

# Secuencia geomorfológica y reconstrucción del paisaje durante el Cuaternario en el valle del río Lozoya (Sistema Central, España)

Quaternary geomorphological sequence and landscape reconstruction in the Lozoya valley (Central System, Spain)

Theodoros Karampaglidis<sup>1</sup>, Alfonso Benito Calvo<sup>1</sup>, Alfredo Pérez-González<sup>1</sup>,  
Enrique Baquedano<sup>2</sup> y Juan Luis Arsuaga<sup>3</sup>.

1. Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH),  
Burgos, España, Paseo Sierra de Atapuerca s/n, 09002 Burgos.

*theodoros.karampaglidis@cenieh.es,*

2. Museo Arqueológico Regional, Alcalá de Henares, Comunidad de Madrid, España.  
Plaza de las Bernardas s/n, 28801 Alcalá de Henares (Madrid).

3. Centro de Investigación UCM-ISCIH sobre Evolución y Comportamiento Humanos  
C/Sinesio Delgado, 4, 28029 Madrid.

**PALABRAS CLAVE:** Terrazas rocosas, Secuencia geomorfológica, Reconstrucción del paisaje, Cuaternario, Río Lozoya, Sistema Central, España.

**KEY WORDS:** Rock terrace, Geomorphology sequence, Reconstruction, Quaternary, Lozoya River, Central System, Spain

## RESUMEN

El valle del río Lozoya se ha labrado en el basamento metamórfico y granítico paleozoico del Sistema Central (Comunidad de Madrid, España), dejando una amplia secuencia de terrazas rocosas o erosivas que evidencia la compleja evolución de este valle durante el Cuaternario. La cartografía geomorfológica de estas morfologías utilizando herramientas SIG y MDE de alta resolución (MDE5 CNIG), fotografías aéreas (escalas 1:33.000), mapas geológicos (1:50.000 Serie Magna), topográficos (escala 1:5.000), e históricos, además de trabajo de campo, ha permitido distinguir 24 niveles de terraza y el cauce actual, que han sido correlacionadas con el sistema de terraza del río Jarama en la Cuenca de Madrid, y con los depósitos fluviales localizados en el sistema kárstico del yacimiento Pinilla del Valle y de la Cueva del Reguerillo, en la zona de confluencia Jarama-Lozoya. En base a estas correlaciones, los niveles del Lozoya entre T1 (+200-205 m) y T15 (+62-64 m) se situarían en el Pleistoceno Inferior, entre T16 (+50-55 m) y T20 (+17-20 m) en el Pleistoceno medio, desde quizás T21 (+12-14 m) a T22 (+6-8 m) en el Pleistoceno Superior y los niveles inferiores entre T23 (+3-5 m), T24 (+1-2 m) y T25 (actual) en el Holoceno. La cartografía y reconstrucción de los niveles de base de las terrazas rocosas ha permitido modelizar la evolución cuaternaria del Valle del Lozoya.

## ABSTRACT

Lozoya watershed is located in a Paleozoic rocky intracratonic orogen (NE Central System, Comunidad de Madrid, Spain). Afterwards of a detailed geomorphological mapping using GIS tools and high resolution DEM data (MDE5 CNIG), aerial photos, lithologic, topographic, and historic maps and field work, has allowed to distinguish 24 levels of terraces from the current level of the Lozoya River. This terrace system has been correlated with the fluvial terrace system formation of the Jarama River (Madrid Basin). Also we have fluvial deposits located in the karstic system of the archaeological site of the Pinilla Del Valle and at the cave of Reguerillo. Based on these correlations, we settled at the Early Pleistocene 13 levels of terraces of the Lozoya River, among T1 (+200-205 m) and T15 (+62-64 m), at the Middle Pleistocene 6 levels, among T16 (+50-55 m) and T20 (+17-20 m), at the Late Pleistocene 3 levels among T21 (+12-14 m) and T22 (+6-8 m) and at the Holocene 3 levels among T23 (+3-5 m), T24 (+1-2 m) and T25 (actual). Mapping and reconstruction of the base levels of the rock terraces has allowed us the modeling of the Quaternary evolution of the Lozoya Valley.

## 1. INTRODUCCION

En este trabajo se ha realizado el análisis geomorfológico de la cuenca de drenaje del río Lozoya (Comunidad de Madrid), con objeto de estudiar la secuencia de incisión de esta red de

drenaje durante el Cuaternario y modelizar sus niveles de base mediante criterios cuantitativos (Fig. 1). La cuenca de drenaje del río Lozoya se sitúa en la vertiente sur del extremo oriental del Sistema Central (Sierras de Guadarrama, Somosierra y Ayllón), donde se han realizado numerosos trabajos de evolución geomorfológica, más en rel-

