

Evolución geomorfológica cuaternaria del Alto Ebro: sector cuenca de Miranda (España)¹

Ángel Soria-Jáuregui²

RESUMEN

El análisis sedimentológico, morfoestratigráfico y cronológico de los sedimentos ha permitido establecer la evolución geomorfológica de la cuenca de Miranda. Existen 5 niveles de terrazas del río Ebro, un nivel del arroyo San Miguel, 2 niveles de glacis y varios derrubios de vertiente. Las terrazas T₄ y T₅ se datan por luminescencia en 13 y 10 ka. Las terrazas T₁, T₂ y T₃ se datan en 191 ka, 109 ka y 70 ka. Los restos del arroyo San Miguel se remontan al Pleistoceno Inferior. El glacis G₁ se data en 70 ka y el G₂ en 13 ka. Los derrubios de vertiente datan del último máximo glacial. Los datos muestran un sistema geomorfológico activo durante las etapas glaciares. En el Ebro también se produjeron fases sedimentarias durante etapas interglaciares pero de carácter diferenciado. La incisión fluvial ocurre durante las etapas de transición climática y en el piedemonte durante las interglaciares.

Palabras clave: Cuaternario, terrazas fluviales, glacis, derrubios de vertiente

ABSTRACT

Sedimentological, morphostratigraphical and chronological analysis of sediments has determined the geomorphological evolution of the Miranda Basin. These analyses have identified 5 terrace levels related to the Ebro river: a fluvial level linked to the Arroyo San Miguel, 2 pediment levels and various slope deposits. Terrace levels T₄ and T₅ have been dated using Optically Stimulated Luminescence at 13 and 10 ka. Terrace levels T₁, T₂ and T₃ were formed at 191 ka, 109 ka and 70 ka. Remnants of the Arroyo San Miguel were created during the Early Pleistocene. Pediment G₁ dates back to 70 ka and G₂ to 13 ka. Slope deposits originated during the Last Glacial Maximum. Presented evidence shows a geomorphological system mainly active during glacial stages. The Ebro river experienced fluvial sedimentation phases during interglacial stages too, but with very different characteristics. Fluvial incision coincides with climatic transitions and pediment incision with interglacials.

Key words: Quaternary, Miranda de Ebro, fluvial terraces, pediments and slope deposits

¹ Este trabajo ha sido posible gracias a una beca predoctoral del Departamento de Educación, Universidades e Investigación del Gobierno Vasco. Agradecemos a la Dra. María José González Amuchástegui las sugerencias realizadas al texto. Artículo recibido el 21 de abril de 2015, aceptado el 15 de julio de 2015 y corregido el 3 de septiembre de 2015.

² Departamento de Geografía, Universidad del País Vasco (España). E-mail: angel.soria@ehu.es

La evolución geomorfológica de la cuenca alta del río Ebro (España), siendo esta la sección de la cuenca hidrográfica del Ebro situada aguas arriba de la Depresión del Ebro, ha sido objeto de numerosos estudios geomorfológicos (Cano Flors, 2004; González Amuchástegui, 1994a, 1994b, 2000; González Amuchástegui y Serrano Cañadas, 1996, 2005, 2007, 2013; González Martín y Pellicer, 1988; González Pellejero, 1986; Gutiérrez, 1990, 1995, 1999; Gutiérrez y Serrano Cañadas, 1998; Llanos *et al.*, 1998; Manero, 1972; Morales Rodríguez, 2000; Ortega Valcarcel, 1974; Perucha *et al.*, 2015; Serrano Cañadas, 1996; Serrano Cañadas *et al.*, 2009, 2011). La exhaustividad y el grado de conocimiento de la zona son muy desiguales, existiendo áreas todavía poco analizadas, caso de la cuenca de Miranda de Ebro, que atrajo el interés de diversos autores en relación a las terrazas fluviales del río Ebro (Aranegui, 1927; Gonzalo Moreno, 1981). Sin embargo, escasean los análisis geomorfológicos sistemáticos de la zona.

En este sentido, dada la importancia del río Ebro como eje vertebrador y nivel de base regional, toda dinámica geomorfológica va a estar condicionada por la propia evolución del río Ebro. Los estudios geomorfológicos mencionados ofrecen una caracterización sedimentológica y morfoestratigráfica de los niveles fluviales generados por el río Ebro en el Alto Ebro. En la zona de Reinosa se describe una única terraza adscrita al Ebro (Perucha *et al.*, 2015). Posteriormente el Ebro atraviesa una plataforma caliza generando unos profundos cañones donde se han identificado una serie de depósitos de origen fluvial sobre la superficie del páramo (Ortega, 1974; González Pellejero, 1986; Serrano *et al.*, 2009). Continuando aguas abajo, en el val de Valdibielso el río Ebro es capaz de generar una secuencia de 2 niveles de terraza (Cano Flors, 2004) y, una vez penetra en el valle de Tobalina, el sistema de terrazas aumenta hasta los 4 niveles (González Amuchástegui y Serrano, 1996). Sin embargo, es necesario situar en el tiempo estas diferentes fases morfogenéticas mediante el análisis cronológico de los sedimentos fluviales. Así la aplicación de métodos de datación como la luminiscencia estimulada ópticamente (OSL) de sedimentos cuaternarios permite establecer un modelo evolutivo apoyado en fechas absolutas. La

cronología fluvial está comenzando a ser descifrada en este sector de la cuenca hidrográfica donde se confirma la existencia de una fase fluvial anterior a 34–47 ka BP en el entorno de Reinosa (Perucha *et al.*, 2015).

El objetivo del trabajo es el estudio geomorfológico de la cuenca de Miranda, sector bisagra entre la depresión del Ebro y su cuenca alta. El principal interés es definir la evolución geomorfológica cuaternaria a partir del estudio de los diversos tipos de depósitos (laderas y fondo de valle), lo que permitirá establecer un modelo evolutivo de este sector de la cuenca del río Ebro. Para ello, se ha realizado una caracterización sedimentológica, morfoestratigráfica y cronológica de dichas formaciones aluviales y coluvionares. Las fechas absolutas obtenidas a partir de los sedimentos fluviales del río Ebro permitirán la caracterización de su comportamiento hidrológico cuaternario. En este sentido se pretende se pretende aportar nuevos datos para el establecimiento de la secuencia evolutiva cuaternaria de uno de los ríos ibéricos más importantes.

La cuenca de Miranda, un relieve estructural

La cuenca hidrográfica del río Ebro es uno de los sistemas fluviales más extensos de la Península Ibérica (85.000 km²), recorriendo longitudinalmente el norte peninsular desde la cordillera Cantábrica hasta su desembocadura en el mar Mediterráneo. Esta investigación se centra en la zona conocida como la cuenca de Miranda, cubeta situada a unos 193 km de su nacimiento en el límite del Alto Ebro, a las puertas de la depresión Terciaria del Ebro. El principal área fuente del río Ebro en este sector de la cuenca hidrográfica se extiende fundamentalmente a lo largo del sector oriental de la cordillera Cantábrica, conjunto montañoso costero de dirección E–W, de modestas altitudes (Castro Valnera, 1718 m.s.n.m.) y compuesto por una sucesión de litologías Mesozoicas (Vera, 2004). Sus características topográficas y su localización geográfica de cercanía al mar Cantábrico (35 km) determinan una fuerte pluviometría sobre estas montañas (2.500 mm/año), lo que permitió el desarrollo de aparatos glaciares durante las fases frías del Pleistoceno en

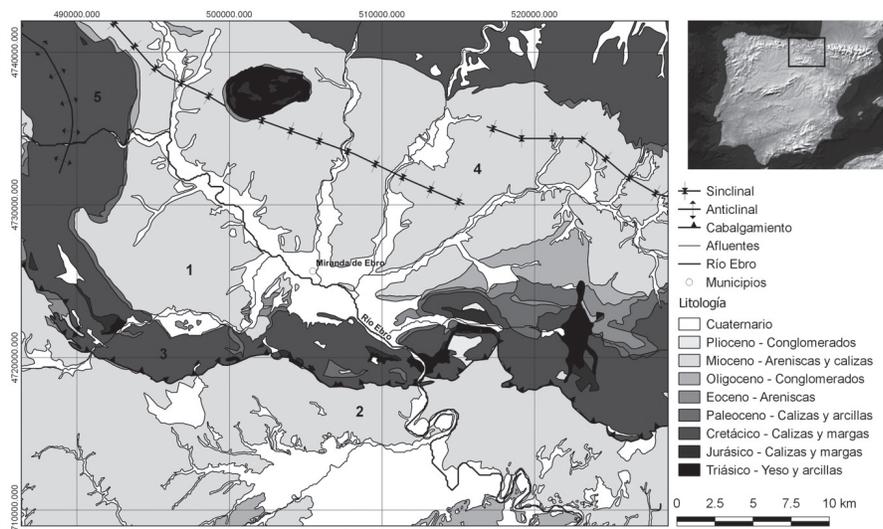
los relieves más elevados (Serrano Cañadas *et al.*, 2015). Estos elementos han garantizado importantes aportes laterales de caudal y sedimentos al río Ebro desde dichos relieves a lo largo del Cuaternario.

El área de estudio está delimitada por las coordenadas geográficas 42° 38' y 42°46' de latitud norte y 2°51' y 3°7' de longitud oeste. La cuenca de Miranda se encuadra en el flanco meridional del sinclinal de Miranda-Treviño, enmarcada por las alineaciones montañosas cercanas del anticlinal de Sobrón

al oeste, Montes Obarenes-Sierra Cantabria al este y al sur; así como por la sobreelevación del eje del sinclinal de Miranda-Treviño al norte, como consecuencia de la extrusión de material salino triásico infrayacente (Figura N° 1). La cuenca de Miranda tiene una altitud media de unos 558 m sobre el nivel del mar y abarca una superficie de unos 315 km². Sobre los materiales cretácicos y terciarios del sinclinal, se han depositado un conjunto de depósitos de ladera, piedemonte y fondo de valle durante el Cuaternario (Figura N° 1).

