

Trabajo Fin de Máster

(Máster en Geología: Técnicas y Aplicaciones)

Caracterización estratigráfica de la serie sedimentaria del Valle del río Martín (área de Ariño-Albalate): causas de la evolución paleoambiental durante el Cuaternario



Ana Entrena Francia

Directora:

M^a Aránzazu Luzón

Septiembre 2016

ÍNDICE

Abstract.....	v
1. Introducción y Objetivos	1
2. Situación geográfica y geológica.....	2
2.1. Situación geográfica.....	2
2.2. Situación geológica.....	4
3. Antecedentes.....	8
4. Metodología.....	10
5. Resultados.....	13
5.1. Descripción de los perfiles estratigráficos	13
5.2. Descripción e interpretación de facies	28
5.3. Otros resultados analíticos	37
6. Discusión	40
7. Conclusiones.....	47
8. Bibliografía.....	49
9. Anexo I	53

Abstract

The middle course of the Martín River (a tributary of the Ebro River) is considered a very interesting area from a geological point of view and an important number of paleontological, mineralogical and sedimentological studies have been focused on it. In this work, the Quaternary deposits located in this part of the river between the towns of Ariño and Albalate del Arzobispo, have been analysed in detail in order to understand their sedimentary environment and their evolution.

This study has compiled the necessary stratigraphic and cartographic information to establish the presence of two levels of terraces topographically located at a similar height over the current position of the river. The most important sedimentological facies associated to the studied deposits have been described and interpreted through the study of the stratigraphic profiles and the different laboratory analyses performed over the samples taken in the area.

All this information has allowed to define four different stages in the valley evolution: two stages of deposit (fill in) and one of incision. The first filling in stage corresponds to the Upper Pleistocene; the second stage is associated to the Younger Dryas and represents the erosion of the previously deposited materials due to the fluvial incision; and the third stage, which would be related to the Holocen Climatic Optimum, corresponds to the second basin fill in. Finally another stage of incision over these deposits would be responsible for the present position of the Martín River.

1. Introducción y Objetivos

Entre las localidades de Ariño y Albalate del Arzobispo se localizan una serie de sedimentos cuaternarios de tipo tanto aluvial como fluvial asociados a la dinámica y evolución del Río Martín. Estos depósitos han sido, en parte, objeto de estudios previos y este trabajo pretende utilizar y ampliar dichos estudios con objeto de elaborar una reconstrucción paleoambiental de la zona. Este estudio, que se centra en materiales depositados en los últimos miles de años, aporta información adicional sobre cuestiones climáticas y se puede comparar con estudios similares en la Cordillera Ibérica y en la Cuenca del Ebro.

El curso medio del río Martín, donde se ubica la zona de estudio, es un punto de interés tanto cultural como geológico. Dentro de esta zona se han diferenciado varios niveles de terrazas pero este trabajo se ha centrado en aquéllas que aparecen topográficamente a una cota de en torno a 20-30 m por encima del cauce actual del río, con objeto de centrar los estudios y los análisis en un momento concreto de la evolución del sistema.

La base principal de este estudio son los perfiles levantados y esquemas realizados en campo y la posterior definición de las facies sedimentarias representativas. Cada facies se relaciona con un medio de sedimentación, y sus relaciones laterales y verticales ha permitido establecer cómo era el sistema en el que fueron depositados los materiales. Como complemento, esta información obtenida en campo se contrasta con diferentes estudios (mineralógicos, geoquímicos, dataciones con ^{14}C , granulometrías y levigados) realizados sobre las muestras tomadas en campo.

En definitiva, el objetivo final de este trabajo consiste en realizar una reconstrucción paleoambiental de los diferentes escenarios en la zona, y la determinación de su evolución. De forma más concreta, los objetivos son:

- Revisión de la cartografía de la zona y estudio en detalle de algunos de estos depósitos que corresponden al mismo intervalo temporal.
- Análisis estratigráfico y sedimentológico de los materiales con objeto de proponer un modelo sedimentario adecuado.
- Identificación de cambios en este sistema y establecimiento de las causas.

2. Situación geográfica y geológica

2.1. Situación geográfica

El río Martín es un afluente del río Ebro por su margen derecha. Desemboca en él a la altura de la localidad de Escatrón (Fig. 1) después de un recorrido de 98 km por las provincias de Teruel, al sur, y Zaragoza, al norte. El nacimiento del río Martín se localiza en la parte occidental de la Sierra de Sant Just (en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, Fig. 1), en el pequeño municipio de Martín del Río (comarca de Cuencas Mineras, Teruel), donde se unen los cauces de los ríos Parras de Martín y la Rambla. En su recorrido el río desciende desde los más de 1.500 m de altitud que presenta en su nacimiento, hasta los 300 m que alcanza a la altura de Escatrón, esto conlleva un paso de una zona con clima continental de montaña media a una zona con ambiente semiárido mediterráneo continental (Lozano *et al.*, 2004).

La cuenca del río Martín tiene una superficie de 2.111 km², encuadrados en su totalidad en la Comunidad Autónoma de Aragón (Fig. 1). El caudal durante todo su recorrido es escaso (alrededor de 1 m³/s de media anual). Existen tres estaciones de aforo en el recorrido del río localizadas en Alcaine, Hajar y Oliete, siendo esta última la que se tomará de referencia ya que es la más cercana al área de estudio. Esta estación se encuentra aguas abajo del embalse de Cueva Foradada, por lo que se ve afectada por su dinámica; presenta un caudal relativo de 1,95 l/km²/s que es menor en invierno y mayor en verano (debido a la actividad en la presa) y un volumen anual medio de agua de 41,45 hm³ (Lozano *et al.*, 2004).

En su primer tramo, hasta Montalbán, el río Martín sigue una dirección oeste-este. A continuación siguiendo en dirección norte, atraviesa la Sierra de Cucalón formando una profunda garganta hasta que desemboca en el embalse de Cueva Foradada en el término municipal de Oliete. A partir de allí, toma dirección noreste hasta su desembocadura. Al norte de Ariño el cauce vuelve a encajarse para sortear la Sierra de Arcos, que marca el límite entre la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro, y continúa su recorrido hasta Albalate del Arzobispo, desde donde se inicia el curso bajo del río, hasta su desembocadura en Escatrón.

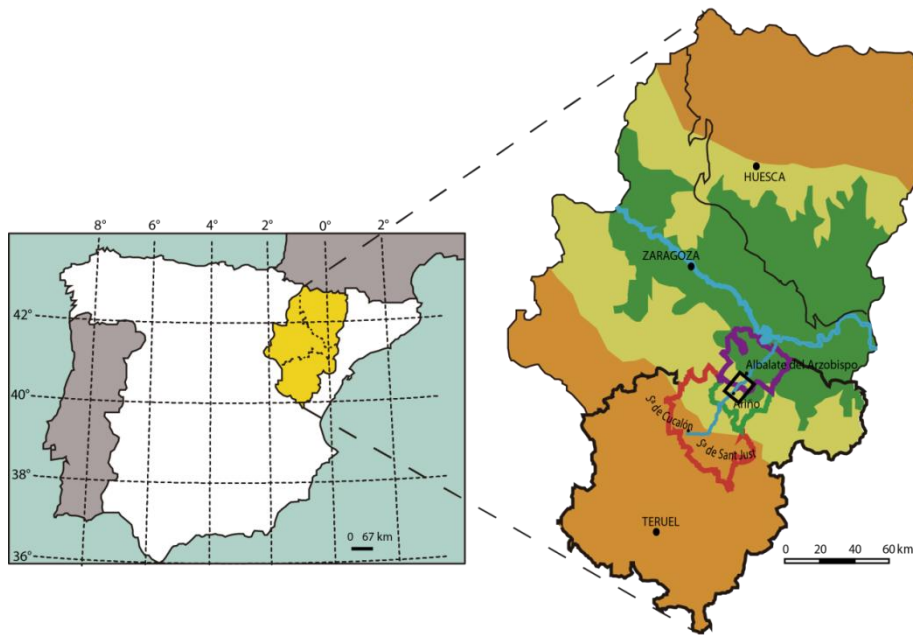


Figura 1: Localización de la Comunidad Autónoma de Aragón en la Península Ibérica. En la ampliación de la derecha dentro de la provincia de Teruel se señalan las comarcas de Cuencas Mineras (rojo), Andorra-Sierra de Arcos (verde) y Bajo Martín (morado), surcadas por el Río Martín. También se indican la zona de estudio (encuadrada en negro), los municipios de Ariño y Albalate del Arzobispo y las Sierras de Cucalón y Sant Just. Las zonas en naranja corresponden a relieves de mayor altitud, al sur la Cordillera Ibérica y al norte los Pirineos; en verdes y amarillos las zonas de menor altitud, fundamentalmente la Cuenca del Ebro.

En el tramo localizado entre Montalbán y Albalate del Arzobispo (curso medio del río Martín) se encuentra el Parque Cultural del Río Martín, declarado Patrimonio de la Humanidad por la UNESCO en 1998 por la importancia de sus yacimientos tanto paleontológicos como arqueológicos. El estudio que se presenta a continuación se ha realizado en este parque, sobre materiales cuaternarios que afloran entre las localidades de Ariño, al sur, y Albalate del Arzobispo, al norte, concretamente en la zona previa al encajamiento del río en la Sierra de Arcos.

Las localidades de Ariño, perteneciente a la comarca de Andorra-Sierra de Arcos, y Albalate del Arzobispo, capital de la comarca del Bajo Martín, se encuentran a los pies de la Sierra de Arcos, en su zona sur y noreste, respectivamente. Ariño, el municipio de referencia para este trabajo, se localiza a 536 m sobre el nivel del mar, con un clima árido frío (SBk, según la clasificación climática de Köppen, 1936), una temperatura media de 14 °C y una precipitación anual de 385 mm. Se localiza a una distancia de 122 km de Teruel, 99 km de Zaragoza y 17 km de Albalate del Arzobispo.

En cuanto a la flora de la zona, cabe destacar la gran influencia del hombre por el intenso aprovechamiento agropastoril e industrial que se ha llevado a cabo. Como matorrales xerófilos destacan romero (*Rosmarinus officinalis*), aliaga (*Genista scorpius*) y tomillo (*Thymus vulgaris*), alternando con pastizales de lastón (*Brachypodium retusum*) y *Stipa pennat.* Las masas arbóreas corresponden a *Pinus halepensis* y de forma menos importante *Quercus rotundifolia*, *Q. coccifera*, *Juniperus oxycedrus* y *J. phoenicea* (Lozano *et al.*, 2004).

La zona conocida como “Cañones del río Martín y Sierra de Arcos” está considerada una IBA (Important Birds Areas) y una ZEPA (Zona de Especial Protección para las Aves) desde 1989, puesto que existe una gran diversidad de aves, destacando buitre leonado (*Gyps fulvus*), búho real (*Bubo bubo*), alimoche (*Neophron percnopterus*), halcón peregrino (*Falco peregrinus*) y águila-azor perdicera (*Hieraaetus pennatus*) (Lozano *et al.*, 2004).

2.2. Situación geológica

La cuenca del río Martín se sitúa entre dos grandes unidades geológicas, la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro, ambas separadas geográficamente por la Sierra de Arcos (Fig. 2 A y B). Desde su nacimiento hasta atravesar la Sierra de Arcos, el río Martín se ubica en la parte septentrional de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica y a partir de Albalate del Arzobispo, discurre por la zona meridional de la Cuenca del Ebro.

La Cordillera Ibérica está formada por una serie de alineaciones montañosas con una dirección preferente NO-SE (Fig. 2), alturas de más de 1.000 m y una anchura máxima de 200 km. Estas alineaciones se extienden desde la Meseta Ibérica hasta el Mar Mediterráneo, abarcando más de 400 km de longitud (Sopeña y De Vicente, 2004). Su formación está íntimamente relacionada con la evolución de la Placa Ibérica, de manera que pueden diferenciarse tres etapas: 1) al final del Paleozoico tuvo lugar la Orogenia Hercínica, en la que se fracturan y pliegan materiales que se habían depositado previamente en cuencas marinas y que constituyen el basamento de la cordillera; 2) el Mesozoico, se caracteriza por un proceso de rifting que produce esfuerzos extensionales en todos los márgenes de Iberia generando fallas y dando lugar al hundimiento y levantamiento de bloques (Álvaro *et al.*, 1979; Salas y Casas 1993; Soria, 1997; Soria *et al.*, 1997; Capote *et al.*, 2002; Sopeña y De Vicente, 2004); y 3) durante el Cenozoico

tiene lugar la Orogenia Alpina debido a la colisión de la Placa Ibérica con las placas Europea, al Norte, y Africana, al Sur; se produce la inversión tectónica del rift mesozoico en el que las fallas mesozoicas actúan como inversas y como cabalgamientos, produciéndose el levantamiento de las cordilleras Ibérica, Pirenaica y Bética (Álvaro *et al.*, 1979; Salas y Casas 1993; Salas *et al.*, 2001; Capote *et al.*, 2002; Sopena y De Vicente, 2004). Los relieves actuales en la Cordillera Ibérica son fruto de esta evolución geológica y del posterior encajamiento de la red fluvial que comienza en el Pliocuaternario (Ríos *et al.*, 1981) y se extiende hasta la actualidad (como es el caso del río Martín).

La Cuenca de Ebro es una cuenca de forma triangular limitada al sur por la Cordillera Ibérica, al este por la Cordillera Costero Catalana y al norte por los Pirineos (Fig. 2). Se trata de la última cuenca de antepaís surpirenaica. Su relleno se produjo durante el Cenozoico; hasta el Eoceno superior tuvo conexión con el mar y desde entonces se configuró como un surco sedimentario endorreico con abanicos aluviales en los márgenes y sistemas lacustres en la parte central (Muñoz *et al.* 2002; Pardo *et al.*, 2004). Su estructuración actual tuvo lugar durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior (Riba *et al.*, 1983; Sopena y De Vicente, 2004); en las zonas marginales se reconocen diferentes estructuras tectónicas y discordancias que reflejan los efectos de la Orogenia Alpina también en esta cuenca. Al igual que en el caso de la Cordillera Ibérica, su relieve actual está en relación con el desarrollo y evolución del sistema fluvial del río Ebro.

El Parque Cultural del Río Martín, donde se localiza la zona de estudio, se encuentra en el sector septentrional de la parte central de la Cordillera Ibérica, concretamente en su Rama Aragonesa (Fig. 2). En ella dominan los materiales del Mesozoico y Cenozoico inferior que se apoyan sobre el basamento paleozoico. Este basamento llega a aflorar en los núcleos de las estructuras tectónicas más importantes que componen la estructura de la Rama Aragonesa (Sopena y De Vicente, 2004). También se reconocen, aunque de menor extensión, materiales cuaternarios y holocenos.

Las principales estructuras tectónicas que aparecen dentro del parque (pliegues y cabalgamientos en su mayoría) presentan una orientación que va desde E-O a NO-SE (Aurell *et al.*, 2001) y son respuesta al acortamiento de dirección norte-sur. Dentro de la

zona de estudio destacan el Anticlinal de Montalbán, que hace aflorar los materiales del basamento paleozoico, y los cabalgamientos de la Sierra de Arcos (Fig. 2), que marcan el contacto entre la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro. Concretamente la Sierra de Arcos es el resultado del levantamiento de materiales triásicos, jurásicos y cretácicos. Se trata de un sistema de cabalgamientos, en su mayoría ciegos si bien afloran dos (Aurell *et al.*, 2001, Gracia *et al.*, 1997): el primero, localizado más al norte, se denomina Cabezo Negro y tiene una dirección este-oeste; el segundo, denominado de la Virgen de Arcos, es el más cercano a la localidad de Ariño, tiene una orientación noroeste-sureste y se considera el límite norte de la zona de estudio. Ambos responden a la reactivación de fallas normales previas como cabalgamientos durante la orogenia Alpina. Para ambas estructuras el nivel de despegue corresponde a las facies Keuper (Triásico Superior) y en los bloques inferiores de ambos cabalgamientos aparecen sedimentos Paleógenos correspondientes al relleno de la Cuenca del Ebro.

El límite norte de la zona de estudio se corresponde con el sector conocido localmente como “Los Estrechos” puesto que es donde el recorrido del río Martín se estrecha y genera cañones hasta atravesar la Sierra de Arcos y llegar a la localidad de Albalate del Arzobispo (Lozano *et al.*, 2004). Los materiales aflorantes en la zona de estudio sobre los que se apoyan los depósitos cuaternarios analizados en este trabajo son de edad Triásico Superior, Jurásico, Cretácico medio y superior, y Cenozoico (en concreto Paleógeno; Ríos *et al.*, 1981, Fig. 2).

A la altura de Ariño, el río se encaja en los materiales carbonatados jurásicos y de las facies Muschelkalk. De allí hasta la zona de Los Estrechos el valle se ensancha al atravesar materiales triásicos y neógenos, más blandos, permitiendo así una mayor acumulación de sedimentos cuaternarios. Los primeros se corresponden principalmente con las facies Keuper y los segundos con potentes series de lutitas naranjas con intercalaciones de conglomerados.

En resumen, en lo que al relieve se refiere existen sectores claramente diferenciados en el recorrido del río a lo largo de la zona de estudio (Fig. 3). En los sectores sur y norte el río se encaja en los materiales más duros dando lugar a relieves escarpados y a cañones; en estas zonas los materiales están afectados por procesos de karstificación con desarrollo de dolinas, poljes y lapiazes (Lozano *et al.*, 2004). En la parte localizada

entre estos sectores el valle se ensancha y presenta una llanura de inundación bien desarrollada con varios niveles de terrazas y de glaciais.