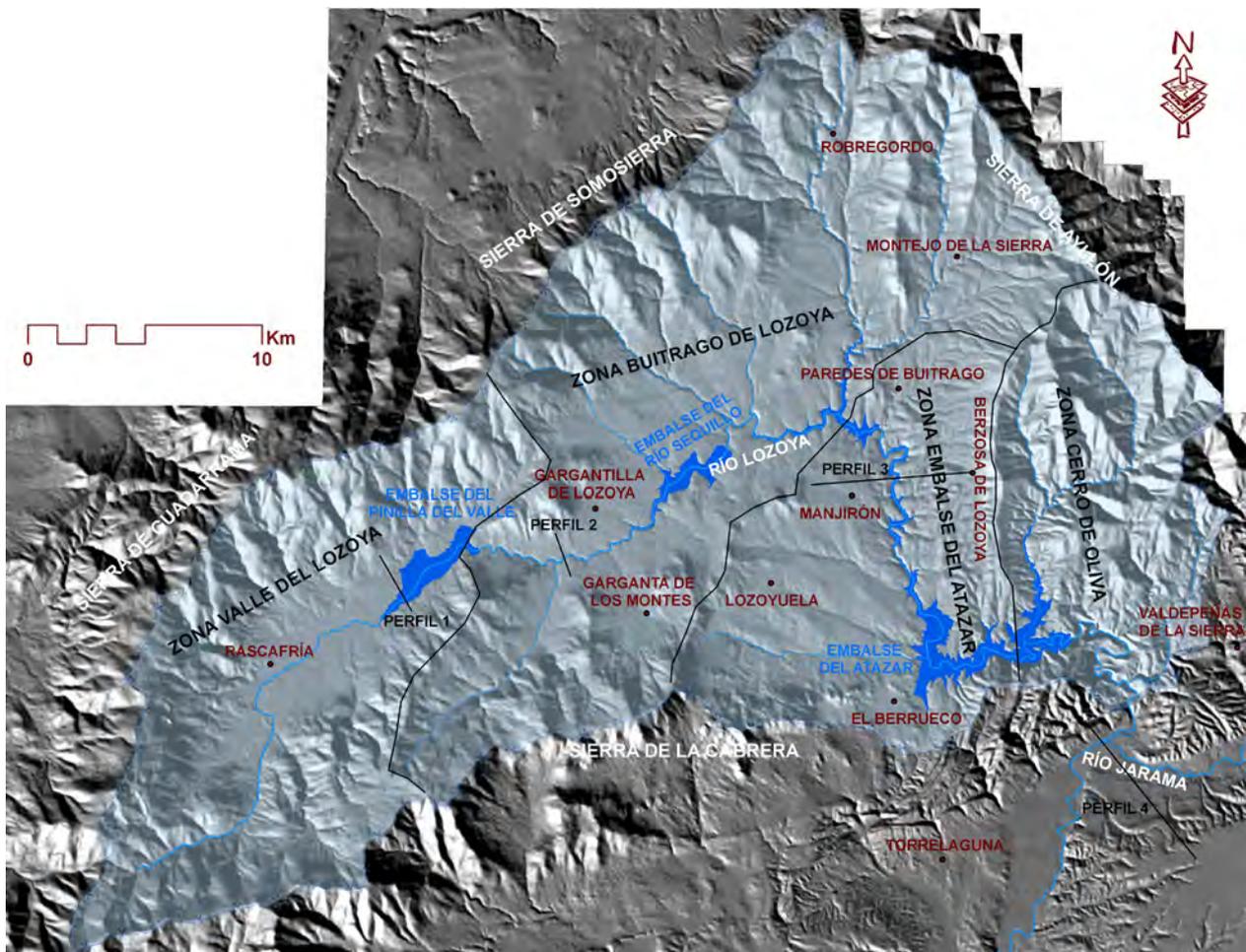


Figura 1. Modelo Digital del Terreno del valle del Río Lozoya, obtenido a partir del modelo MDE5 del Centro Nacional de Información Geográfica. En este plano se indica la posición morfoestructural de la cuenca hidrográfica y la división del río Lozoya en 4 sectores según criterios morfoestructurales y litológicos.

- Digital terrain model that indicates the position of the Lozoya river watershed and the division of this area in 4 sectors by distinct lithological and structural sets.

ación con el análisis morfoestructural, las superficies de erosión y la evolución neógena de esta región montañosa (SCHWENZER, 1937; BIROT & SOLÉ SALARIS, 1954; PENK, 1972; PEDRAZA, 1978; GARZÓN, 1980 & FERNÁNDEZ, 1987). Sin embargo, los trabajos realizados acerca de la evolución cuaternaria del río Lozoya y sus tributarios son escasos o de carácter muy local (BELLIDO *et al.*, 1991; ARENAS MARTÍN *et al.*, 1991), por lo que aportan poca información sobre las etapas de formación de estos valles. Esta cuenca de drenaje está dominada principalmente por formas erosivas, donde se conservan pocos depósitos cuaternarios que informen sobre la formación del valle a lo largo del Cuaternario. No obstante, el estudio de la cuenca del Lozoya por medio de una cartografía detallada, ha permitido identificar y definir una secuencia compleja de terrazas rocosas, equiparable a los sistemas de terrazas descritos en la red de drenaje de la cuenca neógena (río Jarama, Henares, Manzanares y Tajo) (PÉREZ GONZÁLEZ, 1994). En total se han descrito un total de 24 niveles de terrazas

rocosas, labradas sobre el sustrato paleozoico, que evidencian la alta sensibilidad de esta cuenca frente a los procesos climáticos y/o tectónicos acaecidos durante el Cuaternario. En una primera aproximación, se han modelizado los niveles de base más representativos del valle del Lozoya, para reconstruir la evolución del valle durante el Cuaternario.

## 2. CONTEXTO GEOLOGICO

Los materiales que se reconocen en la cuenca de drenaje del río Lozoya, corresponden en su mayoría a las rocas metamórficas del zócalo varisco del Sistema Central, aunque también se reconocen materiales mesozoicos y cenozoicos (Fig. 2).