Figura N° 1

Esquema geológico-litológico de la cuenca de Miranda. 1) cuenca de Miranda; 2) depresión del Ebro; 3) montes Obarenes-Sierra Cantabria; 4) sinclinal Miranda-Treviño; 5) anticlinal de Sobrón.



Fuente: Elaboración propia.

La cuenca de Miranda se localiza en el límite meridional de los montes Vasco-Cantábricos, conjunto morfoestructural que incluye sistemas montañosos y cubetas sedimentarias, formados a partir de la inversión de la cuenca Vasco-Cantábrica durante el Cenozoico, como consecuencia de la convergencia entre las placas Ibérica y Euroasiática. De las tres subunidades en las que se divide la cuenca Vasco-Cantábrica, la cuenca de Miranda se inscribe en el surco Navarro-Cántabro, defi-

nido como un vasto dispositivo sinclinal de pesados pliegues desarrollados sobre materiales del Cretácico superior y Terciario que alcanzan una potencia que supera los 3.000 m (Vera, 2004). Uno de estos pliegues es el sinclinal de Miranda-Treviño, unidad en la que se inscribe la cuenca de Miranda. Se trata de una cuenca sedimentaria satélite, o cuenca tipo piggy-back (Riba y Jurado, 1992), de orientación ONO a ESE de 59 x 19 km labrada sobre materiales calcáreos cretácicos y

ocupada por una serie molásica sintectónica terciaria que, hacia el centro del depocentro de la unidad, aparece plegada formando un dispositivo de sucesivas cuestas anulares. (García Rodrigo y Fernández Álvarez, 1973; Portero y Ramírez del Pozo, 1978, 1979; Olivé Davó y Ramírez del Pozo, 1979) (Figura N° 1).

Metodología

Las formas y depósitos cuaternarios fueron identificados y cartografiados a partir de fotografías aéreas (escala 1:18.000), ortofotografías (escalas 1:50.000, 1:25.000, 1:10.000 y 1:5.000) y mapas geológicos del Instituto Geológico y Minero de España (escala 1:50.000); los datos altimétricos fueron obtenidos de la cartografía topográfica (escalas 1:10.000 y 1:5.000) publicada por los gobiernos regionales de Castilla y León y el País Vasco. Dicha información fue posteriormente actualizada durante las diversas fases de trabajo de campo. A partir de modelos digitales de elevación publicados por el Instituto Geográfico Nacional se obtuvieron perfiles longitudinales y transversales utilizando el sistema de información geográfica QGIS.

Las unidades morfosedimentarias se caracterizaron sedimentológicamente a partir de Cailleux y Tricart (1963). El procedimiento elegido se basa en el análisis litológico, granulométrico y morfométrico tanto de la fracción fina como de la gruesa de los sedimentos. A partir de los datos obtenidos se realizó un tratamiento estadístico básico y se calcularon los índices más significativos. Estos datos se recogen en histogramas y curvas acumulativas. Las muestras fueron analizadas en el laboratorio siguiendo a Tello (2004).

La datación por luminiscencia (OSL.) fue utilizada para datar determinados sedimentos fluviales de cara a situar los principales procesos geomorfológicos dentro de un contexto temporal. La ausencia de material de edad conocida limitó el muestreo a facies fluviales concretas de cara a limitar los factores que determinan la dispersión de las distribuciones de las paleodosas (D_e). Según Murray *et al.* (1995) el material fluvial con mayor probabilidad de contener granos cuya señal ha sido eliminada son los depósitos de desborda-

miento, material que fue identificado mediante el análisis sedimentológico. Las muestras se tomaron mediante la introducción de tubos opacos de 8 x 25 cm en horizontes limpios, evitando superficies con evidencias erosivas, de bioturbación, pedogenesis o de fluctuación del nivel freático.

Las muestras fueron tratadas de cara a extraer los granos de la fracción 180–300 μm de acuerdo con los resultados de Wallinga (2002) y Lang & Mauz (2006). Las muestras fueron tamizadas y tratadas con peróxido de hidrógeno, cloruro de hidrógeno, líquidos pesados y ácido fluorhídrico. Las edades de OSL se estimaron utilizando submuestras de 1 mm aplicándoles el protocolo SAR (single aliquot regenerative-dose) de Murray y Wintle (2000).

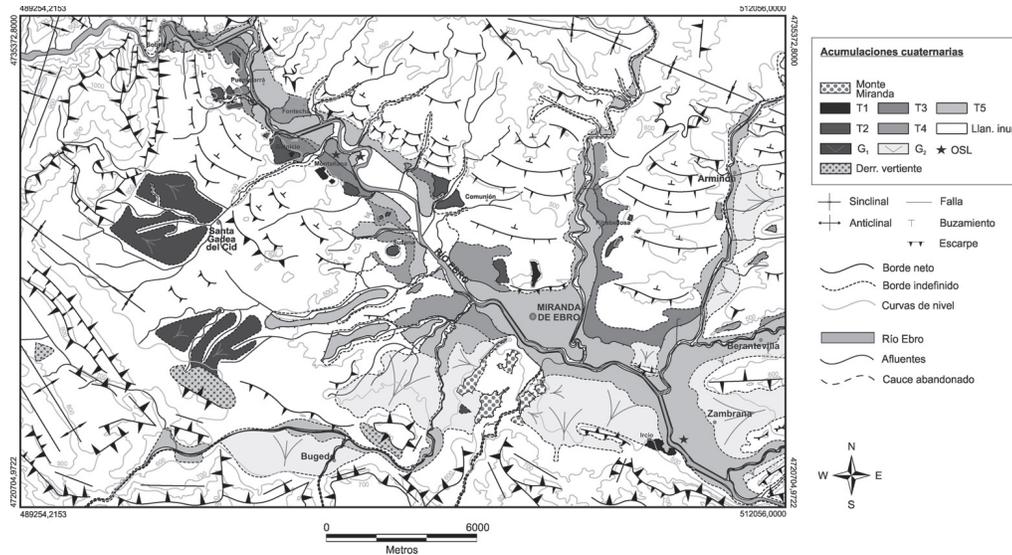
En todos los casos se utilizó lectores TL/OSL automáticos Risø DA-15.

La actividad radioisotópica (K, U y Th) fue analizada mediante un espectrómetro de rayos gamma de alta resolución (Mauz *et al.*, 2002). La dosis anual (Gy ka⁻¹) se calculó a partir de los valores de actividad utilizando valores de conversión (Adamiec & Aitken, 1998). La radiación cósmica fue estimada según los cálculos de altitud y latitud de Prescott y Hutton (1994). Los niveles de agua de las muestras fueron calculados para determinar la atenuación de la señal debido a la humedad (Nathan & Mauz, 2008). Además, se añadió un error medio de $\pm 10\%$ al cálculo de la humedad para contabilizar potenciales variaciones en los niveles de humedad durante el tiempo de enterramiento.

Los depósitos cuaternarios de la cuenca de Miranda

El análisis de la cuenca de Miranda ha permitido identificar dos ámbitos donde se han preservado depósitos geomorfológicos cuaternarios: las laderas y el fondo de valle. El resultado es un relleno sedimentario de potencia variable, compuesto fundamentalmente por un conjunto de cantos y gravas englobadas en una matriz fina que tapiza el roquedo infrayacente, suavizando el paisaje de la cuenca de Miranda (Figura N° 2).

Figura N° 2
Cartografía geomorfológica de los depósitos cuaternarios en la cuenca de Miranda



Fuente: Elaboración propia.

Fondo de valle

El sistema morfogénico del fondo de valle está caracterizado por la presencia de sedimentos fluviales, siendo lo más abundantes los depositados por el río Ebro. No obstante, existen otros depósitos asociados a sus afluentes más importantes. Entre ellos destaca especialmente los sedimentos del arroyo San Miguel depositados en la zona de “Monte Miranda” (Figura N° 2).

Río Ebro

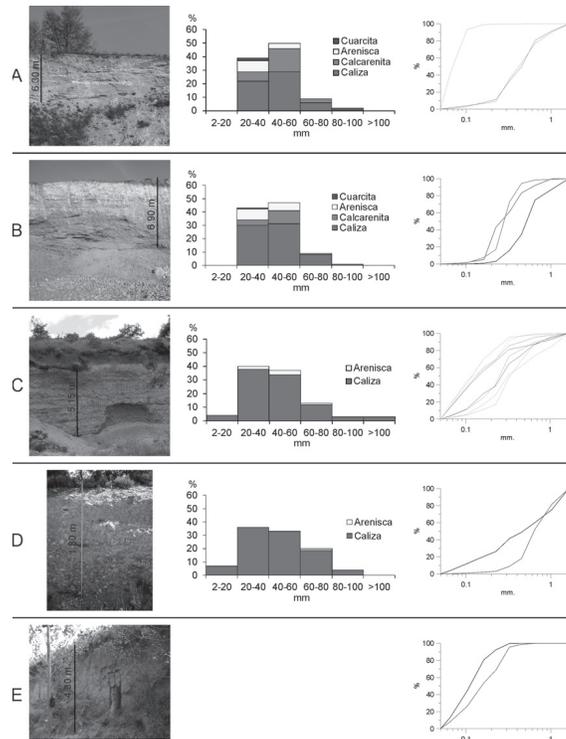
El río Ebro, a su paso por la cuenca de Miranda, ha conformado un sistema de terrazas escalonadas compuesto por 5 niveles diferentes, identificados como T₁–T₅ según descende su diferencia altitudinal respecto al cauce actual del río. La terraza T₁ se eleva entre los 68 y los 60 m, el nivel T₂ se desarrolla entre los 55 y los 40 m, la terraza T₃ entre los 35 y los 25, el nivel T₄ se alza entre los 20 y los 15, y la T₅ está colgada entre 10 y 5 m (Figura N° 2 y N° 3).