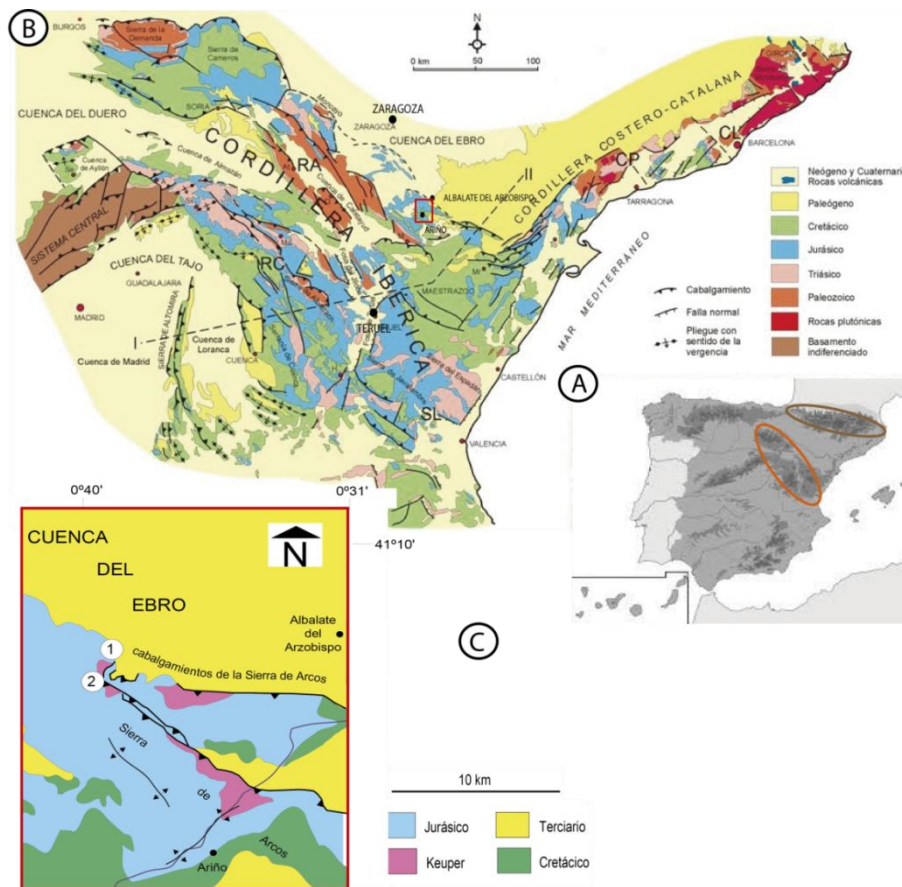


Figura 2: A) Mapa de la Península ibérica en el que los relieves elevados aparecen en colores más oscuros; la elipse marrón corresponde a los Pirineos y la elipse naranja a la Cordillera Ibérica, la zona entre ambos círculos corresponde a la Cuenca del Ebro. B) Mapa geológico de la Cordillera Ibérica con la localización de Ariño, Albalate del Arzobispo y la zona de estudio mediante un cuadro rojo (Modificado de Sopena y De Vicente, 2004). C) Ampliación del cuadro rojo en el que se aprecia el contacto entre los materiales de la Cordillera Ibérica y de la Cuenca del Ebro a través de la Sierra de Arcos 1: Cabalgamiento del Cabezo Negro. 2: Cabalgamiento de la Virgen de Arcos (Modificado de Aurell et al., 2001).

Los depósitos cuaternarios aparecen en su mayoría en las zonas de mayor amplitud del valle, a ambos lados del cauce del río, en los barrancos afluentes y a los pies de cerros y montañas (Fig. 3). Presentan espesores variables y se encuentran expuestos a alturas diferentes respecto al cauce actual, generalmente en forma de terrazas. En su mayoría los materiales que las conforman consisten en acumulaciones de gravas y cantos con matriz arcillosa o arenosa, lutitas y arenas carbonatadas. Trabajos previos (Ríos et al.

1981; Lozano *et al.*, 2004) diferencian en este sector varios niveles de glaciares y cuatro niveles diferentes de terrazas fluviales: de QT1 a QT4 según Ríos *et al.* (1981) y terrazas Travertínica Alta, Media y Baja, con edades desde el Pleistoceno Medio al Holoceno, según Lozano *et al.* (2004). El objeto principal de estudio en este trabajo son los depósitos cuaternarios que Lozano *et al.* (2004) incluyen en la terraza travertínica baja que se corresponden aproximadamente con Qt3.

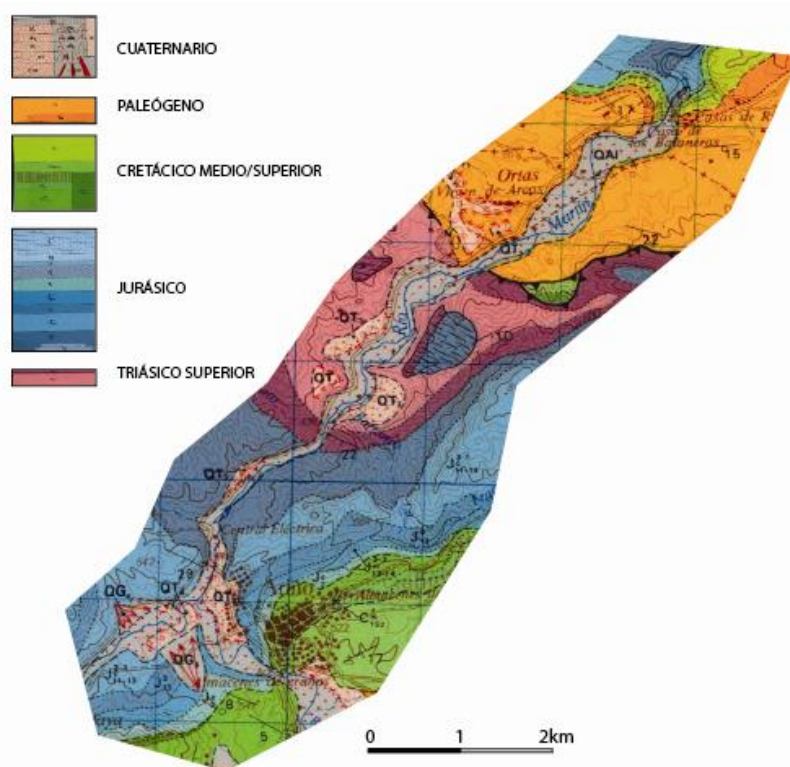


Figura 3. Fragmento del mapa de Ariño del plan Magna (escala 1:50000) encuadrado en la zona de estudio. Se aprecia como en los sectores norte y sur la llanura de inundación del río Martín presenta un menor desarrollo que en el sector central (Modificado de Ríos *et al.*, 1981).

3. Antecedentes

Desde un punto de vista regional, los trabajos previos realizados que incluyen la zona de estudio se centran en la formación y evolución de la Cordillera Ibérica, atendiendo especialmente a aspectos relacionados con la estructura y la estratigrafía. En las proximidades de la zona de trabajo destacan los trabajos de carácter paleontológico, dada la riqueza de las zonas circundantes en yacimientos (Soria, 1995; Dalvene, 1998; Escauriaza, 2007; Herrero, 2011; Alcalá *et al.*, 2012). En este último se estudia el

yacimiento más importante de dinosaurios del Albiense de toda Europa, localizado en la capa inmediatamente inferior a las explotadas en las minas de carbón de Ariño. Respecto a la paleontología del Cuaternario destaca el estudio de Alonso *et al.* (2005) en el que se estudia el yacimiento de vertebrados Pleistoceno de Obón, dentro del Parque Cultural del Río Martín. Recientemente, Pizarro (2010) realiza un inventario del patrimonio geológico y minero de la zona.

Es de destacar el trabajo de Ríos *et al.* (1981) en el que se recoge la cartografía regional a escala 1:50000, la descripción de las principales unidades estratigráficas, la estructura tectónica general, así como la historia geológica; asimismo se hace referencia a la actividad económica en relación con la minería. En cuanto al Cuaternario, estos autores diferencian cuatro niveles de terraza y de glaciares asociados. Aunque con un carácter igualmente regional, González (1989), estudia los sedimentos terciarios que afloran en la zona de estudio y hacia Albalate del Arzobispo. En cuanto a los aspectos estructurales de la zona, Casas *et al.* (1997) caracterizan la estructura desde el anticlinal de Montalbán hasta la Sierra de Arcos.

El primer trabajo que hace referencia específica a la figura del Parque Cultural del Río Martín es el de Canudo (1998), en él se remarca la importancia de la zona y su interés a nivel geológico y paleontológico. En otro trabajo sobre el parque (Aurell *et al.*, 2001), se recogen paradas de interés geológico recalcando su interés a nivel geológico y cultural. De ese mismo año es el trabajo de Utrillas y Rodanés (2001-2002) quienes presentan un estudio sobre los restos epipaleolíticos encontrados en la zona de “Los Baños”, enmarcados plenamente en la zona de estudio, a los que dan una edad Holocena.

Lozano *et al.* (2004) realizan un trabajo centrado en la geomorfología, los relieves y los depósitos cuaternarios de la zona en el que además de la cartografía geológica, describen con detalle la Sierra de Arcos y los Estrechos de Albalate. Estos autores diferencian varios niveles de terraza y señalan la existencia de tobas (a las que denominan travertinos) aguas abajo de Ariño. El trabajo de Rico-Herrero *et al.* (2013) se centra en un área localizada al sur de la zona de estudio y describe en detalle la formación y evolución de sedimentos tobáceos de edad similar a la de los depósitos analizados en este trabajo.

Finalmente, el trabajo de Muñoz *et al.* (2016) recoge tres perfiles estratigráficos levantados sobre materiales holocenos en la misma zona de estudio, por lo que se han tenido en cuenta los datos de estos autores como complemento de los adquiridos al elaborar este trabajo.

4. Metodología

Durante la elaboración de este trabajo han sido necesarias varias jornadas de campo para la toma de datos y la recogida de muestras, y varias sesiones de laboratorio para su posterior estudio y tratamiento mediante diferentes métodos.

Una de las primeras actividades desarrolladas ha sido la revisión bibliográfica de trabajos previos realizados en la zona (incluyendo aspectos de la geología regional y estudios centrados en los depósitos fluviales detríticos y tobáceos cuaternarios). Otra de las actividades iniciales, aunque también se continuó durante la elaboración del trabajo, ha sido la observación de fotografía aérea utilizando fotogramas a escala 1:18000.

En detalle, se han llevado a cabo 8 salidas de campo en las que se han realizado diversas actividades:

- Reconocimiento previo de la geología de la zona atendiendo especialmente a aspectos estratigráficos y geomorfológicos.
- Localización de los materiales cuaternarios y estructuras de relevancia incluidos en trabajos previos.
- Selección de las mejores zonas para el levantamiento de perfiles sedimentológicos y estudio de materiales.
- Levantamiento de los perfiles y elaboración de esquemas de depósito; incluyendo la toma de datos (características sedimentarias de los materiales y fotografías a nivel de afloramiento y de detalle) y la recogida de muestras.

El trabajo en laboratorio y gabinete se ha centrado en el estudio y análisis de las muestras, de la información recogida *in situ* y la obtenida a partir del tratamiento en laboratorio de las muestras tomadas.

En gabinete se han representado los perfiles estratigráficos y esquemas de depósito, primero a mano alzada y posteriormente en formato informático mediante los programas *Adobe Illustrator CC 2015* y *QGIS 2.10.1*. Estos perfiles, junto con las fotografías, algunas de ellas editadas con el programa *Adobe Photoshop CC 2015*, han sido la base para la diferenciación y descripción de facies sedimentarias (incluyendo geometrías, litologías, colores, texturas, estructuras sedimentarias) y el estudio de relaciones laterales y verticales.

Con objeto de caracterizar las facies y el medio de sedimentación, pero también de realizar una aproximación a distintas técnicas utilizadas en los trabajos sedimentológicos, se han seleccionado muestras que fueron sometidas a diferentes análisis de laboratorio. Estos se comentan a continuación y han proporcionado información de diferente índole.

- Difracción de rayos X (DRX): se han seleccionado un total de cuatro muestras, todas ellas de tobas (TOBA-1, TOBA-2, TOBA-3 y TOBA-BALNE) para determinar su composición mineralógica debido al posterior interés en el análisis isotópico. Tras el tratamiento previo de las muestras mediante su trituración con el mortero de ágata hasta conseguir un polvo con tamaño de grano inferior a 53 μm , éstas han sido analizadas mediante el difractómetro Philips PW 1710 utilizando radiación Cu-K α , con rendija automática y monocromador de grafito, del Dpto. de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza. Los datos extraídos se registraron con el Software X Powder (Martín, 2004). La Doctora Mayayo analizó dichas muestras.
- Estudio de isótopos estables en sólidos y en aguas: se ha analizado la composición isotópica (incluyendo $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de las muestras previamente mencionadas correspondientes a fragmentos de tobas tomadas durante la realización de este trabajo (TOBA-1, TOBA-2, TOBA-3 Y TOBA-BALNE) y de muestras procedentes de perfiles realizados previamente por miembros del área de Estratigrafía del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza. Asimismo se ha analizado el $\delta^{18}\text{O}$ de una muestra de agua tomada en el manantial natural “Los Baños”. Este manantial presenta unas aguas muy mineralizadas cuya composición corresponde a características sulfatado-bicarbonatadas cálcico-magnésicas (2.552 mg/l) y de tipo hipotermal con temperaturas entre 22 y 24 °C. Para el análisis isotópico se seleccionaron entre 10 y 15 mg de muestra para ser lixiviada con 1 ml de H_3PO_4 puro a 25 °C en condiciones de vacío (McCrea, 1950). El CO_2 resultante de esta mezcla se extrae según la metodología

recogida en Walter *et al.* (1972). Este análisis se ha realizado en un espectrómetro de masas tipo SIRA II, en el laboratorio de Isotopos Estables de la Universidad de Salamanca. La precisión es de 0,2 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y 0,1 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$. Los resultados obtenidos se presentan en relación al el estándar internacional VPDB (Craig, 1957; Gonfiantini, 1984). Para la representación de los resultados se han utilizado los programas *Microsoft Office Excel 2007* y *Adobe Illustrator CC 2015*.

- Dataciones mediante ^{14}C : se han seleccionado dos muestras de fragmentos de carbón (BALNE-1 y CARRETERA CANTERA-1). Los análisis de ^{14}C que se han realizado mediante AMS (espectrómetro acelerador de masa) y la preparación previa de las muestras, fueron realizadas en el laboratorio del Centro Nacional de Aceleradores en Sevilla.
- Granulometrías: Para analizar el tamaño de grano y las características de las distribuciones granulométricas de facies arenosas se han seleccionado varias muestras que han sido tamizadas en seco, sin lavar, y previamente secadas a 100 °C. Se han seleccionado 100 gr de cada una. El tamizado se ha llevado a cabo en una torre de tamices incluyendo tamaños de malla de entre -1 y 4,75 Φ (entre 2378 y 37 μ) con un intervalo de mallado de $\frac{1}{4}$. Las muestras se han agitado durante 20 minutos en un dispositivo de AMP0.40W220 HZ59 CISA. El trabajo se ha realizado en el Laboratorio de Sedimentología de la Universidad de Zaragoza. Las muestras sometidas a este estudio corresponden a BALNE-1, BALNE-2, CARRETERA CANTERA-1 Y CARRETERA CANTERA-2. Para obtener información acerca de procesos de transporte y aproximarnos al medio de sedimentación se utilizó el trabajo de Visher (1969). La representación gráfica se ha realizado con la combinación de los programas *Gradistat* y *Adobe Illustrator CC 2015*.
- Levigado: se ha realizado sobre una única muestra (BALNE-3) que fue sometida a un tratamiento previo de disolución en agua mezclada con agua oxigenada y un posterior tamizado a través de varios tamices de luz de malla decreciente para así obtener la muestra clasificada por tamaños. Las diferentes alicuotas obtenidas corresponden a los tamaños de 1 mm, 500, 250, y 150 μm y han sido estudiadas mediante lupa binocular marca Nikon.

A partir de estos datos se ha realizado una diferenciación y descripción de las facies sedimentarias y para interpretarlas, y deducir el medio de sedimentación, se han utilizado de referencia los trabajos de Miall (1978, 1996) y Arenas *et al.* (2010).

La cota sobre el cauce actual de los diversos perfiles estratigráficos (o de los niveles de terraza en que se encuentran) junto con las dataciones de ^{14}C , han permitido correlacionar los perfiles levantados y los previamente estudiados por Muñoz *et al.* (2016). La utilización de la ecuación propuesta por Kim and O'Neill (1997) se ha utilizado para proponer algunas hipótesis sobre las condiciones de precipitación de los carbonatos tobáceos.

Finalmente para la redacción y edición del trabajo se ha utilizado el programa *Microsoft Office Word 2007* y para su presentación oficial el programa *Nitro Pro 10*.

5. Resultados

Dentro de este apartado se presentan los resultados obtenidos a partir de los estudios de campo y de los ensayos de laboratorio realizados sobre las muestras recogidas. En primer lugar se describen en detalle los diferentes perfiles levantados en el campo (apartado 5.1) para, a continuación, describir las facies definidas junto con su interpretación (apartado 5.2). Finalmente, se presentan los resultados obtenidos a partir de los análisis de laboratorio y las interpretaciones obtenidas (apartado 5.3).

5.1. Descripción de los perfiles estratigráficos

En este capítulo se presenta una descripción detallada de cada uno de los perfiles estratigráficos levantados en el campo junto con una representación gráfica de los mismos. La localización de cada uno de ellos se indica en la Fig. 4 (estrellas amarillas) donde también se incluye la localización de los perfiles realizados previamente por Muñoz *et al.* (2016; estrellas rojas). Estos perfiles no aparecen descritos ni representados en este trabajo pero se tendrán en cuenta para la cartografía de la zona y para la caracterización y datación de las terrazas.

La disposición en la Fig. 4 del conjunto de perfiles realizados aporta información sobre las terrazas que aparecen desde Ariño hasta la zona denominada “Los Estrechos”. Pueden diferenciarse 3 grupos de perfiles (sin contar con los que corresponden a Muñoz *et al.*, 2006): al sur aparecen los perfiles de Camino Cantera Ariño (CCA) y de Cantera Ariño, más cerca del río (CAR); en la zona centro aparecen los perfiles de Carretera

Cantera (CC), Barranco Terraza Carretera (BTC), Corte Barranco 1 (CB1) y Corte Barranco 2 (CB2); y la zona norte en la que se encuentra el balneario de Ariño, con los perfiles Balneario 1 (B1) y Balneario 2 (B2). Los grupos primero y tercero se localizan en la margen izquierda del Río Martín, mientras el segundo grupo se localiza en la margen derecha.