En la zona del estudio las rocas más antiguas afloran en el parte noreste y corresponden a metasedimentos Precámbricos (CAPOTE & FERNÁNDEZ CASALS, 1975), y paraneises con intercalaciones de cuarcitas, mármoles y rocas silíceas (BELLIDO *et al.*, 1991; ARENAS MARTÍN *et al.*, 1991).

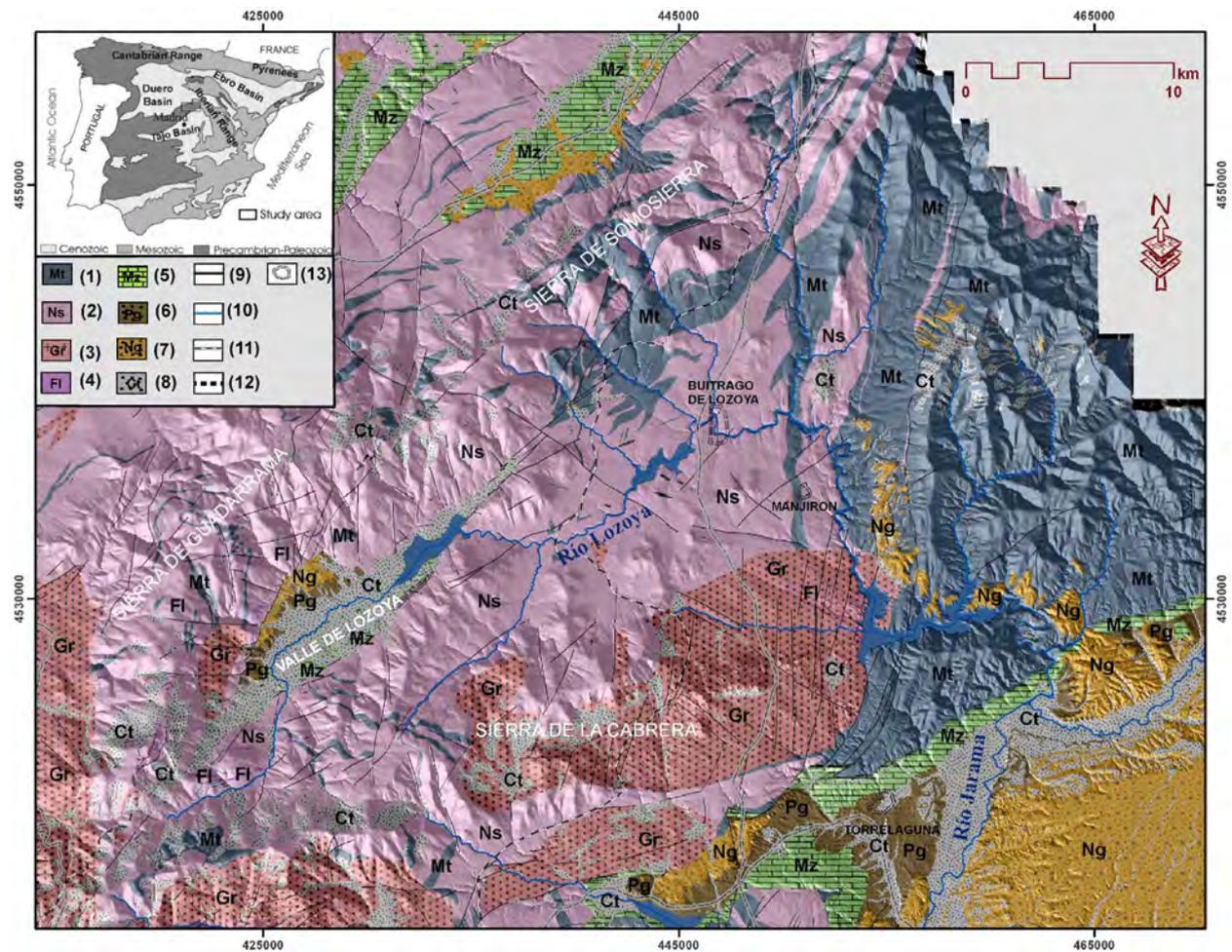


Figura 2. Mapa geológico simplificado del Valle del Río Lozoya. Modificado a partir de BELLIDO *et al.* (1991); ARENAS MARTÍN *et al.* (1991), AZNAR AGUILERA *et al.* (1995), AZOR *et al.* (1991); BELLIDO *et al.* (1990). Leyenda: (1) Paleozoico (paraneises, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas), (2) Ordovícico (ortoneises y leukoneises), (3) Varisco (granitos y adamelitas), (4) Pérmico (rocas filonianas), (5) Mesozoico (areniscas, arenas, dolomías y lutitas), (6) Paleógeno (conglomerados y arenas), (7) Neógeno (bloques, cantos, arenas y arcillas), (8) Cuaternario (gravas, arenas, arenas arcillosas, limos y arcillas), (9) Fallas, (10) Red hidrográfica, (11) Red de carreteras, (12) Red ferroviaria y (13) Núcleos de población.