La terraza T₁ ha sido fuertemente erosionada y se preserva formando pequeños nú-

cleos en la orilla sur, aguas arriba de Miranda de Ebro (Figura N° 2). El relleno aluvial se compone de niveles masivos de arenas finas y limos intercalados con niveles homométricos de gravas y cantos poligénicos, grano-soportados, bien redondeados y clasificados. La estructuración interna de los gruesos muestra bien estratificaciones horizontales sin cambios laterales; bien, estratificaciones cruzadas de alto ángulo que enlazan lateralmente con paleocanales (Figura N° 3A).

A una altura sobre el cauce actual que varía entre los 55 y 40 m, se conserva la terraza T₂ (Figura N° 2). Los sedimentos que conforman este nivel están compuestos por niveles potentes (hasta 4,60 m) de gravas y cantos, fundamentalmente calcáreos, redondeados, grano-soportados y que muestran estratificaciones cruzadas u horizontales, reconociéndose pequeños paleocanales. Los finos están presentes bien como niveles masivos o en estratificación cruzada, bien como fases evolutivas laterales de los gruesos que presentan la misma estratificación (Figura N° 3B).

Figura N° 3
Imágenes de los cortes de las terrazas T₁ (A), T₂ (B), T₃ (C), T₄ (D) y T₅ (E), histogramas granulométricos y litológicos de la fracción gruesa y curvas acumulativas de la fracción fina.



Fuente: Elaboración propia.

Los retazos de la terraza T₃ se elevan entre 35 y 25 m sobre el nivel actual del Ebro (Figura N° 2). Las terrazas fluviales se conservan fundamentalmente en dos sectores del área de estudio. Vuelve a repetirse el esquema sedimentológico descrito para los niveles superiores si bien en este caso los niveles de finos se encuentran casi ausentes, formando bien pequeños acumulaciones lenticulares de arenas gruesas en estratificación cruzada intercaladas entre los gruesos; o bien niveles centimétricos de arenas finas y limos masivos. Los gruesos vuelven a organizarse en torno a niveles bien clasificados de cantos y gravas calizos bien redondeados con presencia de matriz fina o clasto-soportados mostrando estratificaciones horizontales o cruzadas (Figura N° 3C).

Uno de los niveles mejor conservados en el área de estudio es el T₄ (Figura N° 2). Los distintos restos asociados a esta terraza se alcanzan entre 15 y 25 m en los que los se-

dimentos analizados muestran la existencia de niveles de cantos y gravas calcáreos, bien clasificados, redondeados, imbricados y organizados en lechos horizontales superpuestos (Figura N° 3D). El material fluvial de este nivel fue datado mediante OSL, arrojando unos resultados de 13 ± 1 ka, situando este nivel fluvial en el Tardiglacial (Soria-Jáuregui *et al.*, 2010).

El nivel que mejor estado de conservación presenta es el nivel T₅ (Figura N° 2), existiendo retazos de este nivel prácticamente en todo el recorrido del río Ebro en la cuenca de Miranda. Desde el punto de vista sedimentológico, el relleno aluvial de este nivel está conformado por una acumulación homogénea y masiva de arenas finas y limos, en ausencia total de gruesos. La existencia de un cuerpo de finos tan potente permitió su datación por luminiscencia (10 ± 1 ka) (Figura N° 3E) (Soria-Jáuregui *et al.*, 2010).

Arroyo San Miguel

Este arroyo, afluente del río Ebro en Miranda, ha generado un conjunto de depósitos de orientación SSO–NNE (perpendicular al trazado del río Ebro) (Figura N° 4A). El nivel estudiado se sitúa en el contacto entre las series calcáreas mesozoicas de los montes Obarenes y el Terciario del flanco sur del sinclinal de Miranda–Treviño. Desciende irregularmente desde los 600 hasta los 594 m.s.n.m. a lo largo de 1290 m de longitud, donde cae en profundo escarpe de origen antrópico (Figura N° 4A). Presenta una pendiente media de 0,21° y abarca una extensión aproximada de 47 ha, alzándose entre 147 y 141 m sobre el nivel actual del Ebro en Miranda. Dibuja en planta una morfología alargada en favor de la pendiente elevándose en escarpe sobre el paisaje circundante.

El corte analizado presenta una longitudinal de ~200 m de largo y una potencia máxima visible de 37 m. Desde el muro hasta una altura de 20 m el corte está constituido por un nivel limoarenoso con laminación paralela que, a través de un contacto erosivo, da paso

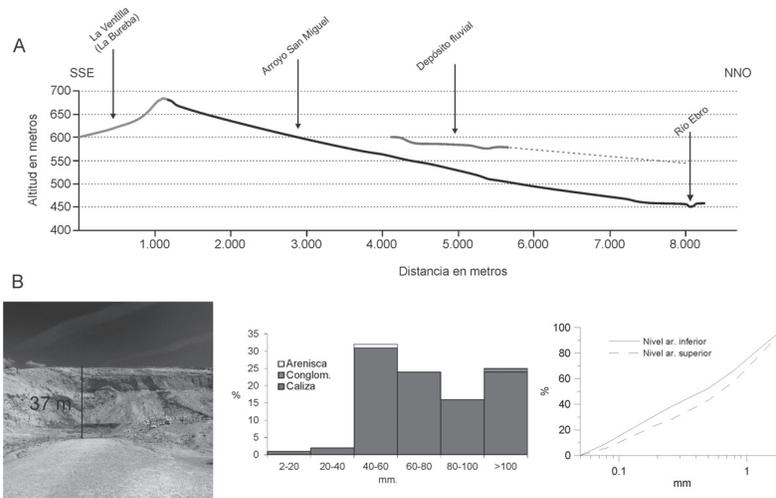
a un conjunto de gruesos englobados en una escasa matriz arenosa (Figura N° 4B).

El nivel arenoso inferior está compuesto por arena (90%), fundamentalmente de arenas gruesas, si bien tanto las arenas medias como las finas presentan unas proporciones reseñables. Esta distribución genera una curva de acumulación de signo logarítmico, definiendo un material pobremente clasificado (Figura N° 4B).

Los gruesos se estructuran en mantos superpuestos en disposición horizontal con aparición puntual de estratificaciones cruzadas planares. Los cantos presentan una morfometría redondeada si bien esta es menos acusada en los bloques. Estos bloques se disponen en una posición subhorizontal, con la presencia ocasional de bloques en posición subvertical. En la fracción gruesa, litológicamente dominan las calizas y areniscas, formando una distribución homométrica entre los cantos y las gravas aunque se constata la presencia de bloques areniscosos, lo que se traduce en material pobremente seleccionado. La subfracción arenosa de la matriz dibuja una curva de rasgos parabólicos, mostrando una pobre clasificación (Figura N° 4B).

Figura N° 4

Depósito analizado del arroyo San Miguel. A) Perfil longitudinal del actual arroyo San Miguel y perfil del depósito más su proyección hacia el río Ebro; B) Corte estudiado, histograma granulométrico y litológico de la fracción gruesa y curvas acumulativas de las arenas.



Fuente: Elaboración propia.

Laderas

En la cuenca de Miranda existen dos tipos de depósitos asociados a estas morfologías: las laderas de mayor pendiente situadas entre la divisoria y el inicio del piedemonte, que están ocasionalmente ocupadas por derrubios de vertiente; y el sector intermedio entre el piedemonte y el fondo de valle, en el que se han desarrollado diversos glaciares (Figura N° 2).

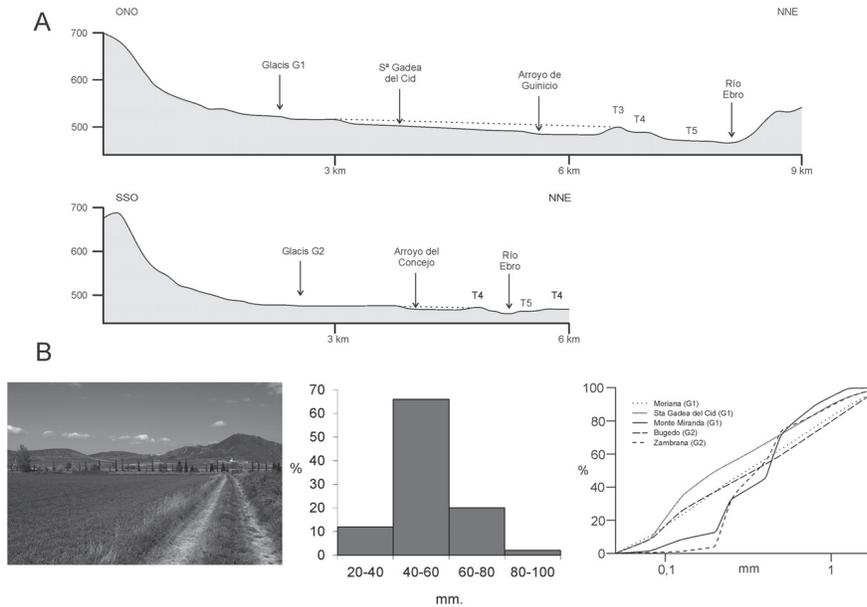
Glaciares

La desmantelación parcial de los relieves circundantes a la cuenca de Miranda ha propiciado la génesis de un conjunto de glaciares en los piedemontes, erigiéndose como una de las formas de mayor desarrollo superficial del área de estudio (Figura N° 2). Estas rampas constituyen unas plataformas de enlace entre las laderas de los relieves y el fondo del valle. Se desarrollan sobre conjuntos morfoestructurales diferenciados, apareciendo tanto enraizados a los grandes relieves circundantes como uniendo las cuestas terciarias situadas en el interior de la cuenca o los niveles fluviales culminantes. Se identifican dos niveles de glaciares, que enlazan con los relieves a través de nítidos cambios de pendiente, pueden definirse como unos aplanamientos alargados (2000 m) y de pendientes suaves (entre los 5° y 1°) (Figura N° 5).

El glaciar G₁ constituye el nivel de glaciar preservado más elevado de la cuenca de Miranda (Figura N° 2). Conservado en el sector sudoeste del área de estudio, el glaciar G₁ ha sido intensamente alterado y parcialmente desmantelado por la acción hídrica. Se encuentra colgado y presenta una potencia visible cercana a los 10 m. La proyección de su perfil longitudinal indica que este nivel enlazaría con la terraza fluvial T₃, alzada entre 35 y 25 m sobre el nivel del río Ebro (Soria-Jáuregui y González Amuchástegui, 2012a) (Figura N° 5).