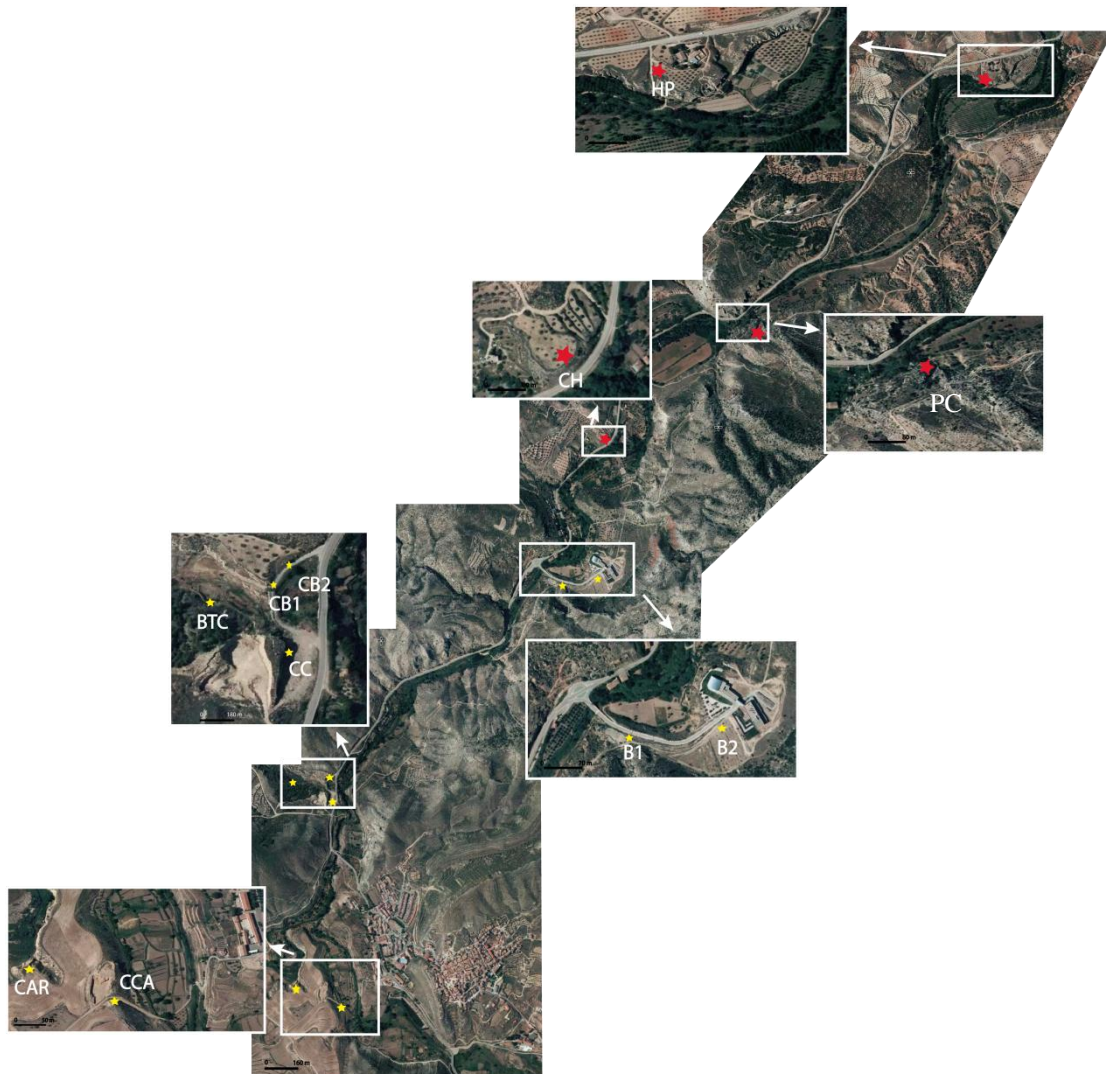


Figura 4: Localización de los perfiles en campo. Las estrellas amarillas señalan la ubicación de los realizados en este trabajo y las estrellas rojas los levantados por Muñoz *et al.* (2016).

La correlación entre todos los perfiles (incluidos los de Muñoz *et al.*, 2006), se ha realizado mediante la cota superior y siguiendo las características litológicas generales, como se verá más adelante.

La máxima potencia de los perfiles estudiados es de aproximadamente 17 m y la menor de 2,5 m. La representación gráfica de estos perfiles se muestra en la Figura 5. También se han realizado esquemas de los depósitos con objeto de ayudar a la interpretación del medio de sedimentación y sobre todo a la marco paleoambiental que la zona presentaba en el momento del depósito, estos esquemas se muestran en el Anexo I.

5.1.1. Perfil CARRETERA CANTERA (CC)

Localización:

Se localiza a 0,5 km de Ariño, en dirección Albalate del Arzobispo, en una curva del antiguo trazado de la carretera, concretamente en el contacto con el Barranco del Alajo (Fig. 4). La altura a la que se encuentra el techo del perfil respecto al cauce actual del río es de 28 m y sus coordenadas UTM son 701.758,71; 4.545720,06 USO 30.

Se trata de una alternancia de gravas y arenas. Las gravas son de dos tipos polimícticas y monomícticas, en cuerpos tabulares o canaliformes integrados por secuencias granodecrecientes. Las arenas son de grano medio, y constituyen estratos tabulares y lenticulares con laminación horizontal, cruzada y a veces bioturbación.

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos (Fig. 5):

Tramo 1: 1,3 m de gravas versicolores. Son granosostenidas y presentan matriz abundante arenosa grisácea de grano fino a medio. Están compuestas por cantos polimícticos (silíceos y carbonatados), aunque en su mayoría son carbonatados. Son subredondeados, de 1 a 7 cm de diámetro máximo. Se reconocen secuencias granodecrecientes y presentan bioturbación. A 48 cm del techo existe un nivel de gravas monogénicas granosostenidas de cantos angulosos con geometría lenticular en el que los cantos presentan en torno a 2 cm de diámetro.

Tramo 2: 40 cm de arenas ocre-grisáceas. Son de grano medio y se disponen en un estrato de geometría lenticular que presenta bioturbación y laminación horizontal. En este tramo se ha recogido la muestra “CARRETERA CANTERA-1”.

Tramo 3: 84 cm de gravas blanquecinas y grises. Son granosostenidas con matriz arenosa grisácea. Los cantos, predominantemente carbonatados, son subangulosos, y de hasta 5 cm de diámetro. Se disponen en un nivel de geometría canaliforme con base marcadamente erosiva en el que se reconocen secuencias granodecrecientes.

Tramo 4: 1,5 m de gravas versicolores. Son granosostenidas con matriz arenosa de color gris. Los cantos son polimícticos (silíceos y carbonatados), subredondeados y de 1 a 10 cm de

diámetro. Integran un cuerpo con geometría canaliforme. Este tramo se compone de varias secuencias granodecrecientes de espesor decimétrico.

Tramo 5: 2 m de arenas grises. Son de grano medio y se disponen en un nivel canaliforme que presenta bioturbación, laminación horizontal en la base y estratificación cruzada a techo. En este tramo se tomó la muestra “CARRETERA CANTERA-2”.

Tramo 6: 3,5 m de gravas versicolores con una intercalación de arenas marrones.

Las gravas son granosostenidas y con matriz arenosa de color ocre. Los cantos son polimícticos (silíceos y carbonatados), subredondeados y de hasta 15 cm de diámetro, aunque no se han podido medir con exactitud debido a la mala accesibilidad a este tramo. Integran un cuerpo de geometría canaliforme con cicatrices internas que individualizan niveles también canaliformes granodecrecientes, con mayor cantidad de cantos hacia la base y mayor porcentaje de matriz a techo.

Las areniscas son de grano fino y forman un estrato irregular de 15 cm de potencia.

5.1.2. Perfil CAMINO CANTERA DE ARIÑO (CCA)

Localización:

Se localiza a las afueras de Ariño y se accede por un camino que se toma a la altura del aparcamiento de la empresa Samca en dirección oeste. Tras atravesar el río Escuriza, afluente del Martín, el camino va subiendo de cota (Fig. 4) y es a lo largo de este camino donde se ha levantado el perfil. La base se encuentra en la parte baja del camino, y el techo en la parte alta a 24 m del cauce actual del Río Martín. Las coordenadas UTM de la base son: 701.804,61; 4.544.740,46 USO 30W.

El perfil consiste en una alternancia de gravas versicolores y arenas rojizas entre las que aparecen intercalaciones de lutitas también rojizas. Las gravas son polimícticas (cantos calcáreos, silíceos, margosos...) y se presentan en estratos de geometría generalmente canaliforme con secuencias granodecrecientes. Las arenas, de grano fino a grueso, aparecen en estratos con geometría tabular o lenticular. Las lutitas, con aspecto masivo, aparecen hacia la mitad superior.

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos (Fig. 5):

Tramo 1: 80 cm de arenas rojizas de grano fino y de aspecto masivo en un estrato de geometría tabular.

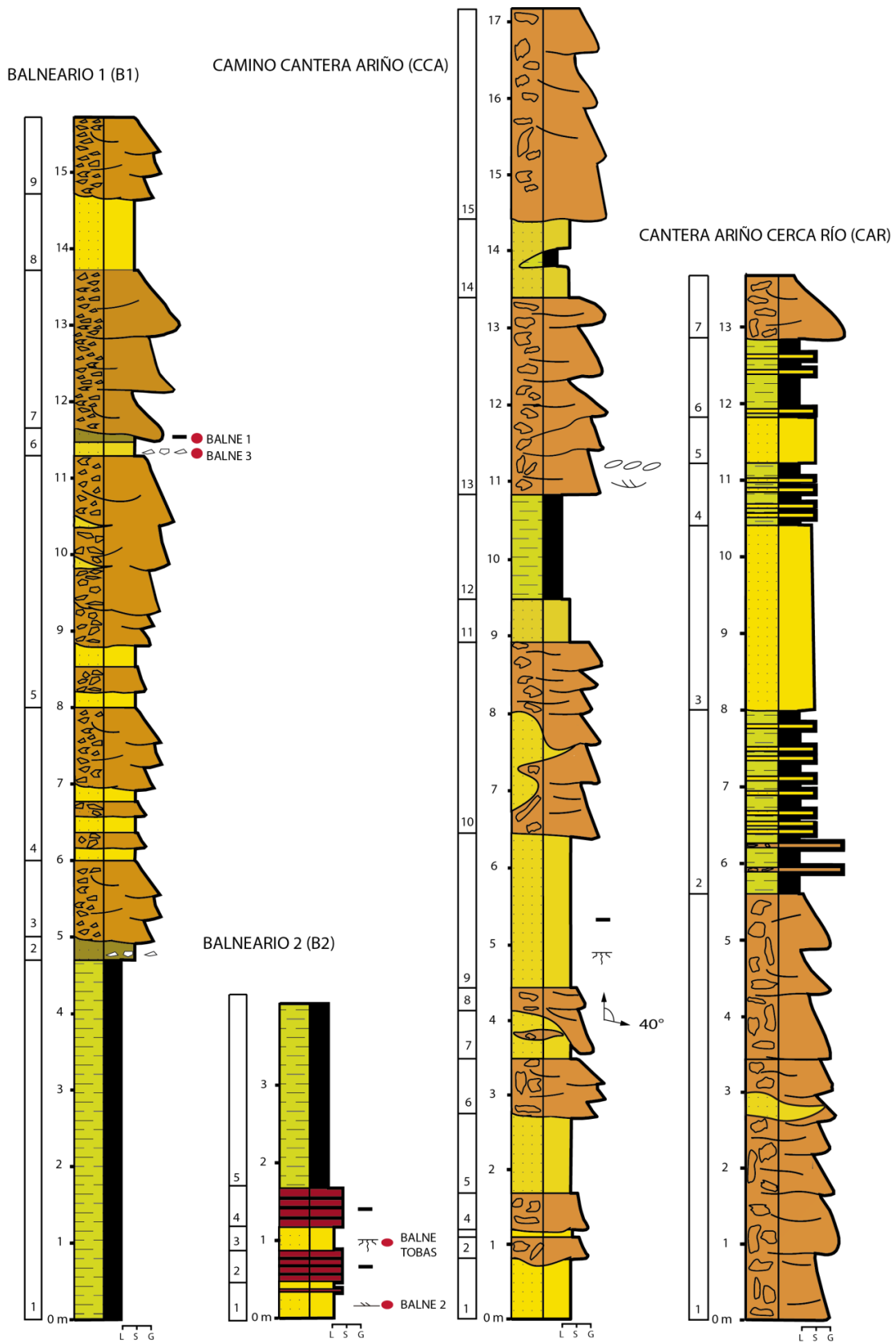


Figura 5: Representación gráfica de los perfiles estudiados. El resto de los perfiles se muestran en la siguiente página en la continuación de esta Figura 5. Es allí donde se presenta la leyenda.

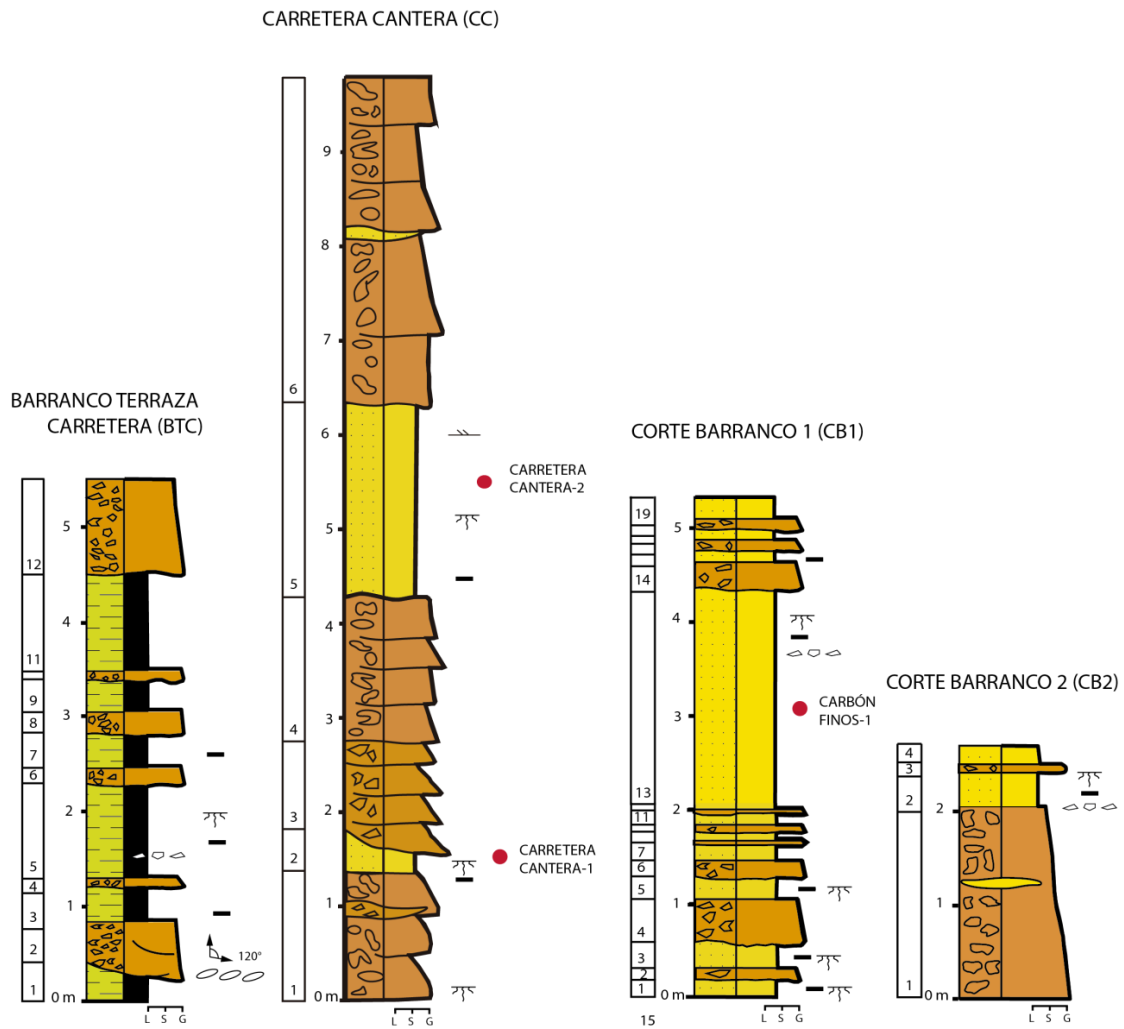


Figura 5: Continuación. Representación gráfica de los perfiles estudiados.

Tramo 2: 30 cm de gravas grisáceas con matriz arenosa rojiza. Las gravas, granosostenidas, son polimícticas con cantos calcáreos, silíceos y margosos, subredondeados y desde escasos milímetros a 7 cm de diámetro máximo. Se disponen en un cuerpo de geometría canaliforme.

Tramo 3: 10 cm de arenas rojizas de grano fino con zonas blanquecinas por precipitación de carbonatos. Se disponen en un nivel canaliforme que se acuña claramente hacia el norte.

Tramo 4: 45 cm de gravas grisáceas, con matriz arenosa rojiza. Son granosostenidas y poligénicas, con cantos calcáreos, silíceos, margosos, subredondeados de escasos milímetros a 6 cm de diámetro. Este tramo presenta una geometría canaliforme.

Tramo 5: 1 m de arenas rojas de grano fino en un nivel irregular.

Tramo 6: 70 cm de gravas grisáceas poligénicas granosostenidas con matriz arenosa rojiza. Los cantos son subredondeados y de hasta 15 cm de diámetro. Forman un cuerpo canaliforme integrado por 3 secuencias granodecrecientes.

Tramo 7: 60 cm de arenas rojizas con una intercalación de gravas de color marrón claro.

Las arenas son de grano fino y se disponen en un nivel tabular que se acuña hacia el norte.

Las gravas, granosostenidas, son de cantos de litología carbonatada y su tamaño varía entre 2 y 10 cm. Se presentan en un cuerpo lenticular de 15 cm de espesor.

Tramo 8: Gravas de color gris de aspecto muy cementado con matriz arenosa roja. Son granosostenidas y los cantos son en su mayoría carbonatados, redondeados y de pocos milímetros hasta 20 cm de diámetro. Se disponen en un nivel marcadamente canaliforme de 0,30 a 2 m de potencia integrado por 4 secuencias granodecrecientes en el que se observa imbricación de cantos que indica un sentido de corriente hacia el NE (N40°E).

Tramo 9: 2 m de arenas rojizas de grano fino que a techo están muy cementadas. Se disponen en un estrato de geometría irregular, con bioturbación y fragmentos de carbón.

Tramo 10: 2,5 m de gravas grises con intercalaciones de arenas rojas.

Las gravas son granosostenidas, con matriz arenosa de grano fino y en la base aparecen cementadas. Son polimícticas, con cantos carbonatados y silíceos, subredondeados y de hasta 5 cm de diámetro. Forman varias secuencias granodecrecientes con geometría de canal que integran a su vez, un cuerpo también canaliforme.

Las arenas son de grano fino y aparecen en niveles lenticulares de 20 cm de espesor.

Tramo 11: 60 cm de arenas rojas de grano fino cementadas. Se disponen en un nivel con geometría tabular.

Tramo 12: 1,5 m de lutitas de color rojo en un cuerpo de geometría tabular.

Tramo 13: 2,5 m de gravas grises con matriz arenosa de grano fino y color rojizo. Son granosostenicas y polimícticas con cantos carbonatados y silíceos, subredondeados, de 2 a 20 cm de diámetro. Se disponen en un cuerpo canaliforme con cicatrices internas también canaliformes que separan secuencias granodecrecientes. Aparecen cantos imbricados que indican una dirección de corriente hacia el NE y hacia la base se observa estratificación cruzada en surco.

Tramo 14: 1 m de arenas rojizas con una intercalación de lutitas de color rojizo. A esta misma altura, hacia el norte, en la cantera a cielo abierto, aparecen estos mismos materiales con mucha abundancia de carbones lavados.