- Simplified geologic map of the Lozoya River Valley. Modified from BELLIDO *et al.* (1991); ARENAS MARTÍN *et al.* (1991), AZNAR AGUILERA *et al.* (1995), AZOR *et al.* (1991); BELLIDO *et al.* (1990). Legend: (1) Paleozoic (paragneiss, schist, psammite, black slate and quartzite), (2) Ordovician (ortogneiss y leukogneiss), (3) Variscian (granite and adamellite), (4) Permian (hypabyssal rocks), (5) Mesozoic (sandstone, sand, dolomite and lutites), (6) Paleogene (conglomerates and sands), (7) Neogene (boulder, cobbles, sands and clays), (8) Quaternary (gravels, sands, silts and clays), (9) Faults, (10) Hydrographic net, (11) Road net and (12) Rail net and (13) Urban areas

En el sector oriental de Norte al Sur se localizan metasedimentos ordovícicos y silúricos compuestos por esquistos y cuarcitas con intercalaciones de pizarras negras. En el Sur donde se sitúa el plutón de la Cabrera, de emplazamiento tardío post-orogénico, se localizan granitos y adamelitas de edad anterior al Pérmico (VERA, 2004) con metamorfismo de contacto que afecta a los materiales anteriores (BELLIDO *et al.*, 1991; ARENAS MARTÍN *et al.*, 1991).

Durante el Pérmico en el tramo Suroeste se localizan diques tardíos de pórfido, lamprofidos, cuarzos, microdioritas y aptitas (BELLIDO *et al.*, 1991; ARENAS MARTÍN *et al.*, 1991). Los únicos

materiales mesozoicos reconocidos en la zona se sitúan al Sureste, en contacto con la Cuenca de Madrid y al Noroeste en la depresión del Valle del Lozoya. Estos materiales mesozoicos corresponden al Cretácico y están integrados por la denominada Facies Utrillas (arcillas y gravas, lutitas y carbonatos, areniscas y dolomías tableadas), que representan una transgresión marina hacia el Oeste sobre el zócalo metamórfico (BELLIDO *et al.*, 1991; ARENAS MARTÍN *et al.*, 1991). Sobre esta formación afloran arenas, lutitas y carbonatos, areniscas y dolomías de edad turoniense, coniaciense y santoniense, que dan lugar a morfologías de tipo cuevas y albergan cavidades kársticas. La sedi-

mentación cretácica acaba en el Maastrichtiense-Paleógeno con materiales detríticos y depósitos lagunares (BELLIDO *et al.*, 1991; ARENAS MARTÍN *et al.*, 1991; AZNAR AGUILERA *et al.*, 1995). Durante Paleoceno, la presencia de depósitos de conglomerados con cantos calcáreos indica la erosión fuerte de la cobertera cretácica relacionada con los primeros movimientos alpinos. En discordancia angular y erosiva sobre las formaciones anteriores se emplazan los sedimentos de edad neógena. En la zona estos depósitos se localizan hacia el Oeste en el Valle del Lozoya y este en Berzosa de Lozoya, que están compuestos por materiales detríticos gruesos organizados en secuencias sedimentarias negativas que, hacia las posiciones centrales de cuenca, se han correlacionado con materiales evaporíticos y arcillas filiformes, características de ambientes áridos (BELLIDO *et al.*, 1991; ARENAS MARTÍN *et al.*, 1991; AZNAR AGUILERA *et al.*, 1995). En la zona también se han descrito depósitos cuaternarios, representados por terrazas fluviales recientes formadas por cantos, arenas y arenas limo-arcillosas, conos compuestos por gravas, cantos, arenas arillosas y limos (BELLIDO *et al.*, 1991; ARENAS MARTÍN *et al.*, 1991; AZNAR AGUILERA *et al.*, 1995). Durante el Pleistoceno superior se instalan sistemas glaciares en las cumbres de la Sierra de Guadarrama, donde se han reconocido hasta cuatro episodios dentro de la distinta fase glacial (CENTENO *et al.*, 1983; CARRASCO Y PEDRAZA 1995; CARRASCO 1999; PEDRAZA Y CARRASCO, 2006) con sistemas de morrenas, en ocasiones modeladas por la acción fluvio-torrencial. Otros depósitos cuaternarios corresponden a las turberas, canchales, mantos coluviales-solifluidales. (PEDRAZA, 1994; PEDRAZA *et al.*, 2003), o depósitos asociados a sistemas endokársticos (TORRES, 1974; TORRES *et al.*, 1994; TORRES *et al.*, 2005; ARSUAGA *et al.*, 2006; PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2010).

Las deformaciones más antiguas que se reconocen corresponden a la orogenia Varisca, donde se aprecian cinco fases de deformación, que generan esquistosidades penetrativas y estructuras de repliegue y de crenulación (BELLIDO *et al.*, 1991; ARENAS MARTÍN *et al.*, 1991). Durante el Pérmico se desarrolla una importante red de fracturación de dirección E-W, con intrusiones de materiales filonianos. Durante la etapa Alpina, en la zona de estudio se han diferenciado tres etapas. La primera etapa, o Fase Ibérica que corresponde en un período de esfuerzos comprensivos anterior al relleno arcoso de las cuencas cenozoicas y su edad se estima en Oligocena-Intramiocena (BELLIDO *et al.*, 1991; ARENAS MARTÍN *et al.*, 1991; DE VICENTE *et al.*, 2007). La segunda etapa o Fase Guadarrama, también de régimen compresivo, generó estructuras de dirección NE-SW en la Cordillera Ibérica (CAPOTE *et al.*, 1987), plegando los materiales mesozoicos y cenozoicos. En relación con esta comprensión tuvo lugar el levantamiento general de los bloques variscos y se le asigna una edad intramiocena (Mioceno Inferior) (BELLIDO *et al.*, 1991; ARENAS MARTÍN *et al.*, 1991, DE VICENTE

*et al.*, 2007). La última etapa reconocida es la de Torrelaguna de dirección N-S que producen fallas con movimiento de tipo de desgarre normal (DE VICENTE, 1988, BELLIDO *et al.*, 2004). Este etapa ha afectado materiales cuaternarios (Valle del Lozoya, Rascafria) por una compresión submeridiana (De Vicente, 1988). Desde el Mioceno superior al Cuaternario se citan varios impulsos tectónicos de diferentes tasas del levantamiento vertical en distintas zonas del zócalo metamórfico de sistema central (BELLIDO *et al.*, 1991; ARENAS MARTÍN *et al.*, 1991; AZNAR AGUILERA *et al.*, 1995; DE BRUIJNE., 2001; DE VICENTE *et al.*, 2007).