El recubrimiento detrítico de estos glaciares presenta una potencia visible variable entre 1 y 2,35 m. Se define como un conjunto caótico de escasos gruesos generalmente calizos englobados en una abundante matriz fina de tonos pardos. El análisis granulométrico de los gruesos muestra la existencia mayoritaria de gravas y la presencia puntual de partículas tamaño canto, dibujando unos histogramas unimodales y describiendo unos depósitos bien clasificados. Desde el punto de vista morfométrico, los valores de desgaste exhiben dos poblaciones diferenciadas que se relacionan con dos áreas fuente para el material: conglomerados oligocenos ricos en cantos calcáreos y calizas cretácicas. El análisis de la matriz muestra una concentración de arenas superior al 50% del total. El análisis granulométrico de las arenas resulta en unas curvas acumulativas de tipo logarítmico (Figura N° 5).

Figura N° 5
Perfiles longitudinales de los glaciares y su enlace con las terrazas del río Ebro en la cuenca de Miranda y curvas de acumulación de las arenas de los glaciares



Fuente: Elaboración propia.

El glacis G_2 , encajado bajo el glacis G_1 , se conserva en los bordes meridional y oriental, definiéndose como el nivel más extenso tanto longitudinal (> 1 km) como superficialmente (350 Ha). En este caso, supone el enlace entre el piedemonte y el nivel de terraza T_4 del río Ebro, colgada entre 15 y 20 m sobre el cauce actual (Soria-Jáuregui, 2014) (Figura N° 5).

El análisis granulométrico de los gruesos muestra unos depósitos formados fundamentalmente por gravas y, en menor medida, por cantos bien clasificados. Este hecho se corrobora en la existencia de unos histogramas granulométricos unimodales. El estudio morfométrico de los cantos señala la existencia de bajos valores de desgaste. La fracción fina está compuesta por arenas pobremente clasificadas (Figura N° 5).

Derrubios de vertiente

Los derrubios de vertiente son acumulaciones de material de origen local generados

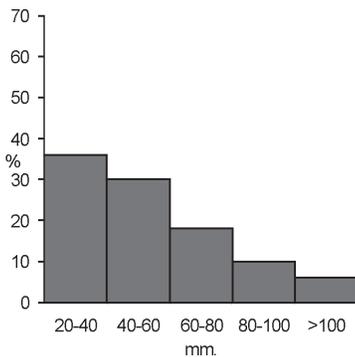
por la meteorización del roquedo y su posterior movilización/transporte por mecanismos de variada naturaleza. La existencia de este tipo de depósitos en la cuenca de Miranda es escasa.

El estudio de los depósitos de ladera de la zona ha encontrado numerosas dificultades, ya que a la mencionada relativa escasez de los depósitos, se unen la presencia de una densa cubierta vegetal y la práctica inexistencia de cortes. Los mejores ejemplos se sitúan en el tercio meridional de la cuenca (Figura N° 2). Estos depósitos están formados por una serie de clastos calizos aristados englobados en una matriz limo-arcillosa de tonos pardos. De manera general, la granulometría de los gruesos muestra una evolución desde los lugares proximales (Figura N° 6A) a los distales (Figura N° 6B), observándose un descenso del tamaño medio del material así como una mejor clasificación de los depósitos ladera abajo.

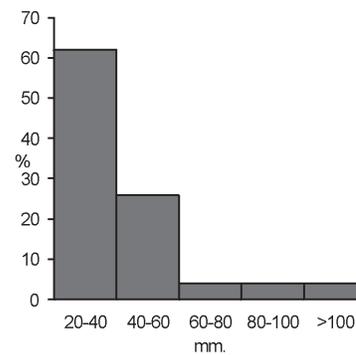
Figura N° 6

Derrubios de vertiente analizados y sus histogramas granulométricos. El color gris hace referencia a la litología caliza. A) Punto proximal del depósito del monte Otero; B) Punto distal del depósito de los montes Obarenes

A



B



Fuente: Elaboración propia.

Génesis de los depósitos y evolución geomorfológica de la cuenca de Miranda

Los cambios ambientales acaecidos a lo largo del Cuaternario han tenido su respuesta geomorfológica en la cuenca de Miranda y fundamentalmente se han centrado en el ámbito de las laderas, piedemonte y el fondo de valle. Las principales evidencias de dicha actividad han quedado registradas en forma de terrazas fluviales, glaciares y derrubios de ladera. El análisis geomorfológico, morfoestratigráfico y sedimentológico, así como la elaboración de una cartografía morfológica han permitido definir un modelo evolutivo en el que se resume la respuesta geomorfológica en esos tres conjuntos geomorfológicos

durante las diferentes fases climáticas cuaternarias.

Río Ebro y arroyo San Miguel

El análisis sedimentológico del relleno aluvial de las terrazas T₁, T₂, T₃ y T₄ del río Ebro muestra una composición análoga. Por ello se deduce que las condiciones hidrodinámicas bajo las que se formaron dichos niveles fluviales debieron ser similares, existiendo datos cronológicos para los niveles T₁, T₃ y T₄.

Los datos referentes a las terrazas T₁ y T₃ se producen por correlación con niveles fluviales equivalentes existentes en el contiguo valle de Tobalina, elevados 60 y 30 m respectivamente sobre el nivel del Ebro. El

equivalente a la T₁ del Valle de Tobalina se encuentra fosilizado por una toba formada durante el MIS 5e (González Amuchástegui y Serrano, 1996, 2005). El período de sedimentación fluvial necesariamente precedió a dicho estadio isotópico marino. En cuanto al nivel T₃, se ha obtenido una datación mediante OSL situándolo en 70 ka (González Amuchástegui, com. pers.), durante el MIS 4. Según datos paleoclimáticos el MIS 4 se caracterizaría por ser una fase árida y fría (Genty *et al.*, 2003) que se correspondería con un episodio de descenso de la temperatura del mar (Martrat *et al.*, 2004) y una expansión de los glaciares en la cordillera Cantábrica, principal área fuente del Ebro en este sector (Serrano Cañadas, 1996; Serrano Cañadas *et al.*, 2012a, 2012b; Frochoso *et al.*, 2013). Ha sido demostrado que durante las fases frías y áridas la transmisión de sedimentos es más elevada que durante las fases cálidas y húmedas caracterizadas por la expansión vegetal en las que se produce la fitoestabilización de las laderas (Gil García *et al.*, 2002; González-Sampérez *et al.*, 2006). Por lo tanto, las condiciones paleoambientales reinantes durante el MIS 4 ocasionaron un incremento de la disponibilidad de sedimentos en los cauces por un aumento de la erosión en las cabecezas de los sistemas fluviales, provocando el inicio de una fase de sedimentación. Este período de prolongada sedimentación es reconocible en otros puntos de la cuenca hidrográfica del Ebro, en Zaragoza (Luzón *et al.*, 2008) o en los ríos Gállego y Cinco (Sancho *et al.*, 2004; Lewis *et al.*, 2009) (Figura N° 7). Las similares características sedimentológicas apuntan a que el nivel T₁ también se formó durante una fase fría y árida, en este caso, previa al MIS 5e, probablemente durante el MIS 6 (Sánchez Goñi *et al.*, 1999). De hecho, el MIS 6 se define como un período propicio para la dinámica sedimentaria fluvial en otros puntos de la cuenca del Ebro (Fuller *et al.*, 1998; Lewis *et al.*, 2009; Whitfield *et al.*, 2013) (Figura N° 7). Sin embargo, se carecen de datos concluyentes en relación a los depósitos de este estudio.

En cuanto a la terraza T₄, según datación OSL realizada en la cuenca de Miranda, esta se remonta al 13 ± 1 ka, marcando en tardiglaciér en la secuencia de terrazas de la zona. En principio, teniendo en cuenta el error estadístico intrínseco, coincide con dos

períodos paleoclimáticos diferenciados: el Bølling-Allerød y el Dryas Reciente. No obstante, según las similitudes sedimentológicas de las terrazas se deduce que el material de esta terraza se depositó durante un período frío y árido. Además, la posición de muestreo para la datación, a 1,5 m de la superficie actual cuando este nivel muestra potencias sostenidas de 5 m en varios puntos, apunta a que el período de sedimentación comenzó con anterioridad al 13 ka. Por ello, se sugiere que la fase sedimentaria dio comienzo durante el Dryas Antiguo, cuando las condiciones eran frías y áridas, provocando un aumento de los niveles de erosión en los relieves circundantes y una mayor disponibilidad sedimentaria (Gil García *et al.*, 2002) (Figura N° 7).