Las arenas son de grano fino y forman estratos tabulares de 20 y 30 cm.

Las lutitas son masivas e integran un nivel de geometría tabular y 50 cm de espesor.

Tramo 15: 2,70 m de gravas grisáceas con matriz arenosa de color rojizo. Son granosotenidas y están formadas por cantos polimícticos (silíceos y carbonatados), subredondeados, y de pocos milímetros a 22 cm de diámetro. Forman un nivel canaliforme de aspecto bastante cementado, en el que se reconocen varias secuencias granodecrecientes.

5.1.3. Perfil CANTERA ARIÑO MÁS CERCA DEL RÍO (CAR)

Localización:

A partir de la localización del perfil Camino Cantera de Ariño, se continúa campo a través en dirección norte hasta llegar al escarpe que se corresponde con el techo de este nuevo perfil. Una vez en este punto se desciende hasta la base del perfil que se encuentra al lado del cauce del río. Concretamente el techo de se localiza en las coordenadas UTM: 701.613,28; 4.544.881,12 USO 30 y a 17 m sobre el nivel actual del cauce del río.

El perfil está formado por dos partes principales, la inferior constituida predominantemente por gravas marrones poligénicas y la superior, constituida por arenas y lutitas grisáceas. Se ha descrito a través de observaciones de campo pero también observaciones de fotografías dada su inaccesibilidad.

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos (Fig. 5):

Tramo 1: 5,5 m de gravas versicolores con intercalaciones de arenas de color marrón.

Las gravas son granosostenidas con matriz arenosa marrón. Los clastos presentan composición variada (calizos, silíceos, margosos, de arenisca...), son redondeados y su tamaño varía desde 80 cm en la base, a tamaño gravilla a techo. Estos materiales se disponen en un cuerpo tabular con base y cicatrices canaliformes. Está dividido en varias secuencias granodecrescentes.

Las arenas de grano fino a grueso forman cuerpos lenticulares con estratificación cruzada.

Tramo 2: 2,6 m de lutitas beige a marrones con intercalaciones de gravas en la base y de arenas a techo.

Las lutitas, masivas, se disponen en estratos tabulares irregulares de espesor decimétrico.

Las arenas forman estratos de geometría cuneiforme irregulares de espesor decimétrico.

Las gravas, forman estratos de geometría cuneiforme y tabular de espesor centimétrico.

Tramo 3: 2,6 m de arenas beige en un cuerpo con geometría canaliforme y cicatrices internas.

Tramo 4: 0,80 m de lutitas grisáceas con intercalaciones de arenas grises.

Las lutitas son masivas y se disponen en estratos tabulares de espesor decimétrico.

Las arenas aparecen con geometrías tabulares con espesores de centimétricos a milimétricos.

Tramo 5: 0,6 m de arenas beige en un cuerpo de geometría tabular.

Tramo 6: 1 m de lutitas grisáceas-beige con intercalaciones de arenas beige.

Las lutitas son masivas con geometría cuneiforme y aparecen erosionadas por la capa superior.

Las arenas se presentan en estratos tabulares con un espesor de pocos centímetros.

Tramo 7: 0,8 m de gravas versicolores, granosostenidas y con matriz arenosa rojiza. Los cantos son polimícticos, redondeados y de hasta 10 cm de diámetro. Constituyen un nivel tabular y erosivo sobre el Tramo 6 que forma la plataforma correspondiente al techo del perfil y que Ríos *et al.* (1981) consideran un nivel de glacia.

5.1.4. Perfil CORTE BARRANCO 1 (CB1)

Localización:

Se localiza inmediatamente al norte del perfil “Carretera Cantera”, en el desvío al Barranco del Alajo (Fig. 4). Al norte del puente que cruza el barranco, hay un afloramiento de materiales cuaternarios de color grisáceo que se extiende hacia el interior del barranco, hacia el oeste, especialmente por su margen derecha. El techo del

perfil levantado se encuentra a 23 m sobre el nivel actual del río. Las coordenadas UTM en las que se ubica el techo del perfil son: 701.744,93; 4.545.782,57; USO 30.

Este perfil está formado por una alternancia de arenas grises y gravas blancas y grises. Las arenas forman cuerpos tabulares con bioturbación y fragmentos de carbón. Las gravas son granosostenidas, con matriz arenosa y cantos angulosos carbonatados. Se observa un aumento de gravas en dirección oeste.

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos (Fig. 5):

Tramo 1: 7 cm de arenas grises de grano fino en un cuerpo tabular con bioturbación.

Tramo 2: 3 cm de gravas blancas y grises, con matriz arenosa. Son no granosostenidas, de cantos carbonatados angulosos desde pocos mm a 3 cm de diámetro máximo. Forman un nivel cuneiforme que se acuña hacia el este.

Tramo 3: 10 cm de arenas grises de grano fino en un nivel de geometría tabular con bioturbación.

Tramo 4: 7 cm de gravas blancas y grises con matriz arenosa. Son no granosostenidas, de cantos angulosos en su mayoría de composición carbonatada, y desde pocos milímetros a 3 cm de diámetro máximo. Forman un nivel irregular que se acuña hacia el este.

Tramo 5: 7 cm de arenas grises de grano fino con bioturbación y fragmentos de carbón; se disponen en un nivel tabular.

Tramo 6: 1 cm de gravas blancas y grises con matriz arenosa. Las gravas son no granosostenidas, formadas por cantos que presentan composición carbonatada, son angulosos y de hasta 3 mm de diámetro. Se trata de un tramo cuneiforme que desaparece hacia el este.

Tramo 7: 19 cm de arenas grises de grano fino en un nivel tabular con bioturbación y fragmentos de carbón.

Tramo 8: 16 cm de gravas blancas y grises con escasa matriz arenosa. Son granosostenidas y los cantos de composición carbonatada, angulosos y de hasta 5 cm de diámetro. Integran un cuerpo que se acuña hacia el este.

Tramo 9: 25 cm de arenas grises de grano fino en un estrato tabular con fragmentos de carbón y bioturbación.

Tramo 10: 45 cm de gravas de color blanquecino y grisáceo con matriz arenosa. Son granosostenidas y los cantos carbonatados, angulosos, de 1 a 11 cm de diámetro. Forman un cuerpo cuneiforme que se acuña hacia el oeste.

Tramo 11: 26 cm de arenas grises de grano fino en un nivel de geometría tabular con bioturbación y fragmentos de carbón.

Tramo 12: 23 cm de gravas blancas y grises con matriz arenosa de color gris. Son no granosostenidas, con cantos de composición calcárea, subangulosos y con tamaños que varían desde 2 a 14 cm. Integran un cuerpo con geometría canaliforme y base erosiva.

Tramo 13: 2,20 m de arenas grises de grano muy fino con algún canto disperso. Se disponen un estrato tabular que presenta bioturbación y fragmentos de carbón de pequeño tamaño (inferior a 5 cm). En este tramo se han recogido los fragmentos de carbón de la muestra CARBON FINOS-1, para su posterior datación mediante ^{14}C .

Tramo 14: 20 cm de gravas grises y blancas con matriz arenosa gris de grano fino. Son no granosostenidas, y los cantos carbonatados, angulosos y de 1 a 15 cm.

Tramo 15: 10 cm de arenas grises de grano muy fino con fragmentos de carbón en un nivel de geometría tabular.

Tramo 16: 10 cm de gravas blancas y grises, con matriz arenosa de color grisáceo. Son no granosostenidas y de cantos mayoritariamente calcáreos, angulosos y de 1 a 4 cm de diámetro. Estos materiales integran un cuerpo lenticular.

Tramo 17: 10 cm de arenas grises de grano muy fino dispuestas en un estrato tabular.

Tramo 18: 10 cm de gravas blancas y grises, con matriz arenosa de color grisáceo. Son no granosostenidas, y de cantos mayoritariamente calcáreos, angulosos y de 1 a 6 cm. Aparecen en un nivel con morfología lenticular.

Tramo 19: 20 cm de arenas grises de grano muy fino, en un nivel tabular.

5.1.5. Perfil CORTE BARRANCO 2 (CB2)

Localización:

Este perfil se ha levantado en el mismo afloramiento que el anterior pero más al noreste (Fig. 4). Está compuesto por gravas poligénicas y arenas grises. Las primeras de matriz arenosa, con cantos subredondeados, pasan lateralmente hacia el oeste a arenas grises con intercalaciones de gravas blanquecinas de cantos subangulosos en cuerpos de geometría lenticular. A techo se reconocen arenas grises en cuerpos irregulares.

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos (Fig. 5):

Tramo 1: 2 m de gravas versicolores, con matriz arenosa de color grisáceo. Son granosostenidas, y poligénicas, con cantos silíceos y carbonatados, subredondeados y de 1 a 22 cm de diámetro. Se disponen en un nivel granodecreciente que se acuña hacia el suroeste, en el que se reconocen algunos cuerpos lenticulares de arena de grano fino.

Tramo 2: 35 cm de arenas grises de grano fino, con alguna pasada de gravas dispersas. Forman un nivel cuneiforme que se acuña hacia el norte y muestra bioturbación.

Tramo 3: 10 cm de gravas de colores blancos y grises con matriz arenosa gris. Son no granosostenidas, de cantos calcáreos de diámetro centimétrico e integran un cuerpo de geometría lenticular.

Tramo 4: 20 cm de arenas grisáceas de grano fino, de aspecto masivo y dispuestas en un estrato tabular.

5.1.6. Perfil BARRANCO TERRAZA CARRETERA (BTC)

Localización:

Este perfil se localiza en la margen derecha el Barranco del Alajo (Fig. 4). Se accede a su base desde el puente sobre la carretera, por la margen izquierda del barranco hasta llegar a unos huertos vallados donde se ha levantado el perfil. El techo del perfil se encuentra a 25 m sobre el nivel actual del río. Las coordenadas UTM en las que se ubica el perfil son: 701.687,11; 4.545.757,83, USO 30.

Este perfil está constituido por una alternancia de gravas blanquecinas y lutitas marrones. Las gravas están formadas por cantos angulosos de composición carbonatada y se presentan en estratos tabulares con bases a veces canalizadas. Las lutitas, que presentan algún fragmento de carbón disperso, forman cuerpos tabulares que hacia el oeste pierden espesor y pasan lateralmente a gravas.

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos (Fig. 5):

Tramo 1: 30 cm de lutitas limosas marrones masivas en un nivel de geometría lenticular.

Tramo 2: 50 cm de gravas con matriz arenosa, granosostenidas y de cantos carbonatados angulosos de 1 a 20 cm de diámetro. Se disponen en un cuerpo canaliforme en el que se reconoce imbricación que marca un sentido de corriente hacia el SE (N120E).

Tramo 3: 37 cm de lutitas limosas de color marrón crema. Son masivas y forman un cuerpo de geometría tabular con algún fragmento de carbón disperso.

Tramo 4: 10 cm de gravas granosostenidas. Forman un nivel de geometría tabular granodecreciente, de manera que hacia techo pasan a microconglomerados. Los cantos son carbonatados, angulosos y con un tamaño máximo de 2 cm.

Tramo 5: 1 m de lutitas limosas de color marrón claro. Son masivas y se disponen en un estrato irregular con bioturbación. Se reconocen fragmentos de carbón, más abundantes a techo donde hay algún canto milimétrico.

Tramo 6: 15 cm de gravas granosostenidas de cantos calcáreos angulosos, muy heterométricos (de hasta 25 cm).

Tramo 7: 40 cm de lutitas limosas marrones. Son masivas y forman un estrato tabular con restos de carbón.

Tramo 8: 20 cm de gravas grises granosostenidas con cantos carbonatados, angulosos y de 1 a 12 cm de diámetro. Integran un nivel geometría irregular.

Tramo 9: 32 cm de lutitas grises con decoloraciones. Presentan aspecto masivo e integran un estrato tabular.

Tramo 10: 10 cm de gravas granosostenidas, con matriz arenosa. Los cantos son carbonatados y angulosos con un tamaño máximo de 10 cm. Forman un nivel granodecreciente.

Tramo 11: 1 m de lutitas marrones masivas en un estrato de geometría tabular.

Tramo 12: 1 m de gravas granosostenidas, con matriz arenosa. Los cantos son angulosos, de composición carbonatada y un tamaño máximo de 10 cm. Forman un nivel granodecreciente.

5.1.7. Perfil BALNEARIO 1 (B1)

Localización:

A unos 2 km de la salida de Ariño en dirección Albalate del Arzobispo se encuentra el desvío para entrar al Balneario de Ariño (Fig. 4). Una vez tomado este desvío, el talud del acceso al balneario deja expuestos los materiales cuaternarios en los que se han levantado dos perfiles que están relacionados lateralmente. El primero, B1, es el más potente y el más alejado del balneario; el segundo, B2, se describe en el siguiente apartado. El techo de ambos se sitúa a 20 m sobre el nivel actual del río. Las coordenadas UTM correspondientes a estos perfiles son: 702.847,91; 4.546.692,43 y 703.041,63; 4.546.719,85 con el USO 30.

Este perfil B1 está constituido por una alternancia de gravas anaranjadas a blanquecinas y areniscas negras o marrónceas; la base es lutítica. Las arenas aparecen en estratos tabulares y masivos. Las gravas están formadas por cantos angulosos, de tamaño centimétrico y de composición predominantemente carbonatada, en cuerpos que presentan geometría canaliforme y están formados por secuencias granodecrecientes.

Se han distinguido los siguientes tramos (Fig. 5):

Tramo 1: 4,8 m de lutitas marrones y masivas que forman un estrato con geometría tabular.

Tramo 2: 30 cm de areniscas de color negro debido a la presencia de fragmentos de carbón de tamaño microscópico. Son de grano grueso con algunos cantos angulosos carbonatados y se disponen en un cuerpo de geometría tabular.

Tramo 3: 1 m de gravas blancas. Son no granosostenidas, con matriz arenosa de grano grueso y color marrón grisáceo. Los cantos son de composición carbonatada, morfología angulosa y de hasta 7 cm de diámetro. Este tramo presenta una geometría canaliforme.

Tramo 4: 1,4 m de gravas no granosostenidas blancas, con matriz arenosa de grano fino y color grisáceo. Los cantos son carbonatados, angulosos, con baja redondez y de 7 cm a pocos milímetros de diámetro. Se dispone en estratos canaliformes, granodecrecientes y de potencia decimétrica.

Tramo 5: 2 m gravas versicolores con intercalaciones de arenas.

Las gravas son no granosostenidas con matriz arenosa grisácea y los cantos, silíceos y carbonatados, son subredondeados y de hasta 5 cm.

Las arenas son marrones, de grano grueso y aparecen con geometría tabular.

Este tramo se divide en varias secuencias granodecrecientes que presentan gravas en la base y arenas a techo.

Tramo 6: 1 m de arenas marrones en la base y negras a techo. Son masivas y con cantos dispersos. Estos materiales se distribuyen en dos estratos tabulares. Las arenas superiores presentan color oscuro por la presencia de carbón lavado. En este tramo se recogieron las muestras “BALNE 1”, en la zona negra, y “BALNE 3” en la zona marrón.

Tramo 7: 3 m de gravas blancas no granosostenidas con matriz arenosa marróncea. Los cantos, de composición carbonatada en su mayoría, son angulosos y de hasta 10 cm. Se disponen en un cuerpo canaliforme de base erosiva integrado por varias secuencias granodecrecientes.

Tramo 8: 1 m de arenas marrones masivas integrando un estrato geometría tabular.

Tramo 9: 1 m de gravas blancas no granosostenidas con matriz arenosa marronácea. Los cantos son en su mayoría carbonatados, angulosos, y de hasta 5 cm. Todo el conjunto presenta una geometría tabular con base canalizada.

5.1.8. Perfil BALNEARIO 2 (B2)

Este perfil comienza a techo del Tramo 6 del perfil anterior B1. Está compuesto por arenas de grano fino, marrones y masivas, paleosuelos en la base y lutitas a techo. Las arenas aparecen caracterizadas por el tono blanquecino de precipitación de sales y por la presencia de pasadas de carbón paralelas a la estratificación. Están compuestas por arenas con materia orgánica y se reconocen fragmentos de carbón de tamaño microscópico. Las lutitas son marrones, tabulares y masivas. Todo el conjunto aparece muy bioturbado.

Se distinguen los siguientes tramos (Fig. 5):

Tramo 1: 45 cm de arenas marrones con un nivel de paleosuelo. En este tramo se recogió la muestra “BALNE 2”.

Las arenas son de grano fino y se disponen en estratos de geometría tabular, con laminación cruzada.

El paleosuelo, de 3 cm de espesor, es rojizo, se localiza a 33 cm de la base y presenta decoloraciones blancas por la presencia de sales.

Tramo 2: 40 cm de paleosuelo rojizo con gran cantidad de materia orgánica, sales y pasadas de carbón paralelas a la estratificación. Aparece muy bioturbado con trazas de dirección perpendicular a la estratificación.

Tramo 3: 30 cm de arenas marrones. Son de grano fino con restos de tobas y forman un cuerpo geometría tabular con mucha bioturbación. En este tramo se tomó la muestra “BALNE TOBAS”.

Tramo 4: 50 cm de un paleosuelo de color rojizo, con zonas blanquecinas por la precipitación de carbonatos y zonas negras por la gran cantidad de materia orgánica, también aparece carbón de tamaño microscópico, estas zonas son paralelas a la estratificación.

Tramo 5: 2,35 m de lutitas marrones en un estrato tabular y de aspecto masivo.

5.2. Descripción e interpretación de facies

A partir de los perfiles levantados en campo y del análisis completo de sus características, ha sido posible establecer cuáles son las litofacies más representativas en esta zona. Una vez definidas puede inferirse una interpretación paleoambiental para las mismas. Se han diferenciado un total de 6 litofacies: gravas monogénicas, gravas poligénicas, arenas, lutitas o margas, tobas y paleosuelos. A continuación se describen y se clasifican según el código de facies y el elemento arquitectónico en el que aparecen. Junto con la descripción de cada facies se ha adjuntado el tipo de análisis o ensayo que se ha realizado sobre ellas; los resultados aparecen en el apartado de resultados y sus interpretaciones en el de discusión.

En la Tabla 1 se ha resumido la descripción de las facies principales que se presentan a continuación.

5.2.1. Gravas Monogénicas

Gravas blancas o grisáceas. Presentan texturas granosostenidas (Fig. 6a) y en ocasiones, soportadas por la matriz que es arenosa de color gris o marrón. Los clastos son en su mayoría carbonatados, presentan tamaños que oscilan entre los pocos milímetros y los 20 cm; pueden clasificarse como subangulosos o angulosos y de baja redondez.