### 3. METODOLOGIA

El estudio y levantamiento de la secuencia de incisión del valle del río Lozoya se ha basado en la elaboración de una cartografía geomorfológica detallada (Fig. 3). Esta cartografía se ha realizado mediante SIG (ArcGIS 10), utilizando como base cartográfica los mapas topográficos a escala 1:5.000 de la CAM (Comunidad Autónoma de Madrid, 1999). En las zonas anegadas por embalses, se han utilizado la topografía histórica del Instituto Geográfico y Estadístico Nacional (escala 1: 50.000, Hoja 484 - Año 1880, Hoja 483 - Año 1927, Hoja 458 - Año 1937, Hoja 485 - Año 1916), además de las topografías del Canal de Isabel II a escala 1:5.000 (Hoja 2.2, 1970). Estas cartografías han sido georreferenciadas y digitalizadas, integrándolas con la topografía actual 1:5.000 de la Comunidad de Madrid. La fotointerpretación de las morfologías del terreno se ha llevado a cabo con fotografías aéreas a escala aproximada 1:33.000 (Centro Cartográfico y Fotográfico del Ejército del Aire, 1956, origen Ejército USA) y fotogramas a escala 1:30.000 de I.G.N. (Instituto Geográfico Nacional, vuelo nacional, ABR-1985). Utilizando el SIG ArcGIS 10, también se elaboraron Modelos Digitales de Elevaciones (MDE), con resolución de 25 cm, que fueron utilizados para reconocer formas del terreno mediante la interpretación cuantitativa y cualitativa 3D del relieve. El estudio cartográfico se ha completado con varias salidas de campo y con el estudio de las referencias bibliográficas. La modelización de la morfología del valle del río Lozoya se ha centrado exclusivamente en la reconstrucción de sus niveles de base generados durante la incisión fluvial cuaternaria. De este modo, en dichas reconstrucciones no se consideraron otros procesos, como por el ejemplo el retroceso de las laderas o la erosión en las cumbres debida a procesos glaciares y periglaciares. La metodología utilizada para la reconstrucción de los niveles fluviales se ha basado en la utilización de técnicas estadísticas bidimensionales y tridimensionales con objetivo de reconstruir la geometría de los niveles de base (BENITO, 2004; BENITO-CALVO *et al.*, 2009). Para reconstruir la tendencia longitudinal del valle, se han reconstruido los perfiles longitudinales de las terrazas