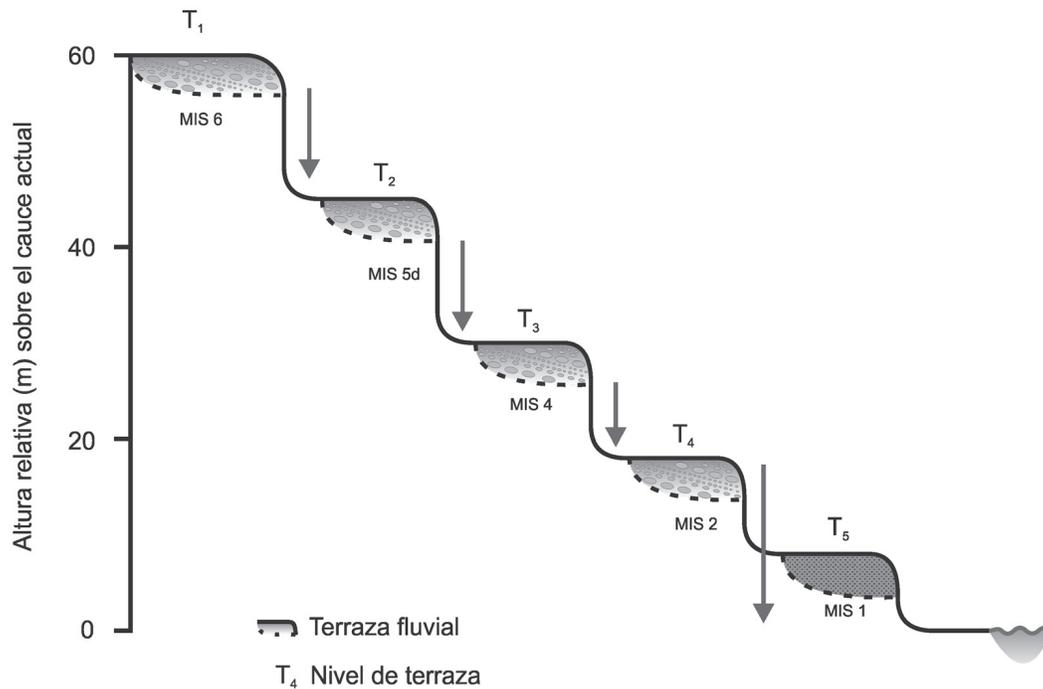
No existen datos cronológicos referidos al nivel T₂. A partir de las características sedimentológicas descritas para el relleno aluvial se concluye que la dinámica fluvial de sedimentación debió operar bajo unas condiciones paleoclimáticas similares a las descritas para los niveles T₁, T₃ y T₄, es decir, unas condiciones frías y áridas. En lógica con la sucesión de terrazas, la terraza T₂ se formó con posterioridad al nivel T₁ (MIS 6) y predataría al nivel T₃ (MIS 4). Por lo tanto, el nivel T₂ debió formarse durante el estadio isotópico 5. Durante esta fase climática los estadiales 5b y 5d se caracterizaron por su frío y aridez relativos. En relación con estos períodos, diversas investigaciones identifican la existencia de un período de marcada agradación fluvial tanto en la propia cuenca del Ebro como en otros puntos de la cuenca mediterránea durante el estadal 5d (Fuller *et al.*, 1998; Macklin *et al.*, 2002) (Figura N° 7). Por lo tanto se sugiere que los sedimentos adscritos al nivel T₂ se depositaron durante dicho estadal.

El último nivel de terraza es el nivel T₅, cuyas características sedimentológicas diferenciadas respecto al resto de niveles hablan de un profundo cambio hidrodinámico. La sedimentación de este nivel se data en torno a 10 ka. Los datos apuntan a unas condiciones paleoambientales definidas por una mayor humedad y temperatura. A partir de datos paleoclimáticos esta fase de sedimentación fluvial coincide con dos picos de elevada temperatura del mar al inicio del Holoceno (Bard *et al.*, 2000). Ambos períodos se definen como húmedos como consecuencia del retorno de las borrascas del oeste a la Península Ibérica (Thorndycraft & Benito, 2006). Estu-

dios polínicos muestran una expansión vegetal durante estas fases (Gil García *et al.*, 2002; Gonzalez-Sampérez *et al.*, 2006); los niveles lacustres peninsulares muestran valores elevados (González-Sampérez *et al.*, 2008) y se describe una mayor frecuencia de las avenidas (Dorado Valiño *et al.*, 2002; Thorndycraft & Benito, 2006; Davis & Stevenson, 2007). Merece la pena resaltar datos obtenidos del estudio de acumulaciones tobáceas desarrolladas por afluentes del río Ebro, tanto en la cuenca de Miranda, como en zonas cercanas del Alto Ebro. Dataciones realizadas mediante U/Th y C_{14} indican que un período de sedimentación tobácea de carácter regional dio comienzo en el 9–10 ka (Llanos *et al.*, 1998; González Amuchástegui y Serrano, 2007, 2013), solapando en el tiempo el período de

agradación fluvial que se da en el río Ebro. Los edificios tobáceos se generan bajo condiciones templadas y húmedas (Ford & Pedley, 1996) y requieren de una dinámica fluvial moderada y aportes sedimentarios mínimos que permitan la precipitación de los carbonatos. La fitoestabilización experimentada durante el inicio del Holoceno como consecuencia de la expansión vegetal disminuyó los ratios de erosión al mínimo permitiendo el comienzo de los procesos de precipitación química. Uniendo este hecho con la situación en el río Ebro, el nivel T_5 está compuesto únicamente por partículas finas, confirmando el brusco descenso de los aportes sedimentarios desde los afluentes.

Figura N° 7
Niveles de terraza y sus edades



Fuente: Elaboración propia.

Es más complicado situar en el tiempo los procesos erosivos que dan lugar a la formación de los diferentes niveles de terrazas. La excepción sería la fase incisiva que dio lugar a la formación de la terraza T₅, cuya incisión puede inferirse debido a su relación con las formaciones tobáceas circundantes. Ambos depósitos comenzaron a depositarse alrededor del 10 ka y la incisión de las formaciones tobáceas dio comienzo alrededor del 5 ka en respuesta a un incremento de la escorrentía y la carga sedimentaria relacionada con un proceso de deforestación de origen antrópico (González Amuchástegui y Serrano, 2007; Montes y Alday, 2011; Alday, 2012a y b; González Pellejero *et al.*, 2012). Por lo tanto, la incisión de la terraza T₅ se debió a un aumento de los caudales provenientes de los afluentes que incidirían fácilmente sobre la llanura de inundación labrada en limos y arenas.

En lo referente al resto de niveles, según los datos cronológicos, los períodos de sedimentación ocurrieron durante unas fases climáticas específicas. Mientras los sedimentos de los niveles T₁, T₂, T₃ y T₄ se depositaron bajo fases frías y áridas, los del nivel T₅ lo hicieron bajo condiciones cálidas y húmedas. Por lo tanto, los períodos de sedimentación se produjeron durante fases climáticas diferenciadas, con su consiguiente reflejo en las características granulométricas del relleno aluvial. Teniendo en cuenta los datos recogidos, se sugiere que si las fases de agradación fluvial se producen tanto en épocas frías y áridas como en cálidas y húmedas (si bien se depositan materiales de muy contrastada naturaleza), la incisión fluvial ocurriría en las fases de transición climática. La existencia de un mayor número de terrazas con sedimentos depositados durante fases frías hace referencia a su menor erosionabilidad. La erosión que caracterizaría a una fase de transición de condiciones cálidas a húmedas erosionaría fácilmente la llanura de inundación de grano fino generada durante la fase interglaciar. No obstante, las llanuras de inundación de las fases frías, compuestas por gruesos, tendrían un mayor potencial de preservación durante las fases de erosión ocurridas durante la transición de condiciones frías a cálidas. La fase de incisión que genera la terraza T₅ supone una anomalía a este modelo. En cualquier caso, su formación se vincula a cambios de origen

antrópico introducidos en el sistema natural. Sin esa interferencia humana, la terraza T₅ sería la actual llanura de inundación.

En cuanto a los depósitos del Arroyo San Miguel, el análisis topográfico y sedimentológico realizado relaciona la génesis de estos retazos con el cambio de pendiente existente a la salida de los montes Obarenes hacia la cuenca de Miranda. Su localización contra el borde montañoso así como las características sedimentológicas, que apuntan hacia unas condiciones morfodinámicas fluviotorrenciales, indican que estos retazos se asocian a un antiguo abanico aluvial generado a la salida de los montes Obarenes en dirección al río Ebro. En cuanto a la edad de estos depósitos, se carece de una cronología absoluta. Desde un punto de vista relativo, se trataría de los sedimentos más elevados situados en el fondo de valle. Estos niveles, además de ocupar una zona desconectada completamente de la dinámica fluvial del río Ebro, están compuestos por un material detrítico que no presenta el grado de alteración y cementación propios de depósitos asociados a etapas finiterciarias. En este sentido, señalar que la cota pliocena en el área de estudio se sitúa sobre los 784 m.s.n.m. y la terraza más alta labrada por el río Ebro se eleva hasta los 534 m.s.n.m. Frente a ello, los restos del arroyo San Miguel tienen su raíz a una altura máxima de 600 m.s.n.m. De estos hechos se deriva su adscripción temporal al Pleistoceno inferior. Los datos sedimentológicos recogidos muestran unas condiciones paleoambientales en las que existiría una elevada disponibilidad sedimentaria que permitiría al arroyo San Miguel construir el abanico aluvial. Dichas condiciones se han producido fundamentalmente durante las fases frías y áridas, de ahí que se concluye que este conjunto de depósitos data de un período frío y árido del Pleistoceno inferior (Soria-Jáuregui y González Amuchástegui, 2012b).

Glacis

En lo relativo a los glacis, una de las características más significativas es la existencia de dos niveles distintos. En lugares cercanos del Alto Ebro también se describe un sistema de glacis compuesto por dos niveles (Ortega Valcarcel, 1974; González Amuchástegui y Serrano, 1996; Cano Flors, 2004). El análisis

de los glacis desarrollados sobre el piedemonte de la cuenca de Miranda sugiere que su génesis se produciría por el establecimiento de una arroyada difusa, de competencia variable, desarrollada durante etapas de reducida cobertera vegetal.

Las condiciones ambientales necesarias para el desarrollo de los glacis se producirían durante las etapas frías y áridas del Cuaternario. Durante estos períodos la cobertera vegetal se reduciría con el consiguiente aumento de la erosión en las vertientes (Asensio *et al.*, 1994; Gil García *et al.*, 2002; González-Sampériz *et al.*, 2006 y 2008). La transmisión de los sedimentos hacia los sectores de piedemonte se produciría a través de la citada arroyada difusa donde se produciría la planación y génesis de un glacis de acumulación.