Se organizan en cuerpos con una potencia comprendida entre 10 cm y 3 m de geometría canaliforme (en algunos casos con marcada base erosiva, Fig. 6b), tabular, cuneiforme o lenticular. Se reconocen a menudo secuencias granodecrescientes (Fig. 6c), estratificación cruzada e imbricación de cantos pero también se encuentran cuerpos masivos o granocrecientes (litofacies Gms y Gm). Intercalan niveles de arenas.

Representan depósitos aluviales de procedencia muy local dada la angulosidad y litología de los clastos, incluyendo barras longitudinales (GB) y canales (CH), de flujos de masas. En función de la distribución de las facies y las paleocorrientes se corresponden con abanicos aluviales procedentes del E y el O.

5.2.1. Gravas Poligénicas

Se trata de gravas versicolores (Fig. 6d) de textura generalmente granosostenida con matriz arenosa de grano fino a medio y de color gris, marrón o rojizo. Están formadas por cantos de composiciones variadas, generalmente silíceos, carbonatados y margosos;

su tamaño varía de pocos milímetros hasta 80 cm y son de redondeados a subredondeados. Forman cuerpos de geometría predominantemente canaliforme (Fig. 6e), apareciendo también con geometría tabular.

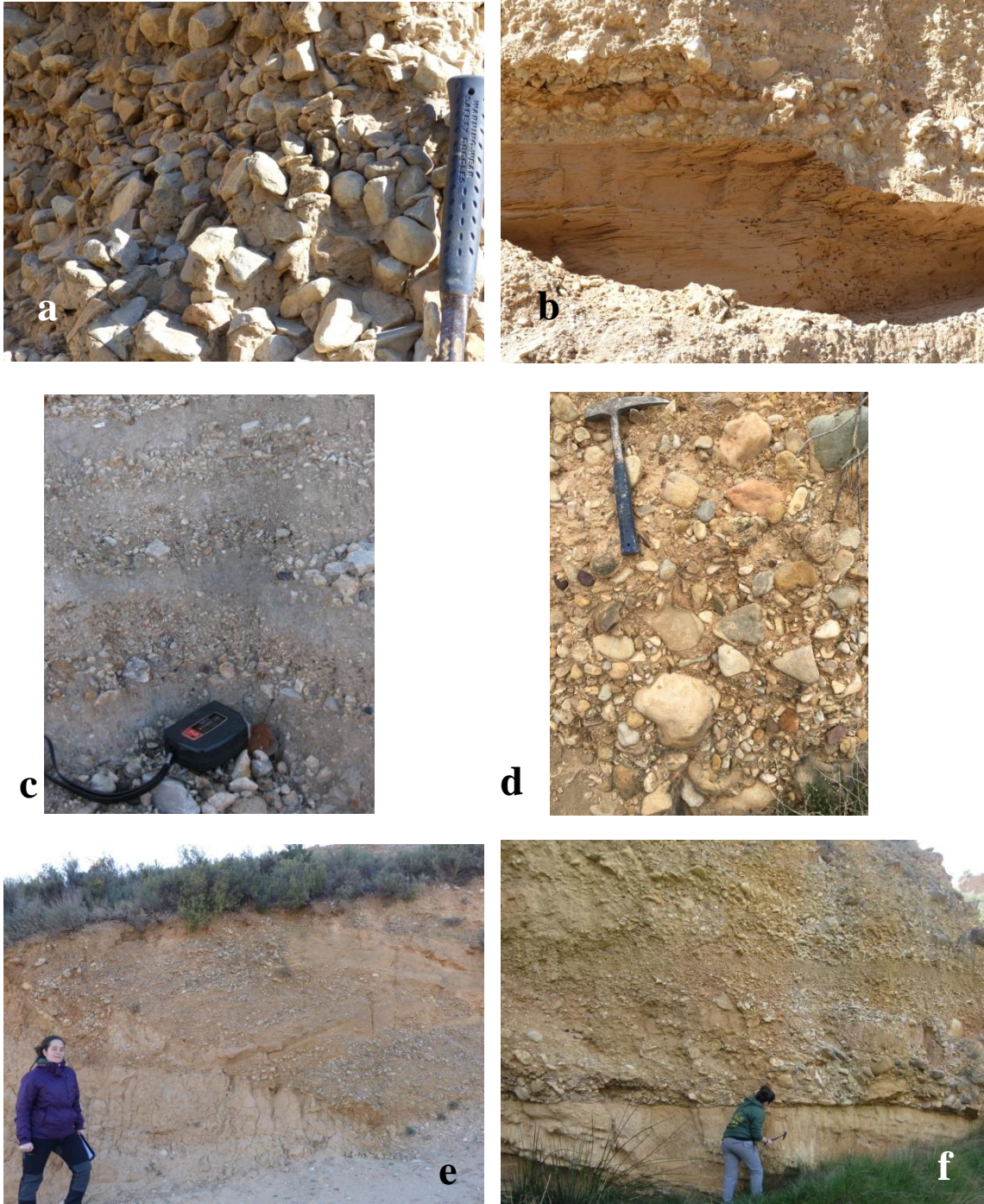


Figura 6: Fotografías de campo de los depósitos analizados: (a) Gravas granosostenidas; (b) Base erosiva de las gravas sobre arenas laminadas; (c) Secuencias granodecrecientes; (d) Gravas versicolores; (e) Geometría de canal; (f) Secuencias granodecrecientes.

En muchos afloramientos se reconocen secuencias granodecrecientes (Fig. 6f) que pueden llegar a presentar pasadas de gravilla o arena. Dominan las facies Gm. Como estructuras internas ha sido posible distinguir estratificación cruzada en alguno de los afloramientos y en algunos puntos puede llegar a apreciarse imbricación (Fig. 7a), marcando una dirección de flujo hacia el NE; localmente pueden presentar bioturbación. Estos depósitos pueden asociarse a depósitos de barras longitudinales y canales fluviales, correspondientes en este caso al depósito del río Martín dadas las paleocorrientes medidas y las litologías de los clastos.

5.2.2. Arenas

Son de grano fino a grueso, con colores ocre, rojos, blanquecinos, grisáceos e incluso negro. Hay cuerpos de geometría lenticular, tabular, y menos canaliformes e irregulares; la potencia varía desde 1 cm a 2,20 m.

Pueden presentar laminación horizontal y en algunos tramos cruzada (Fig. 7a, b y d), así como estratificación cruzada en surco (Sh, Sr y St), aunque el aspecto más común es de tipo masivo. Comúnmente aparecen afectadas por bioturbación y presentan cantos dispersos y fragmentos de carbón de tamaño desde microscópico a centimétrico (Fig. 7c). Pueden presentar bioturbación y desarrollo de paleosuelos; en las arenas blancas existen zonas blanquecinas afectadas por la precipitación de sales y también aparecen fragmentos de tobas.

A partir de todos los datos recogidos es posible asociar las arenas al desarrollo de canales (CH) y formas del lecho arenosas (SB). Estas podrían haberse generado en la zona predominantemente canalizada (especialmente las de arenas rojas) o en la llanura de inundación durante avenidas y avulsión de canales (las correspondientes con arenas blancas a grises).

Para el estudio completo de estas facies se han tomado diversas muestras para diferentes análisis:

- Dataciones con C^{14} a partir de los fragmentos de carbón: “BALNE 1” localizada en el Tramo 6 del Perfil Balneario 1 (B1); “Finos-1” en el Tramo 15 en el Perfil Corte Barranco 1 (CB1);

- Granulometrías: “BALNE 1”; “BALNE 2” localizada en el Tramo 1 del Perfil Balneario 2 (B2); “CARRETERA CANTERA 1”, en el Tramo 2 del Perfil Carretera Cantera (CC); “CARRETERA CANTERA 2”, en el Tramo 5 del mismo perfil;
- Levigado: “BALNE 3” localizado en el Tramo 6 del Perfil Balneario 1 (B1).

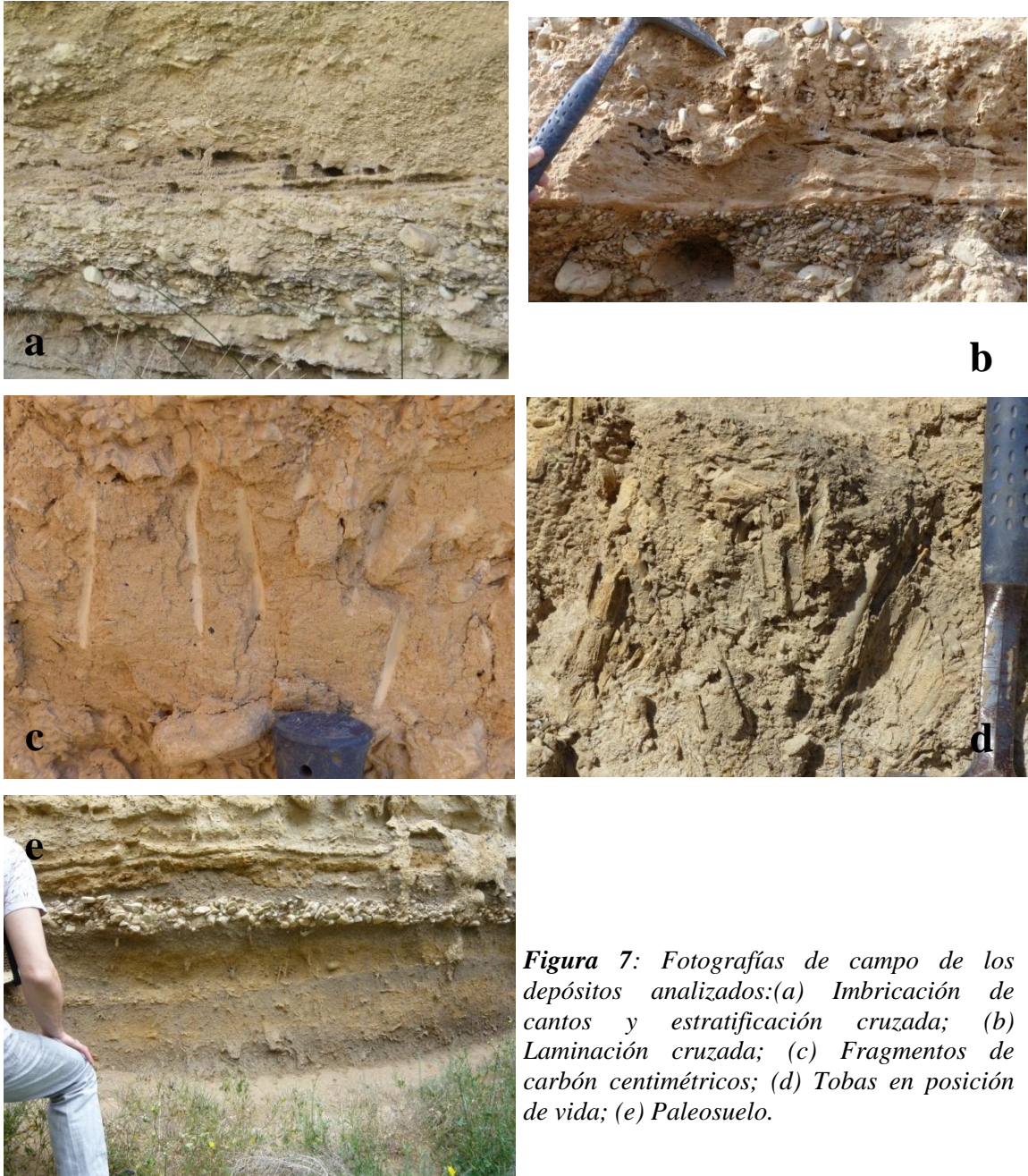


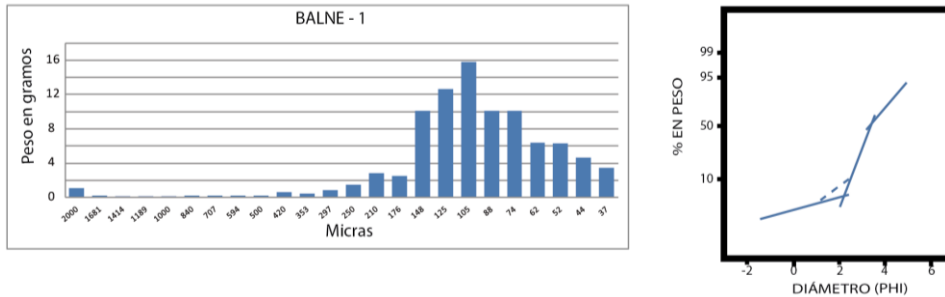
Figura 7: *Fotografías de campo de los depósitos analizados:(a) Imbricación de cantos y estratificación cruzada; (b) Laminación cruzada; (c) Fragmentos de carbón centimétricos; (d) Tobas en posición de vida; (e) Paleosuelo.*

Granulometrías

A partir del análisis y representación de las granulometrías realizado mediante el programa *Gradistat* ha sido posible establecer las siguientes observaciones:

Muestra BALNE-1 (Fig. 8):

La muestra presenta un grado de selección malo, con una asimetría muy positiva y correspondiendo a una curva extremadamente leptocúrtica.

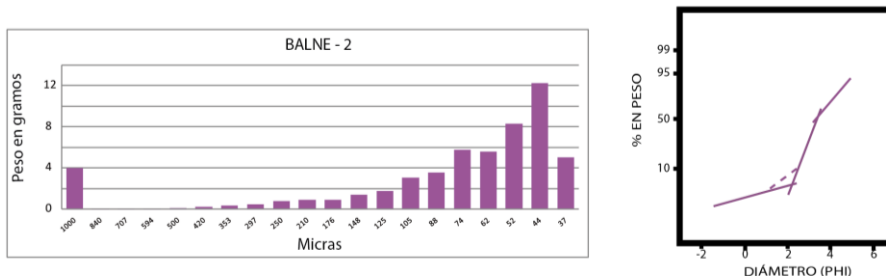


MEDIA	3,608	ASIMETRÍA	0,883
SELECCIÓN	1,566	CURTOSIS	5,047

Figura 8: Representación gráfica de la granulometría de la muestra BALNE-1.

Muestra BALNE-2 (Fig. 9):

Esta muestra se caracteriza por estar mal seleccionada, por tener una asimetría muy negativa y por corresponder a una curva de tipo leptocúrtica.



MEDIA	5,579	ASIMETRÍA	-0,287
SELECCIÓN	1,873	CURTOSIS	1,577

Figura 9: Representación gráfica de la granulometría de la muestra BALNE-2.

Muestra CARRETERA CATERA-1 (Fig. 10):

Esta muestra presenta un grado de selección muy malo, una asimetría muy negativa y se correspondería con una curva muy leptocúrtica.

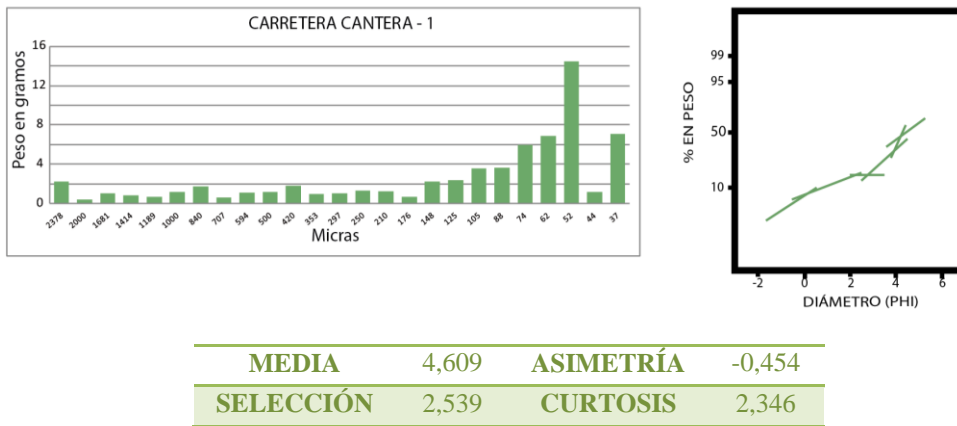


Figura 10: Representación gráfica de la granulometría de la muestra CARRETERA CANTERA-1.

Muestra CARRETERA CANTERA -2 (Fig. 11):

La muestra está mal seleccionada, con una asimetría muy negativa y se correspondería con una curva extremadamente leptocúrtica.

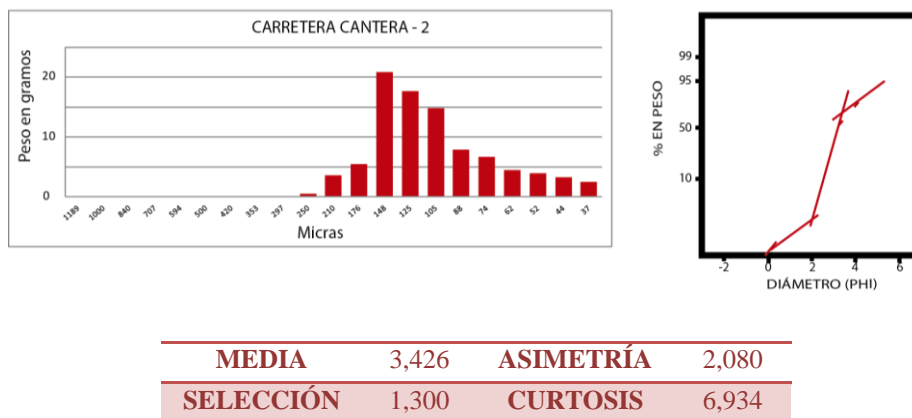


Figura 11: Representación gráfica de la granulometría de la muestra CARRETERA CANTERA-2.

A partir de estos resultados de las granulometrías se puede decir que las muestras “BALNE-1”, “BALNE-2” y “CARRETERA CANTERA-2” se asocian a una distribución típica de canal, con las tres poblaciones (tracción, saltación y suspensión, bien diferenciadas, mientras la muestra “CARRETERA CANTERA-1” se asocia con un flujo turbulento en el que toda la muestra se mueve por suspensión. Estos resultados confirman la interpretación sedimentológica realizada a partir del estudio de las facies de arenas que aparecen en los perfiles.

Tabla 1: Características generales de las facies definidas en la zona de estudio.