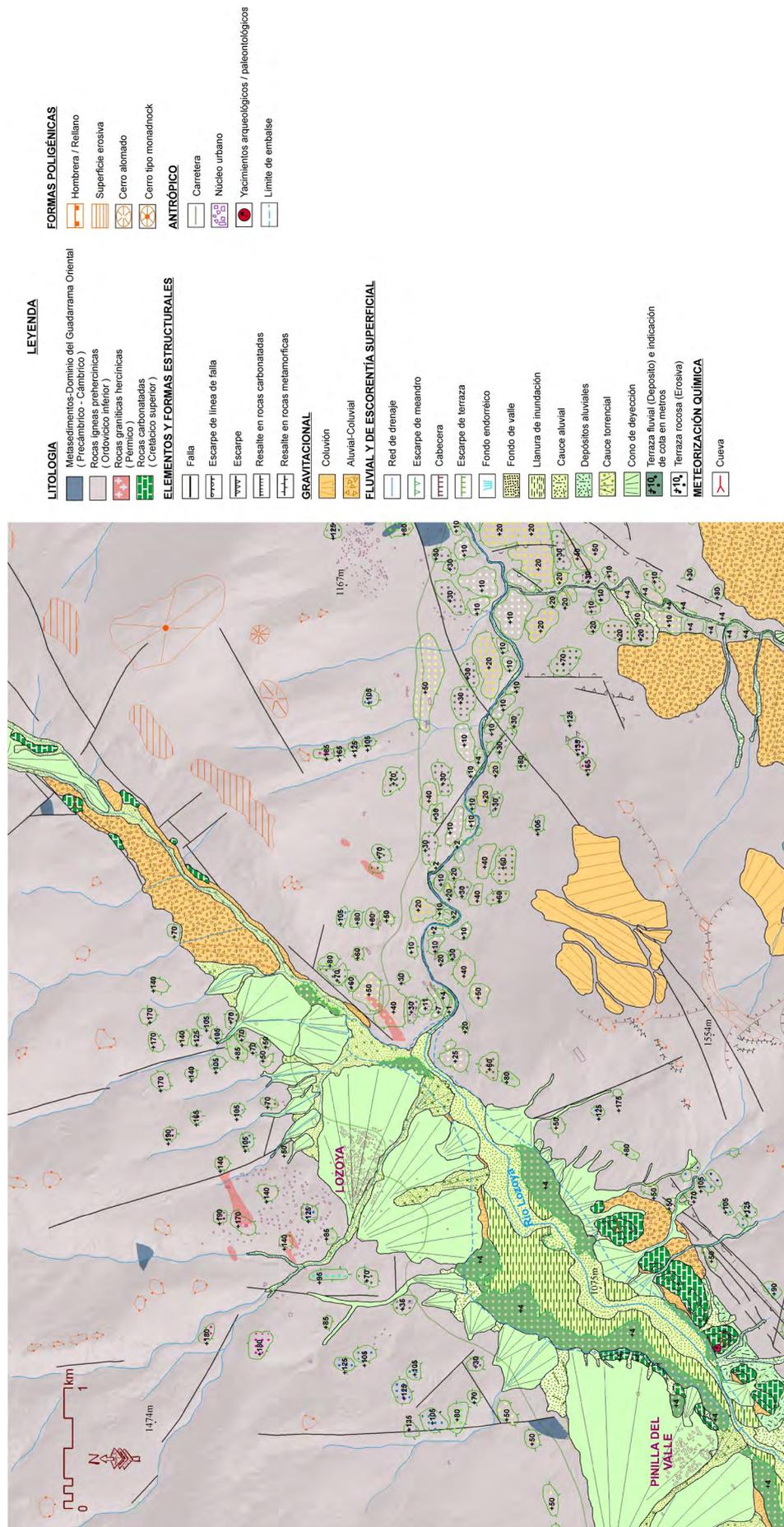


Figura 3. Mapa geomorfológico en la zona del embalse de Pinilla del Valle.  
 - Geomorphologic map at the region of the Pinilladel Valle.

del río Lozoya. Para ello, se han proyectado las alturas relativas de las terrazas en el perfil longitudinal del valle del río Lozoya, para posteriormente reconstruir los niveles de base representados por las terrazas rocosas. Se generaron diferentes modelos de perfiles longitudinales usando varias funciones matemáticas: *Lineal* ( $P(x) = a - bx$ ), *potencial* ( $P(x) = ax^b$ ), *exponencial* ( $P(x) = ae^{bx}$ ) o *logarítmica* ( $P(x) = \log x$ ) y *polinómicas*  $P(x) = a_n x^n + a_{n-1} x^{n-1} + \dots + a_1 x + a_0$ , donde  $a_n$  es diferente de cero y función polinómica de  $n$ ésimo grado. Estas ecuaciones se han aplicado a tres niveles con el objetivo de reconstruir la geometría de los planos aluviales, incluyendo las rupturas del valle observadas en las terrazas con el objetivo de reconstruir los tres niveles de base que hemos estudiado en este trabajo (BENITO, 2004). En cada nivel se aplicaron todas las funciones de función hasta que su forma se adaptaría lo mejor posible a los datos existentes de los niveles reconstruidos T4 (+170-173 m), T13 (+80-85 m) y T18 (+30-35 m). La fórmula que mejor se ha adaptado es la función polinómica de  $n$ ésimo grado. Los datos obtenidos mediante la aplicación de las ecuaciones fueron utilizados junto con la topografía de las terrazas para interpolar los planos de base (BENITO, 2004). En las zonas donde la ausencia de terrazas generaba huecos de información, se introdujeron datos procedentes de la reconstrucción bidimensional polinómica. Los planos tridimensionales fueron interpolados utilizando métodos geoestadísticos (*Kriging*) y determinísticos (*Local Polynomial Interpolation*), obteniendo los modelos finales que muestran la morfología del valle del Lozoya durante el Pleistoceno inferior y medio. El índice de la sinuosidad (SI) que hemos aplicado en los distintos sectores del río Lozoya se ha calculado por la relación entre la longitud que separa dos puntos a lo largo y la distancia en línea recta entre ellos (LEOPOLD *et al.*, 1964; MUELLER *et al.*, 1968).

#### 4. VALLE DEL LOZOYA Y LAS TERRAZAS ROCOSAS

El valle del Lozoya es un valle intramontano que se desarrolla con una dirección general WNW-ESE. Su cuenca de drenaje abarca 925 km<sup>2</sup>, estando delimitada el Oeste por las estribaciones Sierra de Guadarrama, al Norte por la Sierra de Somosierra, al Este por la Sierra de Ayllón y al Sur por la Sierra de la Cabrera. Altimétricamente, la cuenca varía desde cotas de 2.429 m en el punto más alto (Pico de Peñalara, Sierra de Guadarrama), hasta las cotas inferiores de 700 m que alcanza en su zona de unión con el río Jarama, hacia el SE. La cuenca de drenaje del río Lozoya está caracterizada por un clima semiárido en las zonas que se forman depresiones y húmedas de latitudes medias en las zonas más altas (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2010).

En función de las características morfoestructurales y litológicas la cuenca del río Lozoya

se ha dividido en cuatro sectores: el sector de Lozoya, el sector de Buitrago de Lozoya, el sector Embalse del Atazar y el sector de Cerro de Oliva (Fig. 4). La secuencia general del valle del río Lozoya obtenida tras el estudio de estos cuatro sectores se puede observar en la Fig. 5.

##### 4.1. Sector de Lozoya

El primer sector de la cuenca del Lozoya es una depresión tectónica (*pop down*) (WARBURTON & ALVÁREZ, 1989; DE VICENTE *et al.*, 2007), de dirección NE-SW, que condiciona la dirección del río, y donde se produce el mayor desnivel entre las cumbres y el nivel del base del río (1345 m). En esta zona, entre Las Presillas y hasta el Puente Nuevo, el curso actual del río Lozoya corresponde a un río tipo *braided* caracterizado por depósitos de carga gruesos y de composición poligénica (metamórfica e ígnea).