No se han obtenido datos cronológicos que permitan situar en el tiempo la formación de los glacis. Se puede establecer una primera secuencia cronológica a partir de la relación longitudinal existente entre los glacis y las terrazas del Ebro (Figura N° 5). El estudio topográfico del nivel de glacis G₁ muestra la relación existente con el nivel de terraza T₃, datado en el 70 ka (González Amuchástegui *et al.*, 2014). El nivel de glacis G₂ tendría su nivel de base en el nivel fluvial T₄ cuyo análisis cronológico lo sitúa en el 13 ka. Estos datos sugieren que las fases de sedimentación de estos depósitos se remontan a fases frías y áridas, en consonancia con las condiciones descritas anteriormente y con diversas investigaciones realizadas en la cuenca del Ebro (Mensúa, 1958; Frutos, 1976; Gonzalo Moreno, 1981; Gracia, 1985; Ibáñez *et al.*, 1986; Sancho, 1988; Peña, 1988; Benito, 1989; Soriano, 1990; Leránoz, 1993; Peña y Julián, 1994; Julián Andrés, 1996; Pellicer y Echeverría, 2004).

La principal fase de incisión que provocó el abandono del glacis G₁ no está datada pero tuvo que producirse en algún momento entre el 70 y el 13 ka. El nivel G₂ se relacionaría con la terraza T₄, datada en el Tardiglacial. Dadas las condiciones necesarias para la génesis de los glacis los períodos de incisión se asociarían a fases cálidas y húmedas, cuando debido de la expansión de la cobertera vegetal se produce la fitoestabilización de estos sectores y una reducción de la

escorrentía superficial. Una de las principales consecuencias sería la concentración de la arroyada que contaría con un mayor potencial erosivo.

Derrubios de ladera

El recubrimiento coluvionar que tapiza las laderas de la cuenca de Miranda se caracteriza por formar depósitos de dimensiones tanto superficiales como de potencia relativamente modestas y estar recubiertos por la vegetación con horizonte edáfico a techo, localizándose en los relieves más elevados que rodean el área de estudio. El análisis sedimentológico apunta a una génesis relacionada con procesos crioclásticos, hecho manifestado en la rotura de los clastos.

Los derrubios actualmente activos se localizan en vertientes en los que existe una reducida cobertera vegetal. Los mecanismos de preparación del material como de transporte mencionados indican una mayor actividad en los períodos fríos del año. Estos hechos indican que este tipo de depósitos serían más abundantes durante las etapas frías del Pleistoceno y esporádicamente del Holoceno cuando persistirían las condiciones ambientales necesarias para la activación de los procesos que dan lugar a este tipo de depósitos.

Modelo evolutivo

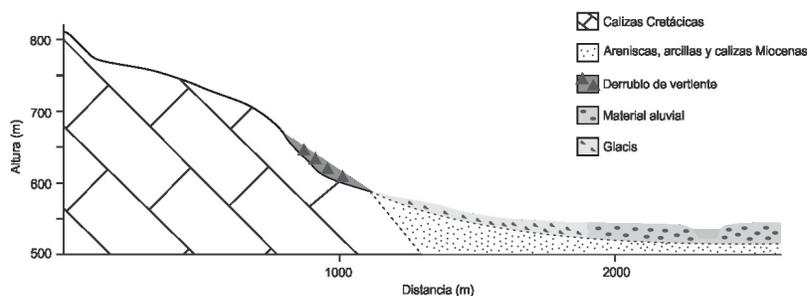
Los datos geomorfológicos, sedimentológicos y cronológicos indican que la evolución geomorfológica en el área de estudio ha estado condicionada fundamentalmente por las oscilaciones climáticas acaecidas durante el Cuaternario. Así, se ha podido definir un modelo evolutivo teórico en relación con dichas variaciones en las condiciones climáticas.

Los ambientes geomorfológicos analizados han estado fundamentalmente activos durante las fases glaciares (frías y áridas) del Cuaternario. Durante estas etapas existió una eficaz dinámica de vertientes debido a una reducida cobertera arbórea como consecuencia de las rigurosas características ambientales (Asensio *et al.*, 1994; Gil García *et al.*, 2002; González-Sampériz *et al.*, 2006 y 2008). Este retroceso de la cubierta vegetal tendría como principal efecto el aumento de

la erosión en las zonas de ladera y la transmisión de los sedimentos desde las vertientes hasta las zonas de piedemonte primero, y de fondo de valle después. En el piedemonte, la relativa escasa cobertura vegetal y la escorrentía permitirían el establecimiento de una arroyada que provocaría la regularización de estas zonas intermedias, generando un glacis detrítico. El río Ebro presentaría un caudal relativamente irregular como consecuencia del descenso de los aportes procedentes de las precipitaciones. Este curso fluvial recibiría importantes aportes detríticos derivados de la activa dinámica de laderas, provocando que la dinámica fluvial se caracterizara por procesos de sedimentación ya que el río Ebro sería incapaz de evacuar dicha cantidad de sedimentos. La consecuencia morfológica de estas condiciones ambientales sería el recubrimiento detrítico de las laderas, el desarrollo de una superficie de glacis en el piedemonte y el desarrollo de una amplia llanura de inundación en el fondo de valle (Figura N° 8).

Las oscilaciones climáticas producen el retorno paulatino de unas condiciones más húmedas y templadas. En estas fases de transición, el aumento de humedad y el mejoramiento térmico provocaría el progresivo recubrimiento arbóreo de una mayor superficie tanto de las laderas como del piedemonte (Gil García *et al.*, 2002). En lo que concierne a la dinámica de laderas, dicho tapiz arbóreo provocaría una progresiva fitoedafostabilización y con ello una desaceleración en la dinámica de vertientes y un menor aporte de sedimentos. En el piedemonte, la vegetación iría expandiéndose rápidamente aprovechando un mejor gradiente térmico que en las zonas más elevadas, provocando la misma fitoestabilización y dificultando una eficaz labor geomorfológica de la arroyada. Aguas abajo del piedemonte, los colectores fluviales recibirían caudales más abundantes con una baja carga sedimentaria como consecuencia de la estabilidad geomorfológica provocada por la creciente cobertura vegetal.

Figura N° 8
Relación existente entre las laderas, el piedemonte y el fondo de valle durante las fases frías y áridas del Cuaternario



Fuente: Elaboración propia.

Este incremento de la escorrentía vendría justificado asimismo por una evapotranspiración poco intensa relacionada con unas temperaturas todavía no demasiado elevadas. Además, los recursos hídricos existentes se verían incrementados gracias a las crecientes precipitaciones. Bajo estas circunstancias, en el río Ebro se iniciarían procesos de incisión debido a la presencia de un mayor volumen de agua y una menor carga sedimentaria. La incisión durante esta fase tendría sobre

todo un carácter vertical en relación a una progresiva meandrificación del cauce como consecuencia de la fitoestabilización de los márgenes y un brusco descenso de la carga sólida. Y es aquí cuando la llanura de inundación generada durante la fase de aluvionamiento anterior es incidida y abandonada a una altura superior.

Con la instalación de las condiciones ambientales asociadas a un periodo interglaciario

se registran un incremento térmico y un aumento de las precipitaciones. Debido a ello, se completaría la colonización de la cubierta vegetal a todo el territorio, alcanzándose una situación de biostasia. Esta situación ambiental redundaría, tanto en las zonas de mayor altitud como en el piedemonte, en la fitoedafostabilización del terreno y en una reducción en la producción de sedimentos. Asimismo, la retención hídrica llegaría a su nivel más elevado (debido a la extensa cobertura arbórea) por lo que la escorrentía sería mínima. Ya en el fondo del valle, el río Ebro recibiría unos aportes hídricos con bajas cargas sedimentarias. Como consecuencia de unas precipitaciones más elevadas presentaría unos caudales relativamente elevados, pero sobre todo muy regulares por el alto nivel de retención hídrica en zonas elevadas y de piedemonte unido al efecto regulador de la dinámica kárstica dominante en los márgenes montañosos de la cuenca del Ebro. Este hecho provocaría la disminución de su potencial de incisión. Por lo tanto, se encontraría en una situación de equilibrio dinámico en el que la movilidad lateral del cauce y la génesis de una llanura de inundación serían los principales procesos geomorfológicos. En el resto de la red fluvial, algunos de los afluentes del Ebro que recorren zonas kársticas de la alineación montañosa de los montes Obarenes – sierra Cantabria comienzan a construir edificios tobáceos (González Amuchástegui y Serrano, 2005; 2013). En las zonas de piedemonte, es posible que durante esta época el desarrollo y jerarquización de la red fluvial, así como con el desarrollo de una arroyada concentrada por la extensa cobertura vegetal, se produzca la desmantelación de los niveles de glacis previamente generados. En las zonas más elevadas los procesos geomorfológicos presentan una dinámica geomorfológica muy reducida como consecuencia de la expansión vegetal.

El final de esta fase cálida y húmeda da paso a la fase de transición a un nuevo período glaciario. Durante la transición a la última glaciación, con el progresivo descenso de las temperaturas y de las precipitaciones, se produce un aumento de la escorrentía por descenso de la evapotranspiración por lo que mientras los procesos erosivos se mantienen aun bajos en las zonas elevadas y de piedemonte, el río Ebro comienza a recibir ma-

yores aportes hídricos con una relativa baja carga sedimentaria por lo que se produce la incisión de la pequeña llanura de inundación generada durante la fase interglaciaria previa. Con el establecimiento de las condiciones plenamente glaciares comenzaría un nuevo ciclo geomorfológico.

Conclusiones

La evolución geomorfológica cuaternaria de la cuenca de Miranda, tal y como se define en la actualidad, ha estado condicionado por el marco morfoestructural y su evolución tectónica. La disposición del relieve en alineaciones montañosas y depresiones sinclinales ha hecho de la cuenca de Miranda una unidad morfológica que ha funcionado como eje vertebrador regional. Una vez las principales morfoestructuras quedan establecidas, las oscilaciones climáticas cuaternarias pasan a ser el factor morfogenético principal. Dichas oscilaciones climáticas, a través de cambios en los gradientes de temperatura y humedad, generan una respuesta ambiental que se traduce en la deposición de derrubios de vertientes, dos niveles de glacis, un sistema escalonado de cinco terrazas fluviales asociadas al río Ebro y un antiguo abanico aluvial al arroyo San Miguel.