Facies	Elemento Arquitectural	Facies	Geometría / Potencia	Características	Interpretación
Gravas Monogénicas	GB, CH	Gm	Canaliforme/ Cuneiforme/ Tabular 10cm-3m	Gravas blancas y grises con contenido en matriz variable arenosa gris o marrón. Cantos carbonatados subangulosos-angulosos y de baja redondez de hasta 20 cm. Secuencias granodecrecientes.	Barras longitudinales y canales
	SG	Gms	Cuneiforme 16-45cm	Gravas blancas y grises, cantos carbonatados, angulosos. Matriz variable. Secuencias granocrecientes	Depósitos de flujos de masas
Gravas Poligénicas	GB; CH	Gm	Canaliforme/ Tabular 30cm- 8m	Gravas versicolores o grises de composición variada. Textura granostenida y matriz arenosa. Cantos calcáreos y silíceos, subredondeados-redondeados de mm a 80 cm. Secuencias granodecrecientes. Imbricación, estratificación cruzada y horizontal. Bioturbación.	Barras longitudinales y canales fluviales
Arenas	SB	Sh, Sr, Sp	Tabular/ Lenticular/ Canaliforme 1cm – 2m	Color rojo, beige, gris o negro. Grano fino a grueso. Estratificación y laminación cruzada, ripples, bioturbación. Fragmentos de carbón y cantos dispersos.	Rellenos de canal y techo de barras. Formas del lecho arenosas en llanura de inundación
Lutitas	FF	Fm, Fr	Tabular/ Cuneiforme 15cm – 5 m	Color rojo, marrón o gris. Masivas. Puede presentar fragmentos de carbón y bioturbación.	Decantación de barro bajo lámina de agua en llanura de inundación o zona pantanosa de baja energía
Tobas	T	Lst	Tabular / Irregular 30cm	Color gris a marrón Domos con textura boundstone y rudstone de fitoclastos. Fragmentos de tallos y hojas.	Zonas palustres en márgenes fluviales o barrera
		Lph	Tabular/ Irregular	Color marrón a gris. Rudstone a packstone de tobas.	Erosión de otras tobas por circulación de agua o en zonas agitadas
Paleosuelo	P	P	Tabular 40cm – 50cm	Color rojizo a gris con sales y fragmentos de carbón. Bioturbación perpendicular a la estratificación	Desarrollo de suelos

Levigado

El levigado realizado ha permitido obtener una idea general de los componentes de estas arenas. Su estudio se ha llevado a cabo mediante la lupa binocular sobre 4 fracciones:

- Fracción 1 mm: se han observado fragmentos de toba y se han diferenciado envueltas de tallos; también se han identificado cantos de caliza redondeados, cristales de yeso con diversas morfologías (punta de flecha, rosas del desierto), fragmentos de conchas de gasterópodos, bivalvos y caráceas, fragmentos de carbón, filamentos vegetales recubiertos de carbonatos y agregados de arenas de color rojizo cementados por cristales de yeso.
- Fracción 500 μ : aparecen cristales de yeso lenticulares y en rosas; también se observan agregados de arenas cementadas de color rojizo, fragmentos de carbón, de conchas de gasterópodos y bivalvos, y Jacintos de Compostela de pequeño tamaño redondeados.
- Fracción 250 μ : esta muestra es igual a la anterior en cuanto a sus componentes pero hay una mayor presencia de fragmentos de carbón.
- Fracción 150 μ : en esta fracción se han observado los mismos componentes pero con menor contenido en fragmentos de carbón y agregados de arena y una mayor concentración de cristales de yeso y fragmentos de toba.

Los Jacintos de Compostela como el resto de cristales de yeso, proceden de los afloramientos de los materiales del Keuper que se encuentran por los alrededores de la zona estudiada.

5.2.3. Lutitas

Las lutitas se presentan en cuerpos tabulares o cuneiformes cuya potencia oscila entre 15 cm y 4,8 m. Todos los afloramientos de lutitas estudiados presentan un aspecto masivo sin presencia de otras estructuras en su interior y pueden aparecer intercaladas entre arenas o gravas. Pueden ser de aspecto limoso y presentan colores que van desde el rojizo hasta el marrón, o ser de color grisáceo. Las primeras se asocian con arenas rojizas y gravas, las segundas especialmente con arenas blanquecinas. En algunas zonas aparecen decoloraciones blanquecinas de precipitación de carbonatos. Pueden aparecer

con desarrollo de bioturbación, fragmentos de carbón de tamaño centimétrico a milimétrico y cantos aislados de tamaño milimétrico.

A partir de las características definidas para esta facies, puede clasificarse como Fm o Fr. Se interpreta como depósitos de decantación bajo lámina de agua, correspondiendo a la llanura de inundación (FF) o zona pantanosa de baja energía con desarrollo de bioturbación.

5.2.4. Tobas

Este tipo de depósitos aparecen sólo localmente en los materiales estudiados. De los perfiles levantados sólo aparecen en el Perfil Balneario 2, correspondiéndose a la litofacies Lst (fitoclásticas), con tamaños de clasto de microscópico a centimétrico. En el Tramo 3 de este perfil se ha recogido la muestra “BALNE TOBAS” para analizar su composición isotópica y mineralógica. El resto de tobas que se han analizado se localizan en un cortado de la carretera A-1401 en dirección Albalate del Arzobispo, a aproximadamente 2,7 km del desvío del balneario de Ariño, en un antiguo trazado de la carretera que está en el lado derecho según se va hacia el norte. En este afloramiento se han recogido la muestra TOBA 3. Las muestras TOBA 1A, TOBA 1B, TOBA 2A y TOBA 2B se han tomado en el otro lado de la carretera en el mismo punto que la anterior muestra citada. Las dos primeras han sido recogidas en unos campos de cultivos a los que se accede ascendiendo por un barranco. Las segundas se localizan en un depósito encajado a la misma altura que la muestra TOBA 3.

Las tobas son de dos tipos: fitoclásticas (Lst) y fitohermos (Lph). Son de color marrón a gris. Las fitoclásticas en algunas zonas (como perfil Balneario o en los levantados por Muñoz *et al.*, 2016) aparecen intercaladas entre arenas. Presentan una textura tipo Packstone-Rudstone con fitoclastos (Wright, 1992); puede presentar fragmentos de tallos y moldes de hojas de forma ocasional. Presenta cavidades vacías y un aspecto desordenado. Estas facies representan erosión y transporte de tobas y se relacionan con episodios de inundación.

Por otro lado, en los afloramientos también aparecen tobas formadas a partir de tallos en posición de vida (Lst) en los que ha precipitado el carbonato (Fig. 7d); éstas presentan mayor potencia que las anteriormente descritas y tienen una textura tipo Boundstone (Wright, 1992). Aparecen intercaladas con tobas fitoclásticas de las anteriormente

descritas o superpuesta a depósitos de gravas poligénicas. Forman cuerpos de geometría tabular y una potencia máxima de 30 cm. Se asocian a casi cualquier tipo de aguas, desde baja a alta agitación. Estas facies aparecen asociadas a zonas marginales de charcas zonas palustres o zonas de intercanal fluvial con muy baja energía de las aguas.

5.2.1. Paleosuelo

El conjunto aparece muy bioturbado y con geometría tabular. Se desarrolla sobre lutitas o arenas. Los paleosuelos presentan potencias entre 40 y 50 cm (Fig. 7e). Son de color rojizo o gris y presentan colores blanquecinos por la precipitación de carbonatos; también se reconocen niveles de color negro por la presencia de gran cantidad de carbón de tamaño microscópico. Se corresponde con la litofacies P.

A partir de los datos recogidos en campo es posible asociar estos materiales al desarrollo de suelos por la existencia de vegetación.

5.3. Otros resultados analíticos

A continuación se presentan los resultados obtenidos mediante diferentes ensayos sobre las muestras seleccionadas (ver apartado de Metodología). Estos resultados aportan información de diferente índole que puede extrapolarse no solo al tramo en la que se han recogido las muestras, sino a todo el nivel de terraza al que corresponden dichas muestras.

5.3.1. Dataciones

Las dataciones se realizaron a partir de las muestras de fragmentos de carbón milimétricos tomadas en el Tramo 6 del Perfil Balneario 1 (B1) y del Tramo 15 en el Perfil Corte Barranco 1 (CB1). Las edades obtenidas son de 5,9 ka BP para la primera y de 5,8 ka BP para la segunda. En la Tabla 2 se indican estos valores además de los recogidos en el artículo de Muñoz et al (2016) para depósitos similares.

Tabla 2: Dataciones de C^{14} estudiadas en este trabajo junto a las de Muñoz et al. (2016).

Muñoz et al. (2016)			Dataciones realizadas en este trabajo
7142 ±118	7755 ±76	8384 ±44	5813 ±33
8502±87	8505 ±85	8052 ±97	5940 ±32
9212 ±182	9375 ±95	9722 ±166	

Todas las dataciones sitúan las muestras en el Holoceno aunque las de Muñoz *et al* (2016) corresponden al Holoceno inferior y las dataciones realizadas en este estudio corresponden al Holoceno medio.

5.3.2. Composición mineralógica de tobas

La Tabla 3 muestra los resultados obtenidos sobre la composición mineralógica de las muestras de tobas. Como puede apreciarse, los contenidos más altos corresponden a calcita (C). En segundo lugar, en algunas de las muestras, los minerales más abundantes son los minerales de la arcilla (MA). Es interesante el hecho de que en las muestras en las que estos valores son bajos el contenido de Cuarzo (QTZ) es mayor. El contenido en feldespato potásico (FK) es cero en todas las muestras analizadas y para la dolomita (DO) y el Yeso (GY), el contenido también es muy bajo.

Tabla 3: Mineralogía de las tobas seleccionadas.

SIGLA	CC	MA	QTZ	FK	DO	GY
TOBA 1A	84	9	4	0	3	1
TOBA 1B	65	2	4	0	0	7
TOBA 2A	90	0	10	0	0	0
TOBA 2B	74	16	9	0	1	0
TOBA 3	74	19	3	0	0	4
TOBA BALNE	88	0	6	0	0	6

5.3.3. Composición isotópica

Los estudios de la composición isotópica se han realizado sobre las muestras sólidas “TOBAS BALNE” (localizada en el Tramo 3 del Perfil Balneario 2), “TOBAS 1”, “TOBAS 2” y “TOBAS 3” (afloramiento de la carretera descrito en el apartado de Facies) y la muestra de agua del Manantial de Baños. En las Tablas 4 y 5 y la Figura 12 se recogen los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para las muestras analizadas en este trabajo que incluyen algunas recogidas durante su realización y también muestras tomadas por Muñoz *et al.* (2016) que no habían sido analizadas desde el punto de vista geoquímico.

Dado que las muestras analizadas corresponden todas a materiales del Holoceno (a excepción del agua que es actual), los resultados obtenidos para ambos grupos de muestras son comparables entre sí e indicativos de las condiciones ambientales propias

de ese intervalo temporal. En general, los contenidos en ambos isótopos son más negativos en las muestras estudiadas en este trabajo que en las de Muñoz *et al.* (2016).

Tabla 4: Muestras de Muñoz *et al.* (2016) analizadas en este trabajo.

Muestra	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
CH 17	-4,63	-6,65
CH 28	-5,12	-6,87
CH 30	-3,34	-4,93
CH 31	-3,95	-5,89
HP 24	-4,51	-6,26
HP 25	-5,37	-6,85
HP 31	-6,11	-6,9
HP 4	-4,64	-6,39
PC 31	-4,71	-6,48

Tabla 5: Muestras recogidas en este trabajo.

Muestra	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
TB 1A	-5,37	-7,29
TB 1B	-5,82	-7,38
TB 2A	-5,47	-7,22
TB 2B	-5,62	-7,52
TB 3	-6,18	-7,28
TB B	-8,1	-7,02
AGUA		-8,47

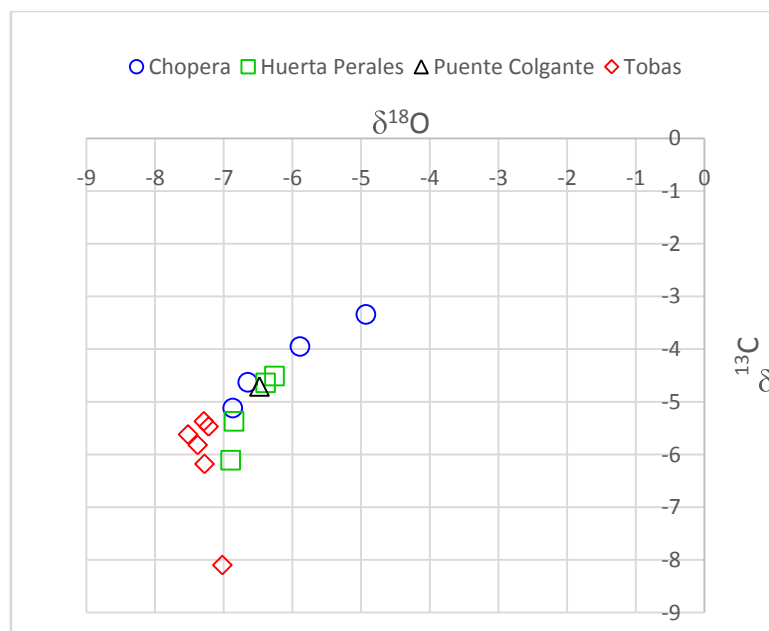


Figura 12: Representación gráfica de los valores isotópicos obtenidos para $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ e indicados en las Tablas 4 y 5.

Para el conjunto de los datos de muestras procedentes de perfiles de Muñoz *et al.* (2016, Tabla 4), los valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilan entre -6,11‰ y -3,34 ‰, con un valor medio de -4,7. Para $\delta^{18}\text{O}$, los valores están entre -6,9 ‰ y -4,93 ‰, con un valor medio de -6,36 ‰. Para las muestras estudiadas en este trabajo (Tabla 5) los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se encuentran entre -8,1‰ y -5,37 ‰, con un valor medio de -6,09. Para $\delta^{18}\text{O}$ los valores están entre -7,52 ‰ y -7,02 ‰ con un valor medio de -7,28 ‰.

La covarianza entre las muestras se corresponde con 0,52. La muestra “TOBAS BALNE” presenta unos valores de $\delta^{13}\text{C}$ anómalo respecto a las demás, por lo que si la eliminamos para calcular la covarianza, ésta asciende hasta 0,83, siendo un valor mucho más coherente para el sistema estudiado.

6. Discusión

Los materiales cuaternarios que se han estudiado en detalle en este trabajo corresponden a los depósitos cuya posición respecto al cauce actual del río se sitúa entre los 17 y los 28 m. Previamente a esta selección se ha realizado un análisis de las alturas de las terrazas asociadas al río Martín que aparecen cartografiadas en Ríos *et al.* (1981). La Tabla 6 es un resumen de este análisis y en ella se indican las alturas de las terrazas respecto al cauce actual del río y su nomenclatura en la cartografía de dichos autores. A partir de estos resultados puede observarse cómo para niveles de terrazas equivalentes las alturas que presentan son muy heterogéneas, por lo que no se utilizará la terminología empleada por estos autores.

Tabla 6. Altura de las terrazas con respecto al cauce actual del Río Martín, según la cartografía de Ríos *et al.* (1981).

MAGNA	Altura (m)	MAGNA	Altura (m)	MAGNA	Altura (m)	MAGNA	Altura (m)
X	21	QT1	45	QT3	19	QT3	55
X	31	QT1	69	QG3	29	QT4	18
X	9	QT3	18	QT3	45	QT4	20
X	23	QT3	22	QT3	20	QT4	9
QT1	81	QT3	5	QT3	4	QT4	30
QT1	40	QT3	24	QT3	23		
QT1	44	QT3	26	QT3-4	2		

Los depósitos que se han identificado en campo y que han sido estudiados en detalle, pueden separarse en dos sistemas dependiendo de las asociaciones de facies que en ellos se muestran:

- Asociadas al desarrollo de abanicos aluviales de procedencia local: se relaciona con las facies de gravas monogénicas, interpretadas como barras longitudinales, canales y flujos de masas. Este escenario estaría caracterizado por el desarrollo de abanicos de dirección general E-O u O-E que llegarían de forma lateral al cauce del río Martín desde los relieves carbonatados. Pueden aparecer estas facies intercaladas entre otras, lo que indica la relación lateral entre sistemas.
- Asociadas al desarrollo del sistema fluvial: 1) gravas poligénicas relacionadas con barras longitudinales y a canales fluviales; 2) arenas formando parte de canales y de formas del lecho arenosas correspondientes a zonas canalizadas y también de llanura de inundación en momentos de avenidas del río, como queda evidenciado a partir de las granulometrías en las que se deducen flujos canalizados y de masas; 3) lutitas, asociadas a depósitos de decantación en zonas de llanura de inundación o a zonas pantanosas en las que el agua estaba encharcada; 4) Paleosuelos que representan la actuación de la vegetación en las zonas laterales al río; y 5) Tobas en relación con barreras, zonas marginales y destrucción de estas. El modelo sedimentario correspondería a un sistema fluvial en el que existiría un río principal con dirección hacia el norte y desarrollo de llanura de inundación localmente surcada por canales de avulsión donde pudieron desarrollarse tobas al menos en algunos estadios.

Estos sistemas estuvieron lateralmente relacionados como se observa por ejemplo en la zona del balneario. Basándonos en los perfiles levantados en esta zona, es posible determinar que el Perfil Balneario 1 correspondería a facies abanico aluvial, mientras el Perfil Balneario 2 correspondería a zonas de inundación. A partir de la revisión del afloramiento en conjunto (Anexo I) puede interpretarse que el cambio de una asociación de facies a la otra representa un cambio lateral de facies. A partir de este afloramiento se podría sugerir una relación lateral entre abanicos aluviales y zonas de inundación del sistema fluvial. Esto mismo se comprueba a partir de la mezcla de cantos de los dos sistemas que existen en muchos afloramientos de gravas.

