra (2016). Early Holocene vegetation in the Ayllón Massif (Central System Range, Spain) based on macroremains: a palaeoecological approach. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 441 (4): 811-822 <<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.10.027>>.
- Hatch, M. D. (1988). C4 photosynthesis: a unique blend of modified biochemistry, anatomy and ultrastructure. *Biochimica et Biophysica Acta*, 895: 81-106 <[https://doi.org/10.1016/S0304-4173\(87\)80009-5](https://doi.org/10.1016/S0304-4173(87)80009-5)>.
- Jacquot, C., Y. Trenard y D. Dirol (1973). *Atlas d'anatomie des bois des angiospermes (essences feuilles)*. Centre technique du bois. París.
- Niklas, K. J. (1997). *The Evolutionary Biology of Plants*. University of Chicago Press. Chicago y Londres. 449 pp.
- Pérez-Rivarés, F. J. (2016). *Estudio magnetoestratigráfico del Mioceno del sector central de la cuenca del Ebro: cronología, correlación y análisis de la ciclicidad sedimentaria*. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza <<https://zaguan.unizar.es/record/79504>>.
- Pérez-Rivarés, F. J., C. Arenas, G. Pardo y M. Garcés (2018). Temporal aspects of genetic stratigraphic units in continental sedimentary basins: examples from the Ebro Basin, Spain. *Earth Science Reviews*, 178: 136-153 <<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.019>>.
- Postigo-Mijarra, J. M.^a, F. Burjachs, F. Gómez Manzaneque y C. Morla Juaristi (2007). A palaeoecological interpretation of the lower-middle Pleistocene Cal Guardiola site (Terrassa, Barcelona, NE Spain) from the comparative study of wood and pollen samples. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 146: 247-264 <<https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2007.05.003>>.
- Postigo-Mijarra, J. M.^a, F. Gómez Manzaneque, C. Morla Juaristi y C. Zazo (2010). Palaeoecological significance of Late Pleistocene pine macrofossils in the lower Guadalquivir Basin (Doñana natural park, southwestern Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 295: 332-343 <<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.06.013>>.
- Postigo-Mijarra, J. M.^a, M. Génova, F. Gómez-Manzaneque, F. Martínez-García, C. Morla, J. Vegas y M. A. Perucha (2017). Occurrence of continuous Holocene pinewoods (*Pinus sylvestris* L.) in the Eastern Central System (Spain) inferred from macroremains: new data from the Sandria site. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 246: 70-84 <<https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2017.06.009>>.
- Postigo-Mijarra, J. M.^a, F. Gómez-Manzaneque y C. Morla (2017). Woody macroremains from the Acheulian site of Torralba: occurrence and palaeoecology of *Pinus cf. sylvestris* in the Middle Pleistocene of the Iberian Peninsula. *Comptes Rendus Palevolution*, 16 (3): 225-234 <<https://doi.org/10.1016/j.crpv.2016.07.004>>.

- Schopf, J. M. (1975). Modes of fossil preservation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 20: 27-53.
- Schweingruber, F. H. (1978). *Mikroskopische Holz Anatomie*. Zürcher A. G. Zug. 226 pp.
- Schweingruber, F. H. (1990). *Anatomie europäischer Hölzer*. Paul Haupt. Berna y Stuttgart. 800 pp.
- Stemans, P., L. Herisse, J. Melvin, A. Miller, F. Paris, J. Verniers y H. Wellman (2009). Origin and radiation of the earliest vascular land plants. *Science*, 324 (5925): 353 <<https://doi.org/10.1126/science.1169659>>.
- Stewart, W. N., y G. W. Rothwell (1993). *Paleobotany and the Evolution of Plants*. Cambridge UP. Cambridge. XII + 521 pp.
- Strother, P. K., S. Al-Hajri y A. Traverse (1996). New evidence for land plants from the lower Middle Ordovician of Saudi Arabia. *Geology*, 24 (1): 55-59 <<https://n9.cl/7mkha>>.
- Urgeles, R., A. Camerlenghi, D. García-Castellanos, B. de Mol, M. Garcés, J. Vergés, I. Haslamk y M. Hardman (2011). New constraints on the Messinian sealevel draw-down from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Research*, 23: 123-145 <<https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00477.x>>.
- Zachos, J., M. Pagano, L. Sloan, E. Thomas y K. Billups (2001). Trends, rhythms and aberrations in Global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686-693 <<https://doi.org/10.1126/science.1059412>>.