Los procesos de sedimentación parecen coincidir con condiciones paleoambientales frías y áridas del Cuaternario. En el fondo del valle también se produjeron fases de sedimentación durante las fases cálidas y húmedas pero de un carácter diferenciado, tanto en extensión como en las características de los materiales afectados. Así, los períodos de sedimentación fluvial tuvieron lugar durante fases de condiciones climáticas bien definidas: El abanico aluvial de monte Miranda se adscribe a una fase fría del Pleistoceno inferior; la terraza T₁ del Ebro se remonta al MIS 6, el nivel T₂ al subestadio 5d, la T₃ se asocia al MIS 4, la terraza T₄ al MIS 2 y, finalmente, la T₅ al MIS 1. El glacis G₁ se remonta al MIS 4 y el G₂ al MIS 2. Los derrubios de vertientes, por su parte, se relacionan con el MIS 2.

La dinámica erosiva parece coincidir en momentos diferentes según el ambiente geomorfológico. Mientras que en el fondo de valle ocurrieron durante las fases de transición

climática, en el piedemonte se produjeron durante las fases cálidas y húmedas. En las laderas más elevadas, únicamente durante las fases frías y áridas se atestigua una dinámica activa ya que la cobertera vegetal que tapiza estos modelados durante el resto de etapas protege la superficie, disminuyendo la dinámica geomorfológica a la mínima expresión.

Referencias bibliográficas

- ADAMIEC, G. & AITKEN, M.J. Doserate conversion factors: update. *Ancient TL*, 1998, Nº 16, p. 37–50.
- ALDAY, A. The Neolithic in the Iberian Peninsula: An explanation from the perspective of the participation of Mesolithic communities. *Zephyrus*, 2012a, Nº 59, p. 75–94.
- ALDAY, A. Treviño, un paraíso en la Prehistoria. En: GONZÁLEZ DE VIÑASPE, R. y GARAY OSMA, R. *Viaje a Íbiza. Estudios históricos del Condado de Treviño*. Treviño: Ayuntamiento de Condado de Treviño, 2012b.
- ARANEGUI, P. Las terrazas cuaternarias de la Cuenca del Ebro entre Sobrón y Haro. *Boletín Real Sociedad Historia Natural*, 1927, Nº 27, p. 429–434.
- ASENSIO, I.; GONZÁLEZ MARTÍN, J.A.; GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J.; LOZANO, M.V. y PEÑA MONNE, J.L. Formas y procesos de ambientes fríos en la Cordillera Ibérica y la Submeseta Sur. En: GÓMEZ ORTIZ, A. *Periglacialismo en la Península Ibérica*. Granada: Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología, 1994, p. 119–145.
- BARD, E.; ROSTEK, F.; TURON, J.L. & GENDREAU, S. Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science*, 2000, Nº 289, p. 1321–1324.
- BENITO, G. *Geomorfología de la cuenca Baja del río Gállego*. Zaragoza: Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 1989.
- CAILLEUX, A. & TRICART, J. *Initiation B l'étude de sables et de galets*. París: CDU, 1963.
- CANO FLORS, F. *Cartografía geomorfológica del valle de Valdivielso (Burgos)*. Valladolid: Universidad de Valladolid (Trabajo de investigación tutelado), 2004.
- DAVIS, B.A.S. & STEVENSON, A.C. The 8.2 ka event and Early–Mid Holocene forests, fires and flooding in the Central Ebro Desert, NE Spain. *Quaternary Science Reviews*, 2007, Nº 26, p. 1695–1712.
- DORADO VALIÑO, M.; VALDEOLMILLOS RODRÍQUEZ, A.; RUIZ ZAPATA, M.B.; GIL GARCÍA, M.J. & BUSTAMENTE GUTIÉRREZ, I. Climatic changes since the Late–glacial/Holocene transition in La Mancha Plain (South–central Iberian Peninsula, Spain) and their incidence on Las Tablas de Daimiel marshlands. *Quaternary International*, 2002, Nº 93–94, p. 73–84.
- FORD, T.D. & PEDLEY, H.M. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth Science Reviews*, 1996, Nº 41, p. 117–175.
- FROCHOSO, M.; GONZÁLEZ–PELLEJERO, R. & ALLENDE, F. Pleistocene glacial morphology and timing of last glacial cycle in Cantabrian Mountains (Northern Spain): new chronological data from the Asón area. *Open Geosciences*, 2013, Nº 5, p. 12–27.
- FRUTOS, L.M. *Estudio geográfico del "Campo de Zaragoza"*. Zaragoza: Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 1976.
- FULLER, I.C.; MACKLIN, M.G.; LEWIN, J.; PASSMORE, D.G. & WINTLE, A.G. River response to high–frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 k.y. *Geology*, 1998, Nº 26, p. 275–278.
- GARCÍA RODRIGO, B. y FERNÁNDEZ ÁLVAREZ, J.M. *Estudio geológico de la provincia de Álava*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 1973.
- GENTY, D.; BLAMART, D.; OUAHDI, R.; GILMOUR, M.; BAKER, A.; JOUZEL, J. & VAN–EXTER, S. Precise dating of Dansgaard–Oeschger climate oscillations in Western Europe from stalagmite data. *Nature*, 2003, Nº 421, p. 833–837.

GIL GARCÍA, M.J.; DORADO VALIÑO, M.; VALDEOLMILLOS RODRÍGUEZ, A. & RUIZ ZAPATA, M.B. Late-glacial and Holocene palaeoclimatic record from Sierra de Cebollera (northern Iberian Range, Spain). *Quaternary International*, 2002, N° 93–94, p. 13–18.

GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J. Itinerario n° 7: El valle del río Purón: sector comprendido entre Ribera y Herrán. *Lurralde*, 1994a, N° 16, p. 235–250.

GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J. (1994). Itinerario n° 8: La cuenca alta del río Ayuda: sector comprendido entre Okina y Saseta. *Lurralde*, 1994b, N° 16, p. 251–263.

GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J. Evolución morfoclimática del País Vasco durante el Cuaternario: Estado de la Cuestión. *Cuaternario y Geomorfología*, 2000, N° 14, p. 79–99.

GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J. y SERRANO CAÑADAS, E. Cartografía geomorfológica del valle de Tobalina (Burgos). *Cuadernos de Lab. Xeol. de Laxe*, 1996, N° 21, p. 737–748.

GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J. & SERRANO CAÑADAS, E. *Quaternary tufa build-up stages in Mediterranean–Cantabrian transitional environment (High Ebro Basin, Northern Spain)*. Zaragoza: Sixth International Conference on Geomorphology, 2005.

GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J. & SERRANO CAÑADAS, E. Evolución geomorfológica, cambios ambientales e intervención humana durante el holoceno en la cuenca alta del Ebro: las tobas de los valles del Purón y Molinar. *Estudios Geográficos*, 2007, N° 263, p. 527–546.

GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J. y SERRANO CAÑADAS, E. Acumulaciones tobáceas y evolución del paisaje: Cronología y fases morfogénicas en el Alto Ebro (Burgos). *Cuaternario y Geomorfología*, 2013, N° 27, p. 9–32.

GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J. y SERRANO CAÑADAS, E. y SORIA-JÁUREGUI, A. Cambios ambientales y respuesta

geomorfológica en Frías–Tobalina (Alto Ebro, Burgos). En: SCHNABEL, S. y GÓMEZ GUTIÉRREZ, A. *Avances de la Geomorfología en España, 2012–2014*. Cáceres: Sociedad Española de Geomorfología, 2014, p. 91–95.

GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y PELLICER CORELLANO, F. Rasgos generales del periglaciario de la Península Ibérica II. Dominio continental de las tierras del interior. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 1988, N° 14, p. 23–80.

GONZÁLEZ PELLEJERO, R. Dinámica de un espacio natural: Los cañones calcáreos del Ebro (Burgos). *Eria*, 1986, N° 10, p. 5–86.

GONZÁLEZ PELLEJERO, R.; MARTÍNEZ AGUIRRE, A.; ALLENDE, F. y FROCHOSO, M. Las precipitaciones carbonatadas de los cañones del Ebro: Avances en su reconocimiento y cronología. En: GONZÁLEZ DÍEZ, A. *Avances de la Geomorfología en España, 2010–2012*. Santander: Sociedad Española de Geomorfología, 2012, p. 401–404.

GONZÁLEZ SAMPÉRIZ, P.; VALERO GARCÉS, B.L.; MORENO, A.; JALUT, G.; GARCÍA-RUIZ, J.M.; MARTÍ-BONO, C.; DELGADO-HUERTAS, A.; NAVAS, A.; OTTO, T. & DEDOUBAT, J.J. *Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence*. Quaternary Research, 2006, N° 66, p. 38–52.

GONZÁLEZ SAMPERIZ, P.; VALERO GARCÉS, B.L.; MORENO, A.; MORELLON, M.; NAVAS, A.; MACHÍN, J. & DELGADO HUERTAS, A. Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2008, N° 259, p. 157–181.

GONZALO MORENO, A.N. *El relieve de La Rioja. Análisis de Geomorfología Estructural*. Logroño: Instituto de Estudios Riojanos, 1981.

GRACIA, J. *Geomorfología de las Bardenas Orientales*. Zaragoza: Memoria de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 1985.

GUTIÉRREZ, A. El yacimiento paleolítico de Riaño (Campoo, Cantabria). Primera aproximación. In: *Congreso Nacional de Arqueología*, 1990, p. 261–267.

GUTIÉRREZ, A. La arqueología prehistórica en el valle de Campoo. *Cuadernos de Campoo*, 1995, Nº 2, p. 23–27.

GUTIÉRREZ, A. El conjunto megalítico de Los Lagos. *Cuadernos de Campoo*, 1999, Nº 17, p. 4–10.

GUTIÉRREZ, A. y SERRANO CAÑADAS, E. El yacimiento del Paleolítico medio de la “Ermita del Abra” (Campoo de Suso, Cantabria). Aproximación cultural, cronológica y geomorfológica. *Cuaternario y Geomorfolo-gía*, 1998, Nº 12, p. 27–39.

IBÁÑEZ, M.J.; PELLICER, F. y PEÑA, J.L. Estudio geomorfológico. En: UTRILLA, P. y MAZO, C. *El Paleolítico en La Rioja 1. El término de Villar de Torre*. Logroño: Instituto de Estudios Riojanos, 1986, p. 11–18.