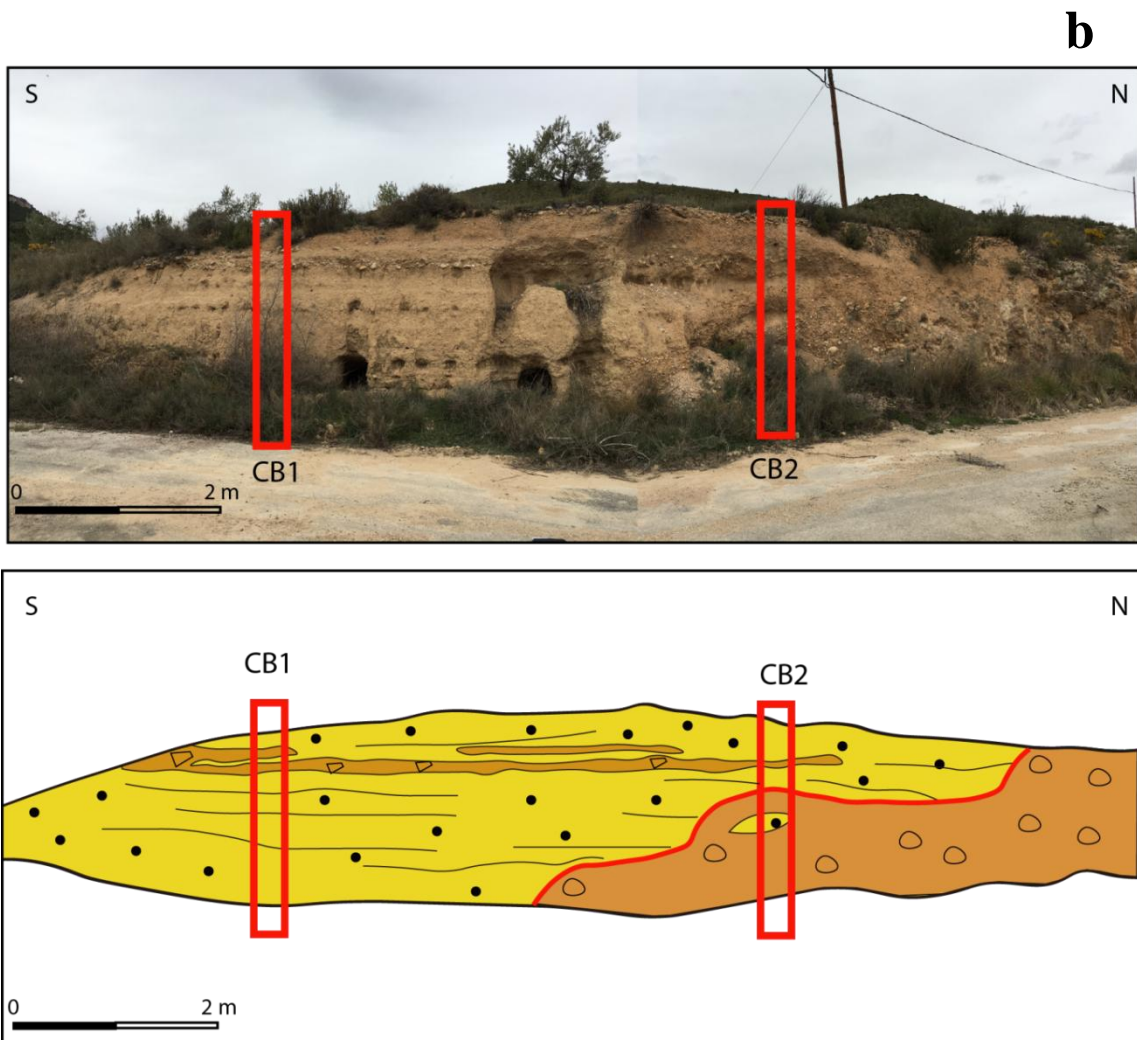
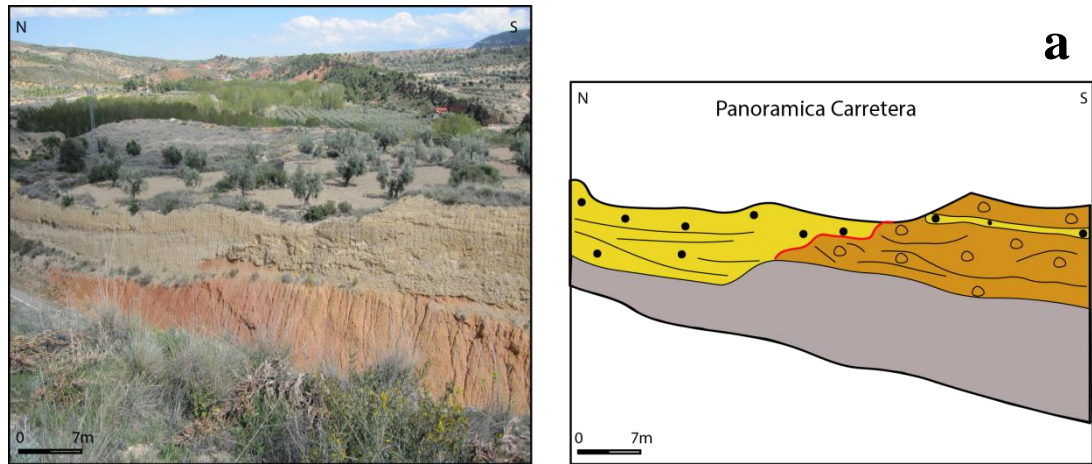


Figura 13: Panorámicas de los afloramientos: a) Panorámica de la carretera, b) Panorámica del depósito donde se han levantado los perfiles Corte Barranco 1 (su desarrollo vertical continuaría, pero no aparece en esta orientación del corte) y Corte Barranco 2.

Por otro lado basándonos en varios cortes de la carretera A-1401 (Fig. 13 a) se observa que en los depósitos estudiados existe una fase de erosión y relleno posterior. En los depósitos más antiguos dominan las gravas fluviales y puede haber tobas; se reconocen también aportes de abanicos aluviales laterales. Tras la incisión, la serie superior presenta gravas en la base pero es sobre todo fina, de llanura de inundación con tobas (perfil Cantera Ariño Más Cerca del Río; CAR). En el corte del afloramiento de los perfiles Barranco 1 y 2 (Fig. 13 b) existe esta misma diferencia entre depósitos y los depósitos de llanura de inundación aparecen *onlapando* gravas fluviales. A partir de estos dos cortes se interpreta que la separación entre ambos depósitos correspondería a un momento de gran incisión en la zona, que erosionaría los depósitos groseros inferiores para posteriormente volver a rellenarse el valle con los depósitos fluviales en general más finos.

Se proponen dos escenarios: en el primero el sistema fluvial, dominado por barras y canales recibiría aportes laterales desde los abanicos aluviales; en el segundo las áreas de inundación dominaron y los abanicos aluviales retrogradaron; con el tiempo las áreas de inundación cubren más zona. Para la diferenciación de ambos depósitos, se ha realizado una cartografía (Fig. 14) en la que aparecen localizados los perfiles levantados en este trabajo y los de Muñoz *et al.* (2016), los puntos en los que se han localizado tobas (todos aparecen aguas abajo del Manantial de Los Baños, por lo que su formación está probablemente relacionada con él).

Puede observarse que los depósitos de tipo aluvial aparecen con mayor desarrollo sobre los materiales jurásicos ya que estarían asociados a ellos, mientras en la zona de materiales triásicos, los abanicos, aparecen en menor medida y estarían relacionados sólo con los materiales carbonatados del Muschelkalk. Los depósitos finos de llanura de inundación aparecen mucho más desarrollados en los materiales triásicos ya que son materiales más erosionables.

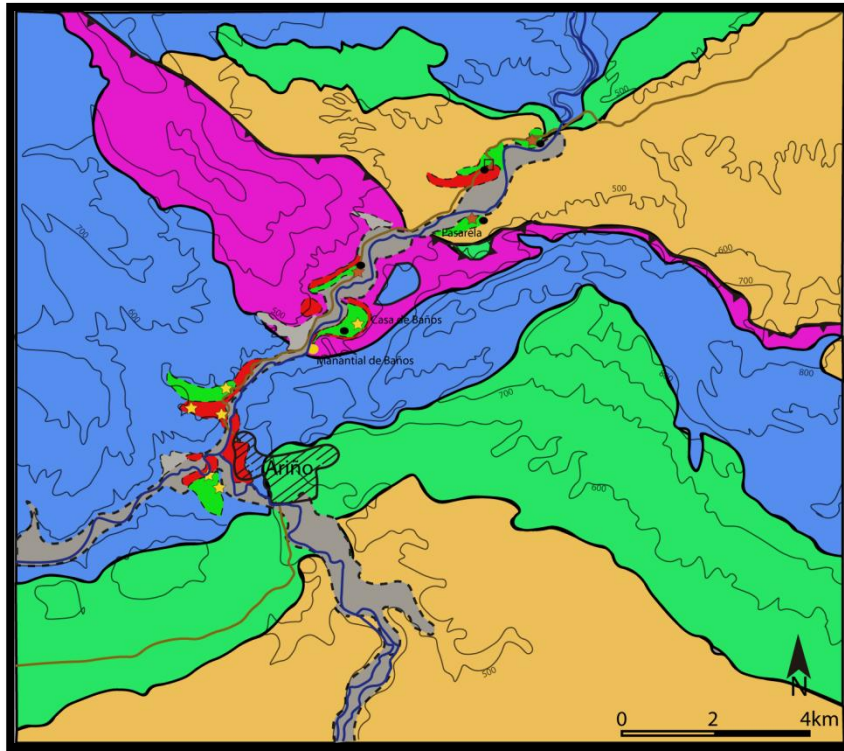


Figura 14: Cartografía de la zona de estudio basada en Ríos *et al.* (1981). Los depósitos correspondientes a la etapa 1 aparecen representados de color verde y los de la etapa 2 de color rojo. Las estrellas amarillas indican la ubicación de los perfiles levantados y las de color naranja, las de los perfiles de Muñoz *et al.* (2016). Los puntos negros indican la localización de las tobas.

Pueden diferenciarse por tanto tres momentos en la evolución de los materiales estudiados que se pueden ubicar en el tiempo a partir de las dataciones que se han realizado:

- Depósito de los materiales más antiguos, los abanicos aluviales de gran desarrollo y de dirección preferente E-O (Fig. 15a) en relación con un sistema fluvial axial dominado por gravas. Estos materiales podrían corresponderse con la Terraza Travertínica Media de Lozano *et al.* (2004), a la que se asocian edades de $17,05 \pm 0,5$ ka. Se corresponden por lo tanto con el Pleistoceno Superior, asociado al final del MIS 2, en el que las condiciones son de amplia disponibilidad hídrica y de sedimentos. La formación de tobas en estos depósitos se asociaría a condiciones más cálidas, con disponibilidad hídrica, presencia de aguas carbonatadas y de actividad vegetal por lo que podrían relacionarse con los dos eventos cálidos de hace unos 15 ka (Bolling-Allerod).

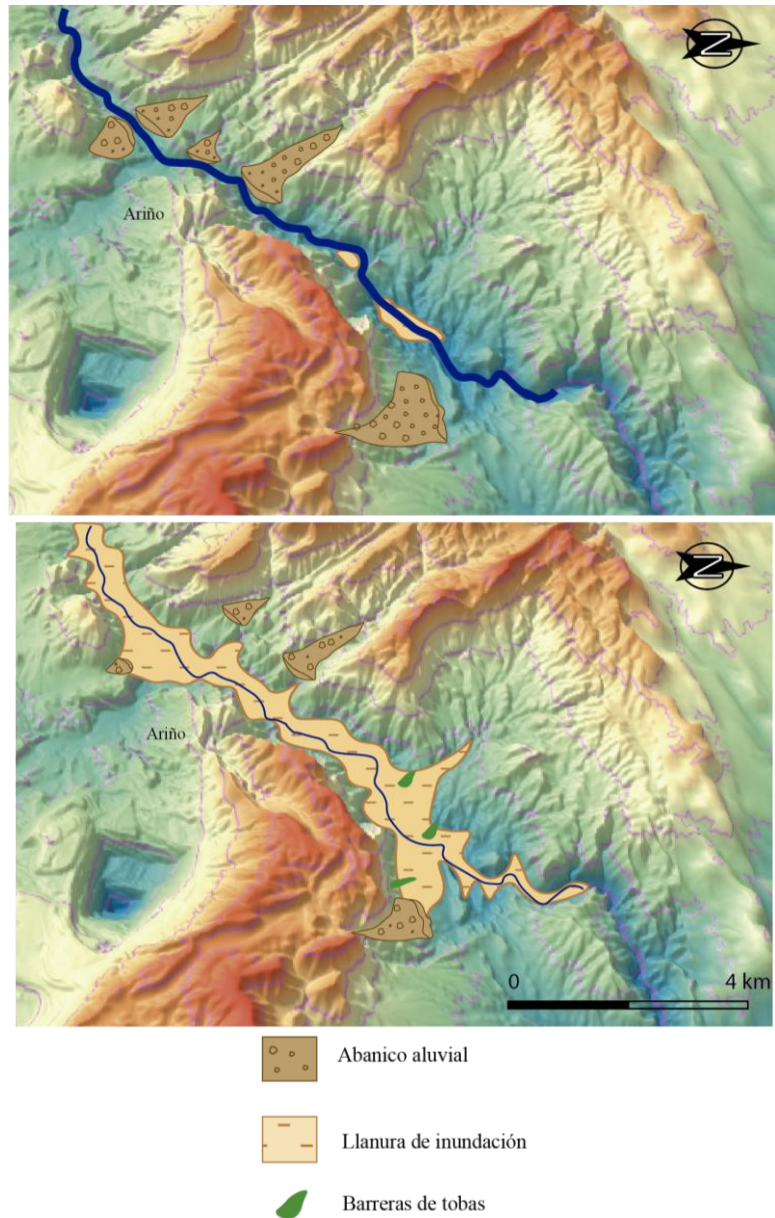


Figura 15: Esquemas simplificados de la evolución de la zona estudiada: a) corresponde a la etapa 1 y b) a la etapa 2; entre ambos media una etapa de incisión.

- Incisión fluvial en la que se erosionan los materiales previos. Se relaciona con el momento frío del Younger Dryas. Este brusco evento de enfriamiento se caracteriza por unas temperaturas de entre 10-15 °C inferiores respecto a la temperatura actual, comenzó hace 12,7 ka y terminó hace 11,5 ka dejando evidencias a nivel global (Uriarte, 2000).
- Desarrollo de un sistema fluvial con extensión progresiva de llanuras de inundación y aportes aluviales a las mismas (Fig. 15 b). A partir de las dataciones de Muñoz *et al.* (2016) y de las obtenidas en este trabajo se deduce que estos depósitos se encuentran

entre 9,7 ka y los 5,8 ka. Con estas edades pueden asociarse a la Terraza Travertínica Baja de Lozano *et al.* (2004) y climáticamente, como proponen Muñoz *et al.* (2016), con el Óptimo Climático Holoceno en el que se dan las condiciones idóneas para el desarrollo de tobas. La presencia de fragmentos de carbón indica la posibilidad de que se produjeran incendios debidos a causas naturales (periodos secos) o, teniendo en cuenta la edad de los materiales, a causas antrópicas, pero por el momento no se puede confirmar qué hipótesis es más factible.

Las tobas aparecen en el nivel superior y en el inferior de los estudiados (aunque dominan en el superior); se asocian a momentos húmedos y cálidos. Posteriormente a las etapas descritas existiría como mínimo otra etapa de incisión del río Martín, durante la segunda parte del Holoceno, en la que el río queda en la posición que presenta en la actualidad.

Los valores isotópicos de las tobas concuerdan con el rango de valores de otras tobas Holocenas (Luzón *et al.*, 2015 y referencias incluidas). Si se tienen en cuenta todas las muestras la covarianza entre los datos isotópicos es baja ($r = 0,52$), pero si se excluye la muestra TOBAS BALNE la covarianza es alta ($r = 0,83$), lo que sugiere un sistema hidrológicamente cerrado (Talbot, 1990). Ello puede explicarse por el crecimiento de barreras de tobas y estancamiento del agua. Los valores más ligeros se acercaría más a los del agua “fuente” en momentos de régimen más abierto y los más pesados corresponderían a aguas más evaporadas o evolucionadas en régimen más cerrado. Los valores de carbono en TOBAS BALNE pueden deberse a la influencia de los fragmentos de carbón en el análisis.

Finalmente, se ha comparado la composición isotópica de las tobas con la del agua del manantial de Ariño. En la figura 15 se representa en azul el rango de valores obtenidos para el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita en las tobas; la zona sombreada de amarillo indica las temperaturas actuales del agua del manantial (entre 22 y 24 °C); y, por último, la línea roja, representa el contenido en $\delta^{18}\text{O}$ de la muestra de agua. A partir de estos resultados se deduce que las tobas no han precipitado a partir de un agua de condiciones similares a las actuales sino que requerirían o temperaturas más bajas o aguas más pesadas.

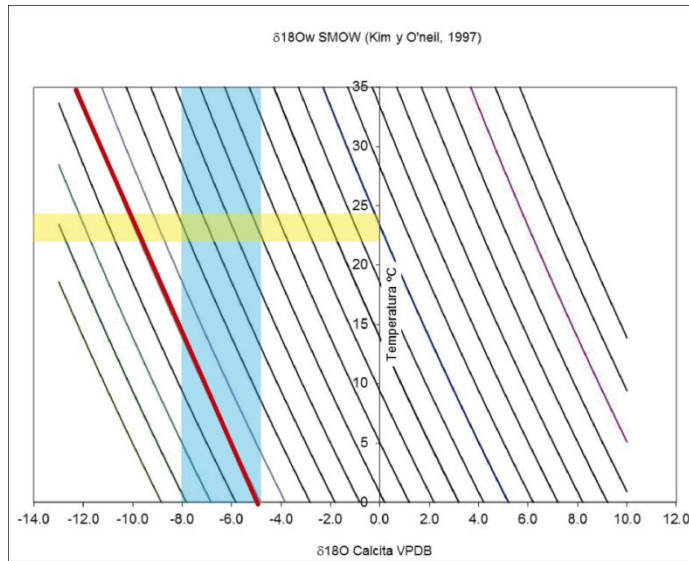


Figura 15: Representación de los datos isotópicos. La zona sombreada en amarillo representa las temperaturas a las que emana el agua del Manantial de Los Baños actualmente; la zona sombreada de azul representa los contenidos en $\delta^{18}\text{O}$ de las tobas; y la línea roja representa la composición de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas recogidas en el manantial.

Dadas las temperaturas necesarias parece que la hipótesis más factible es que el agua del manantial, que ésta mezclada con la que procede de aguas arriba, sufriría procesos de evaporación en los que se produce pérdida del isótopo ligero, lo que daría lugar a aguas menos negativas, con valores de $\delta^{18}\text{O}$ que se ajustarían mejor a los rangos representados. Esto podría tener lugar por el encharcamiento de las aguas en zonas de llanura o en pequeñas zonas represadas en el valle. La presencia de este tipo de zonas inundadas en el valle está justificada por el estudio sedimentológico.

7. Conclusiones

El estudio estratigráfico y sedimentológico de los depósitos cuaternarios asociados al río Martín entre las localidades de Ariño y Albalate del Arzobispo, ha llevado a diferenciar dos medios de sedimentación y a establecer la evolución paleoambiental de la zona en el tránsito Pleistoceno superior-Holoceno.

Existieron abanicos aluviales de gran desarrollo, y localizados mayoritariamente sobre los materiales jurásicos. Estos se asocian con barras longitudinales y canales (GB y CH) y con depósitos de flujos de masas (SG). También existió un sistema fluvial axial

similar al río actual en el que se diferencia 1) una zona canalizada con desarrollo de barras longitudinales y canales fluviales de gravas (GB y CH), 2) rellenos de canal de arenas (SB), y 3) zona de inundación con formas de lecho arenosas (SB) y decantación de barro bajo lámina de agua (FF).