En esta zona, las terrazas más antiguas alcanzan una altura relativa sobre el río Lozoya de +190-195 m (T2), hasta el nivel de terraza T16 (+50-55 m), que se construyen sobre los materiales cristalinos paleozoicos. Por debajo del nivel T16 (+50-55 m), las terrazas se conservan sobre materiales mesozoicos y terciarios, hasta el nivel T20 (+17-20 m). En este tramo del valle es uno de los pocos segmentos donde se encuentran niveles de terraza con depósitos de agradación fluvial, situándose siempre por debajo del nivel T20 (+17-20 m). La más antigua se encuentra en el entorno del sistema kárstico de los yacimientos de Pinilla del Valle con su posición morfológica actual sobre el Río Lozoya a unos +11-14 m (T21), cuya edad ha sido estimada en  $140,4 \pm 11,3$  ka BP mediante TL sobre granos de cuarzo (Laboratorio de Termoluminiscencia, UAM). Los depósitos de estas terrazas están compuestos por gravas medias y gruesas, a veces bloques, con escasas arenas y fangos (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2010). La siguiente fase de agradación fluvial es la terraza T22 (+6-8 m), cuya edad mediante TL ha sido ponderada en  $59,4 \pm 4,7$  ka, BP (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2010). Sus depósitos son bloques semiangulosos y de gravas gruesas, con escasas arenas y fangos de origen predominante metamórfico. Por debajo, el nivel T23, a +3-4 m sobre el cauce del río Lozoya, está formado por gravas de naturaleza metamórfica e ígnea, arenas, fangos y arcillas negras prismáticas. La edad de esta terraza ha sido estimada en  $17950 \pm 110$  ka BP datación por AMS sobre sedimento orgánico. Tanto el último nivel de terraza descrito en esta zona, T24 (+1-2 m), como el fondo del cauce actual, presentan sedimentos detríticos heterométricos y de origen poligénico, compuestos por gravas, arenas, fangos y arcillas negras.

##### 4.2. Sector Buitrago de Lozoya

El segundo sector se localiza aguas abajo de la pared de la presa de Pinilla, donde el valle se