JULIÁN ANDRÉS, A. *Cartografía y correlación general de las acumulaciones cuaternarias de la Depresión del Ebro*. Zaragoza: Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 1996.

LANG, A. & MAUZ, B. Towards chronologies of gully formation: optical dating of gully fill sediments from Central Europe. *Quaternary Science Reviews*, 2006, Nº 25, p. 2666–2675.

LERÁNOZ, B. Terrazas y glaciares del río Ebro en Navarra. *El Cuaternario en España y Portugal*, 1993, Nº 1, p. 119–128.

LEWIS, C.J.; MCDONALD, E.V.; SANCHEZ, C.; PEÑA, J.L. & RHODES, E.J. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global Planet Change*, 2009, Nº 69, p. 141–152.

LLANOS, H.; QUINIF, Y. y ÁBALOS, B. Evolución geodinámica reciente de la Sierra de Cantabria (Álava) en base a la datación U/Th de carbonatos continentales de las cuencas de los ríos Inglares y Ebro. *Boletín Geológico y Minero*, 1998, Nº 109–1, p. 3–12.

LUZÓN, A.; PÉREZ, A.; SORIANO, M.A. & POCOVÍ, A. Sedimentary record of Pleistocene paleodoline evolution in the Ebro basin (NE Spain). *Sedimentary Geology*, 2008, Nº 205, p. 1–13.

MACKLIN, M.G.; FULLER, I.C.; LEWIN, J.; MAAS, G.S.; PASSMORE, D.G.; ROSE, J.; WOODWARD, J.C.; BLACK, S.; HAMLIN, R.H.B. & ROWAN, J.S. Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. *Quaternary Science Reviews*, 2002, Nº 21, p. 1633–1641.

MANERO, M.F. *Valdivielso, una comarca de la montaña de Burgos*. Valladolid: Departamento de Geografía de la Universidad de Valladolid, Instituto Juan Sebastián Elcano (C.S.I.C.), 1972.

MARTRAT, B.; GRIMALT, J.O.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, C.; CACHO, I.; SIERRA, F.J.; FLORES, J.A.; ZAHN, R.; CANALS, M.; CURTIS, J.H. & HODELL, D.A. Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, 2004, Nº 306, p. 1762–1765.

MAUZ, B.; BODE, T.; MAINZ, E.; BLANCHARD, H.; HILGER, W.; DIKAU, R. & ZÖLLER, R. The luminescence laboratory at the University of Bonn: equipment and procedures. *Ancient TL*, 2002, Nº 20, p. 53–61.

MENSÚA, S. Evolución morfológica del Valle del Zidacos. Gerona: *Actas del III Congreso Internacional del Pirineo*, 1958, p. 74–93.

MONTES, L. y ALDAY, A. Enredados en la malla neolítica de la cuenca del río Ebro. redes, continuidades y cambios. *Rubricatum*, 2011, Nº 5, p. 51–60.

MORALES RODRÍGUEZ, C.G. *El relieve de los Montes Obarenes*. Valladolid: Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2000.

MURRAY, A.S.; OLLEY, J.M. & CAITCHEON, G.G. Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. *Quaternary Geochronology*, 1995, Nº 14, p. 365–371.

MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 2000, N° 32, p. 57–73.

NATHAN, R.P. & MAUZ, B. On the dose-rate estimate of carbonate-rich sediments for trapped charge dating. *Radiation Measurements*, 2008, N° 43, p. 14–25.

OLIVÉ DAVÓ, A. y RAMÍREZ DEL POZO, J. *Memoria del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Miranda de Ebro*. Madrid: I.G.M.E., 1979.

ORTEGA VALCARCEL, J. *Las transformaciones de un espacio rural: Las Montañas de Burgos*. Valladolid: Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 1974.

PELLICER, F. y ECHEVERRÍA, M. El sistema de terrazas y glaciares en el piedemonte septentrional del Macizo del Moncayo. En: PEÑA, J.L., LONGARES, L.A. y SÁNCHEZ, M. *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Zaragoza: Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, 2004, p. 163–171.

PEÑA, J.L. Las acumulaciones cuaternarias de los llanos leridanos. Aspectos generales e itinerarios de campo. *Curso de iniciación a la Geoarqueología*. Lérida: Instituto de Estudios Ilerdenses, 1988.

PEÑA, J.L. y JULIÁN, A. La Depresión del Ebro. En: GARCÍA-RUIZ, J.M. y ARNÁEZ, J. *Geografía de La Rioja*. Logroño: Caja de Ahorros de La Rioja, 1994, p. 85–94.

PERUCHA, M.A.; MEDIALDEA, A.; MEDIATO, J.F. y SALAZAR, A. Contribución al conocimiento de la cronología de los depósitos de terraza de los ríos Ebro e Híjar en la zona de reinos (Cantabria). En: GALVÉ, J.P., AZAÑÓN, J.M., PÉREZ PEÑA, J.V. y RUANO, P. *XIV Reunión Nacional de Cuaternario*. Granada: Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, 2015, p. 20–23.

PORTERO, J.M. y RAMÍREZ DEL POZO, J. *Memoria del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Casarreina*. Madrid: I.G.M.E., Madrid, 1978.

PORTERO, J.M. y RAMÍREZ DEL POZO, J. *Memoria del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Haro*. Madrid: I.G.M.E., 1979.

PRESCOTT J.R. & HUTTON J.T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 1994, N° 23, p. 497–500.

RIBA, O. y JURADO, M.J. Reflexiones sobre la geología de la parte occidental de la Depresión del Ebro. *Acta Geológica Hispánica*, 1992, N° 27, p. 177–193.

SÁNCHEZ-GOÑI, M.F.; EYNAUD, F.; TURON, J.L. & SHACKLETON, N.J. High-resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the last glacial complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, N° 171, 123–137.

SANCHO, C. *Geomorfología de la cuenca baja del río Cinca*. Zaragoza: Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 1988.

SANCHO, C.; PEÑA, J.L.; LEWIS, C.; McDONALD, E. y RHODES, E. Registros fluviales y glaciares cuaternarios en las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y depresión del Ebro). En: GARCÍA-RUIZ, J.M. y ARNÁEZ, J. *Itinerarios Geológicos por Aragón*. Salamanca: Sociedad Geológica de España, 2004, Geo-Guías 1, p. 181–205.

SERRANO CAÑADAS, E. El complejo morrénico frontal del valle del Trueba (Espinoso de Los Monteros). *Cuadernos de Lab. Xeol. de Laxe*, 1996, N° 21, p. 505–517.

SERRANO CAÑADAS, E.; GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J. y RUIZ FLAÑO, P. Gestión ambiental y geomorfología: Valoración de los lugares de interés geomorfológico del Parque Natural de las Hoces del Alto Ebro y Rudrón. *Cuaternario y Geomorfología*, 2009, N° 23, p. 65–82.

SERRANO CAÑADAS, E.; GONZÁLEZ TRUEBA, J.J.; TURU, V. y ROS, X. Cronología glacial pleistocena en el valle del Trueba (Cordillera Cantábrica). En: TURÚ, V. y CONSTANTE, A. *El Cuaternario en España y áreas afines*. Andorra: AEQUA, 2011, p. 3–6.

SERRANO CAÑADAS, E.; GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J.; PELLITERO, R.; GONZÁLEZ-GARCÍA, M. & GÓMEZ-LENDE, M. Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 2012a, N° 196, p. 65–82.

SERRANO CAÑADAS, E.; GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. & GONZÁLEZ GARCÍA, M. Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 2012b, N° 78, p. 303–314.

SERRANO CAÑADAS, E.; GÓMEZ-LENDE, M.; GONZÁLEZ-AMUCHÁSTEGUI, M.J.; GONZÁLEZ-GARCÍA, M.; GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J.; PELLITERO, R. & RICO, I. Glacial chronology, environmental changes and implications for human occupation during the upper Pleistocene in the eastern Cantabrian Mountains. *Quaternary International*, 2015, N° 364, p. 22–34.

SORIA-JÁUREGUI, A. Caracterización de los depósitos fluviales del río Ebro en la Cuenca de Miranda de Ebro (Burgos). *Lurralde*, 2014, N° 37, p. 179–184.

SORIA-JÁUREGUI, A., GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J., MAUZ, B. y LANG, A. Actividad fluvial holocena en la Cuenca de Miranda de Ebro (Burgos-Álava). En: ÚBEDA X., VERICAT, D. & BATALLA, R. *Avances de la Geomorfología en España, 2008–2010*. Solsona: Sociedad Española de Geomorfología, 2010, p. 421–425.

SORIA-JÁUREGUI, A. y GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J. Los glaciares de la Cuen-

ca de Miranda (Burgos): Significado climático y evolución geomorfológica. *Geographicalia*, 2012a, N° 62, p. 67–88.

SORIA-JÁUREGUI, A. y GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J. Evolución de la red hidrográfica pliocuaternaria de la Cuenca de Miranda de Ebro (Burgos). En: GONZÁLEZ DÍEZ, A. *Avances de la Geomorfología en España, 2010–2012*. Santander: Sociedad Española de Geomorfología, 2012b, p. 297–301.

SORIANO, M.A. *Geomorfología del sector centromeridional de la Depresión del Ebro*. Zaragoza: Institución Fernando El Católico, 1990.

TELLO, B. *Prácticas de Laboratorio de Geografía Física*. Madrid: Universidad Autónoma de Madrid, 2004.

THORNDYCRAFT, V.R. & BENITO, G. The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews*, 2006, N° 25, p. 223–234.

VERA, J.A. *Geología de España*. Madrid: Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, 2004.

WALLINGA, J. Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review. *Boreas*, 2002, N° 31, p. 303–322.

WHITFIELD, R.G.; MACKLIN, M.G.; BREWER, P.A.; LANG, A.; MAUZ, B. & WHITFIELD, E. The nature, timing and controls of the Quaternary development of the Rio Bergantes, Ebro basin, northeast Spain. *Geomorphology*, 2013, N° 196, p. 106–121.