A partir del estudio realizado se proponen cuatro etapas evolutivas en el desarrollo de estos depósitos:

- En la primera (Pleistoceno superior) existen abanicos aluviales de dirección E-O u O-E y el sistema del río Martín (dominado por sedimentación grosera). Los abanicos se desarrollan fundamentalmente sobre los materiales jurásicos. Estos depósitos pueden asociarse con la Terraza Travertínica Media de Lozano et al. (2004).
- La segunda etapa representaría un momento de incisión fluvial en el que se produce erosión y vaciado de la cuenca y que se puede relacionar con el Younger Dryas.
- En la tercera etapa (Holoceno) el sistema fluvial desarrolló una gran llanura de inundación a la vez que se generaron paleosuelos en algunas zonas y tobas en barreras y zonas de inundación. Con respecto a estos últimos materiales, los análisis isotópicos sugieren un sistema hidrológicamente cerrado en el que las tobas se generan en aguas ligeramente distintas a las que emanan actualmente en el manantial de Ariño debido a la evaporación. Los materiales correspondientes a esta tercera etapa de relleno se relacionan con la Terraza Travertínica Baja de Lozano et al. (2004) y pueden asociarse al Óptimo Climático Holoceno.
- Finalmente, se produciría una etapa de incisión sobre estos depósitos dando lugar a la posición actual del curso del río Martín.

8. Bibliografía

- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979) Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispanica*, **14**, 172–177.
- Alcalá, L., Espílez, E.; Mampel, L.; Kirkland, J. I.; Ortiga, M., Rubio, D.; González, A.; Ayala, D.; Cobos, A.; Royo-Torres, R.; Gascó, F. y Pesquero, M.D. (2012) A new Lower Cretaceous vertebrate bonebed near Ariño (Teruel, Aragón, Spain); found and managed in a joint collaboration between a mining company and a palaeontological park. *Geoheritage*, **4**(4), 275-286.
- Alonso, M.T.A., Van der Made, J., Bescós, G.C., Gordillo, J.C., Rubio, C.J., García, N., Ramón, D. (2005). Los mamíferos del Pleistoceno Medio de la Cueva de los Huesos de Obón (Parque Cultural del Río Martín, Teruel). *Geogaceta*, **38**, 119-122.
- Arenas-Abad, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G., y Sancho-Marcén, C. (2010) Fluvial and associated carbonate deposits. *Developments in Sedimentology*, **61**, 133-175.
- Aurell, M., Bádenas, B., Casas, A., Santiago, A. (2001) *La Geología del Parque Cultural del Río Martín*. Asociación Parque Cultural del Río Martín, Zaragoza, 171 p.
- Canudo, J.I. (1998) El patrimonio Paleontológico y Geológico del Parque Cultural del Río Martín. En: *I Jornadas sobre el Patrimonio Cultural y Natural en el Parque Cultural del Río Martín*: 1-13.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002) Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. In: Gibbons, W. & Moreno, T. (Eds.) *Geology of Spain*. Geological Society, London, 385–397.
- Casas, A.M., Cortés, A.L., Liesa, C.L., Meléndez, A., Soria, A.R. (1997) Estructura del borde N de la Cordillera Ibérica entre la Siena de Arcos y el anticlinal de Montalbán. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **23**, 243-268p.
- Craig, H. (1957) Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **12**, 133-149 p.
- Dalvene, G. (1998) Bivalvos del Jurásico Medio y Superior de la Cordillera Ibérica Nororiental (Ariño y Oliete, España). *Coloquios de Paleontología*, **49**, 55.
- Escauriaza, G. M. (2007) *Aptychus de "Oxiparoniceras (Oxiparoniceras) buckmani" (Bonarelli, 1895)(Paroniceratinae, Ammonoidea) del Toarciense de Ariño (Cordillera Ibérica, España)*. *Coloquios de paleontología*, **57**, 15-21.
- Gonfiantini, R. (1984) Advisory Group Meeting on Stable Isotope Reference Samples for Geochemical and Hydrological Investigations: IAEA, Vienna, 19-21 September 1983: Report to the Director General. International Atomic Energy Agency.
- González, A. (1989) Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajo aragonés y de las cubetas Ibéricas marginales. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. 507 p.

- Gracia, A.L.C., Hevia, A.M., de Miguel, A.R.S., Sáinz, A.M.C., Carrera, C.L.L. (1997) Estructura del borde N de la Cordillera Ibérica entre la Sierra de Arcos y el anticlinal de Montalbán. *Cuadernos de geología ibérica = Journal of iberian geology: an international publication of earth sciences*, **23**, 243-268.
- Herrero, C. (2011) Foraminíferos del tránsito Pliensbachiense-Toarciense en la sección de Ariño (Teruel, España). *Revista española de micropaleontología*, **43**(1), 1-18.
- Kim ST, O'Neil JR (1997) Equilibrium and non-equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, 3461–3475.
- Köppen, W. (1936). Das geographische System der Klimate. En: Köppen W, Geiger R (eds) *Handbuch der Klimatologie*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, p 1–44.
- Lozano, M.V., Peña J.L., Longares L.A. y Sánchez, M. (2004) Cañones del Río Martín entre Oliete y Albalate del Arzobispo (Cordillera Ibérica, Teruel). En: Peña, J.L., Longares, L.A. y Sánchez Fabre, M. (Eds.). *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. p. 213-230. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando El Católico.
- Luzón, A., Pérez, A., Pueyo, O., Muñoz, A., González, A., Gauthier, A., Mayayo, M.J. y Sánchez, J.A. (2015). Tufa fluvial deposits: beyond the sedimentary model. 31st IAS Meeting of Sedimentology, Krakow, 2015.
- Martín, J.D. (2004) Using X Powder: a software package for powder x-ray diffraction analysis, 105pp. Retrieved 18 April 2007 from <http://www.xpowder.com>.
- McCrea, J.M. (1950) On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*, **18**, 849-857.
- Miall, A.D. (1978) *Fluvial sedimentology*. Canadian society of petroleum Geologists Memoir 5, Calgary, Alberta, Canada.
- Miall, A.D. (1996) *The geology of fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and petroleum Geology*. Springer Verlag, Berlín, 575 p.
- Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A. y Villena, J (2002) Ebro Basin (Northeastern Spain). In: Moreno, T. y Gibbons, W. (Eds.) *The Geology of Spain*. Geological Society of London, London. 301-309.
- Muñoz, A., Pérez, A., Mayayo, M.J., Luzón, A., Yuste, A. y Soriano, M.A. (2016) Estudio sedimentológico y mineralógico de los depósitos aluviales y fluvio-lacustres holocenos de los Baños de Ariño (Cordillera Ibérica, NE de España). *Geotemas* (IX Congreso Geológico de España, Huelva, 12-14 Septiembre, En prensa).
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Perez-Ribarés, F.J., Vázquez-Urbez, M. y Villena, J. (2004) La cuenca del Ebro. En: Vera, J.A. *et al.* (Eds.) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España; Instituto Geológico y Minero de España. 884 pp.
- Pizarro, A. (2010) Patrimonio e itinerarios mineros de la comarca Andorra-Sierra de Arcos: valores didácticos intrínsecos. En: *Una apuesta por el desarrollo local sostenible*. Universidad de Huelva, 905-915.

- Riba, O., Reguant, S. y Villena, J. (1983) Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. En: Libro Jubilar J.M. Ríos (Ed.), *Geología de España*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 131-159.
- Rico Herrero M., Sancho Marcén, C., Arenas Abad, M.C., Vázquez Urbez, M., Valero-Garcés, B.L. (2013) El sistema de barreras tobáceas holocenas de Las Parras de Martín (Cordillera Ibérica, Teruel). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, **39**(1), 141-158.
- Ríos, L.M., Beltrán F.J., Lanaja del Busto, J.M., Marín F. J. (1981) *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 467 (Muniesa) y memoria*. IGME, Madrid. 26 p.
- Salas, R. y Casas, A. (1993) Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, **228**(1-2), 33–55.
- Salas, R., Guimerà, J., Más, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001) Evolution of the Mesozoic central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.) *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basin and Passive Margins. Mémoires du Muséum Nationale de l'Histoire Naturelle*, **186**, 145–185.
- Sopeña, A. y De Vicente, G. (2004) Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. En: Vera, J.A. *et al.* (eds.) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España; Instituto Geológico y Minero de España. 884 pp.
- Soria, M. (1995) Informe Paleontológico del “Parque Cultural del Río Martín”. PRAMES. Serv. Patrimonio Histórico Artístico Dip. General de Aragón.
- Soria, A. R. (1997) La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. 363 p.
- Soria, A.R., Meléndez, A., Meléndez, M.N. y Liesa, C.L. (1997). Evolución de dos sistemas continentales en la Cubeta de Aguilón (Cretácico Inferior): interrelación sedimentaria entre depósitos aluviales y lacustres y su control tectónico. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **22**, 473–507.
- Talbot, M. R. (1990) A review of the palaeohydrological interpretation of carbón and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **80**, 261-279.
- Uriarte A. (2000). Sobre el clima global y su cronología durante el último ciclo glacial. *KREI*, **5**, 79-117.
- Utrillas, P. y Rodanés, J.M. (2001-2002) El yacimiento Epipaleolítico de los Baños (Ariño, Teruel). *Saldvie II*: 307-322.
- Visher, G.S. (1969) Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Research*, **39**(3), 1074-1106.
- Walter, M.R. (1972) A hot spring analog for the depositional environment of Precambrian iron formations of the Lake Superior Region. *Economic Geology*, **67**, 965-972.

Wright, V.P. (1992) A revised classification of the limestones. *Sedimentary Geology*, **76**, 177-185,

9. Anexo I

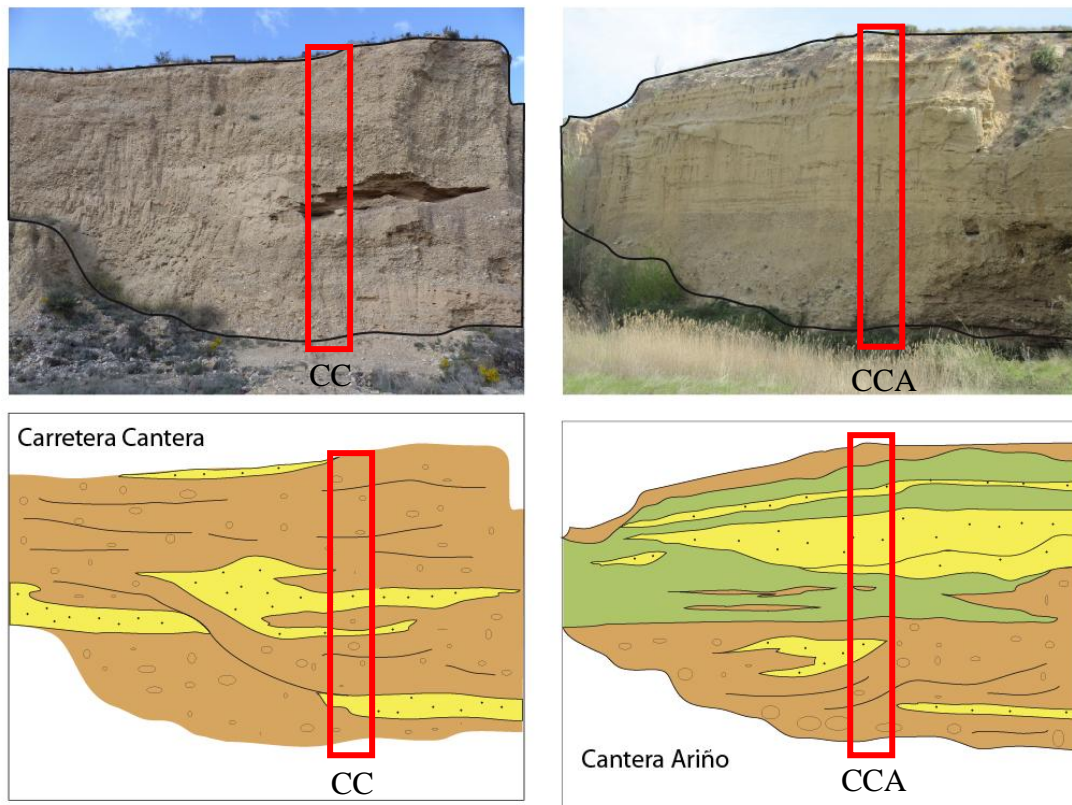


Figura A-1: Esquemas representativos de los afloramientos Carretera Cantera y Cantera Ariño.

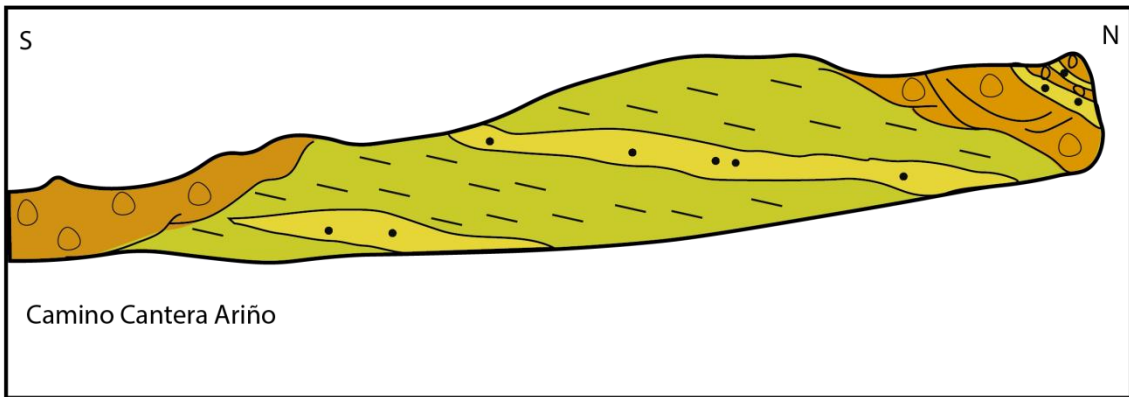
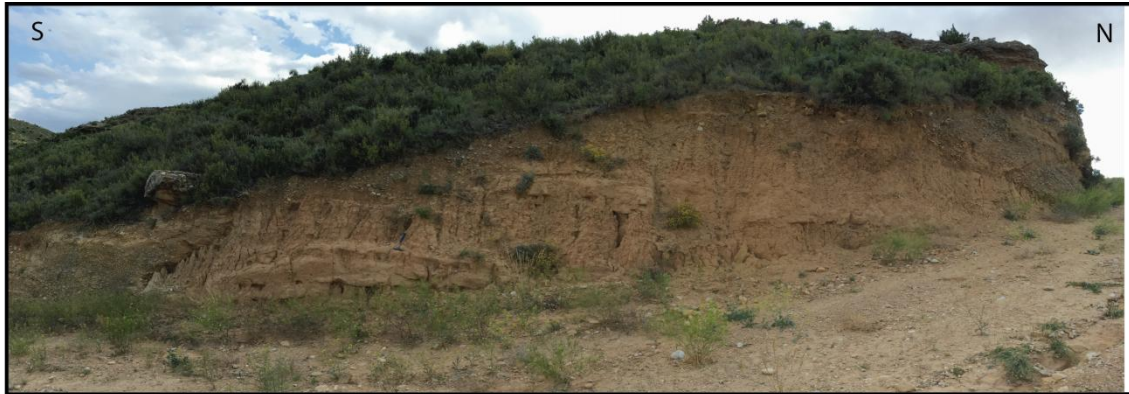


Figura A-2: Esquema representativo del afloramiento Camino Cantera Ariño.

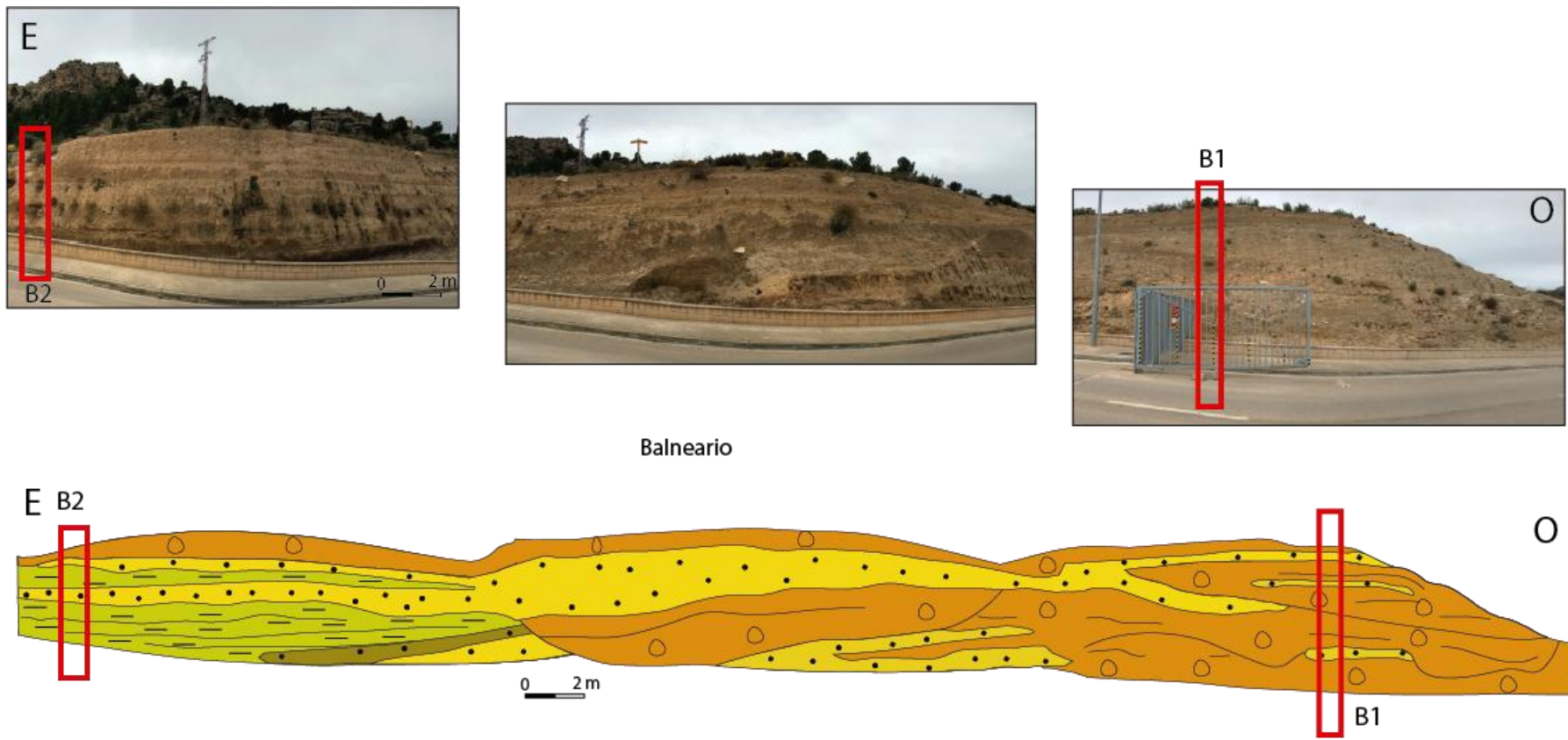


Figura A-3: Esquema representativo del afloramiento Balneario.