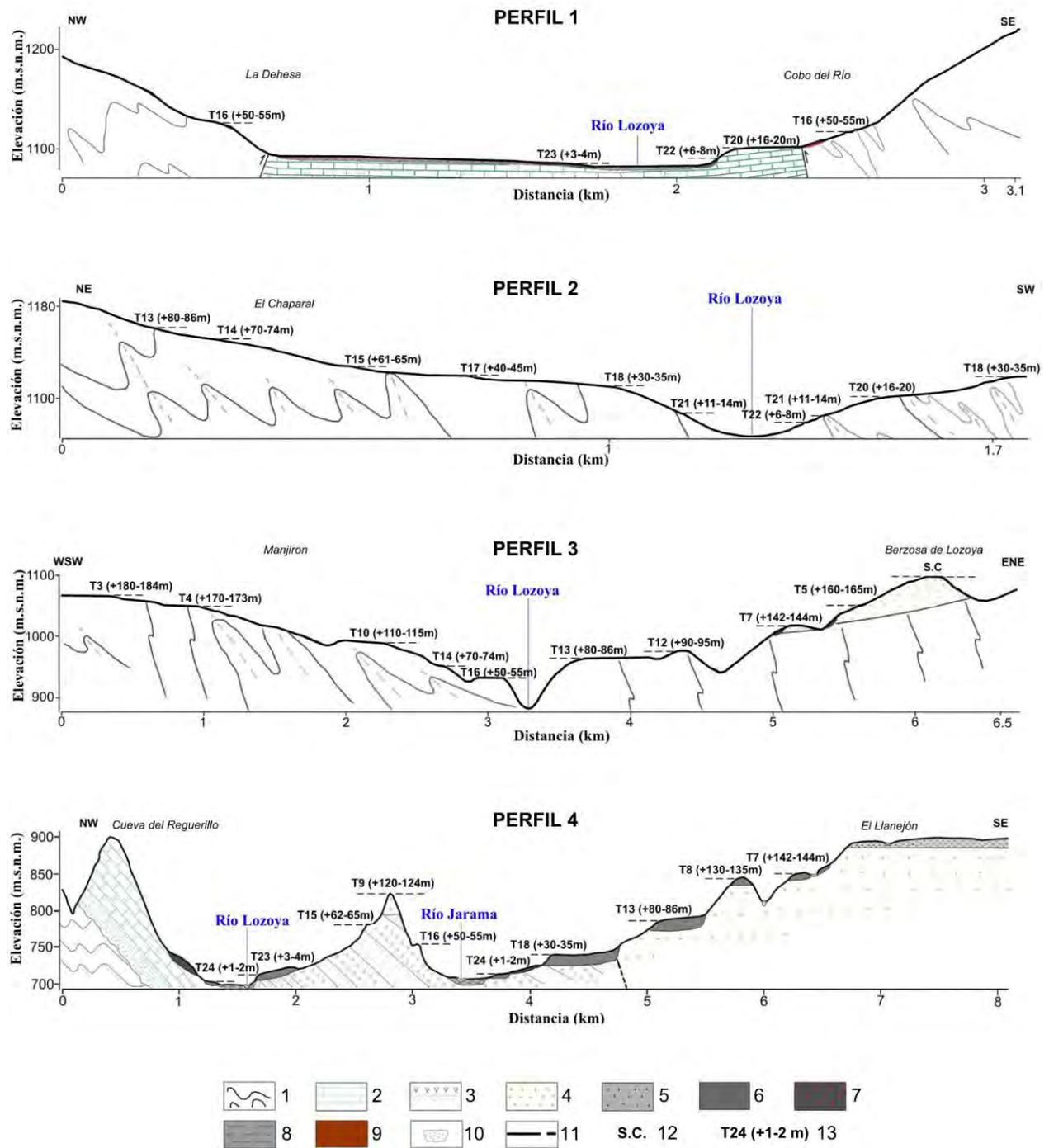


Figura 4. Perfiles transversales geomorfológicos del Río Lozoya, en los cuatro sectores de la zona del estudio. Perfil 1 en el Sector de Lozoya, Perfil 2 en el Sector de Buitrago del Lozoya, Perfil 3 en el Sector de Atazar y Perfil 4 en la zona de confluencia del Río Lozoya y del Río Jarama. Leyenda: 1. Neisses y metasedimentos (Paleozoico), 2. Dolomías, areniscas, areniscas dolomíticos, arenas y arcillas (cretácico), 3. Yesos y lutitas rojas (Paleógeno), 4. Bloques y cantos de neises, pizarras y cuarcitas (Neógeno), 5. Rañas (Plioceno), 6. Terraza fluvial (Cuaternario), 7. Abanico aluvial-torrencial (Cuaternario), 8. Llanura aluvial (Holoceno), 9. Coluvion (Holoceno), 10. Falla, 11. Superficie de colmatación y 12. Nivel de Terraza con sucotarelativa en m.

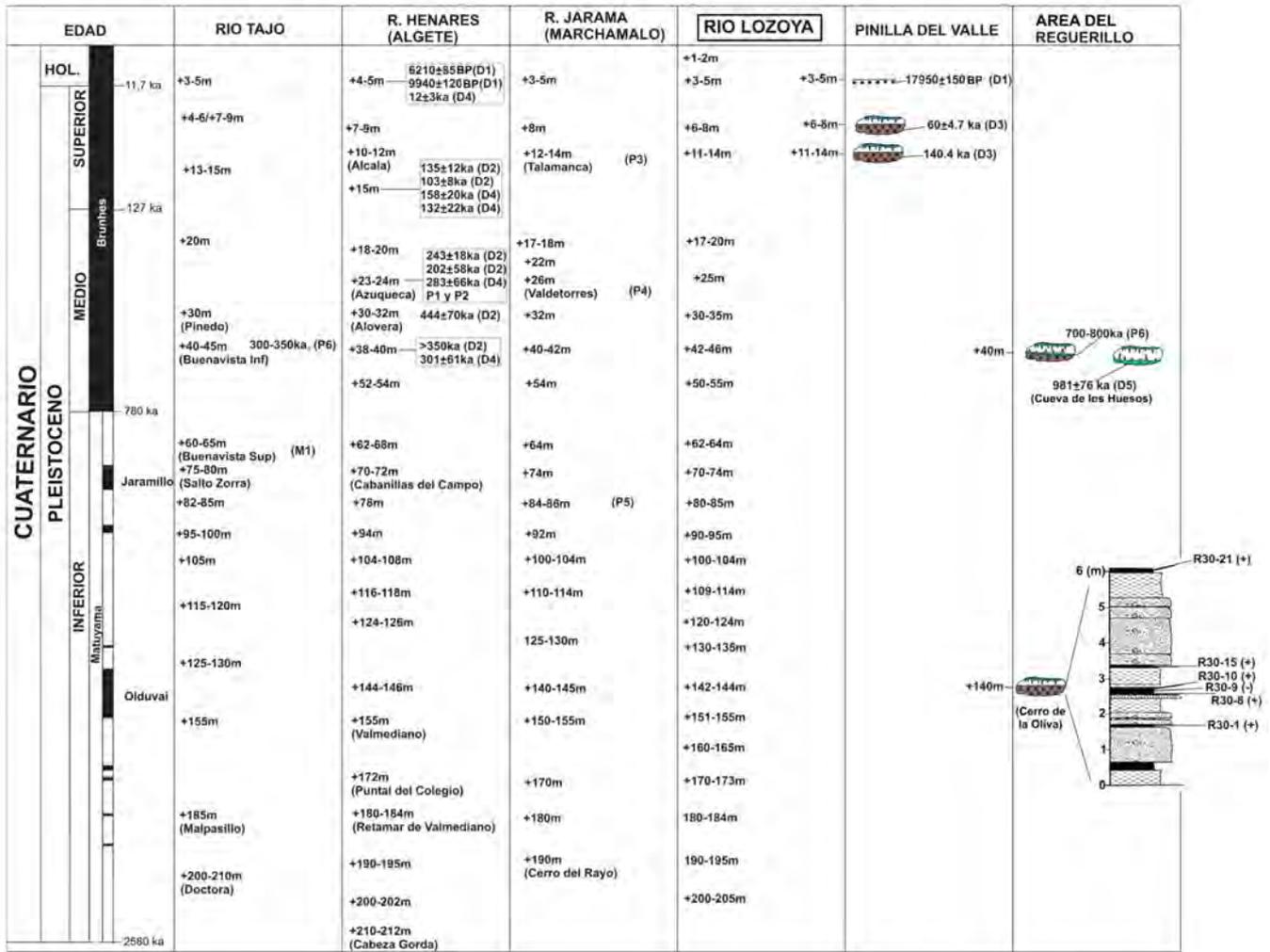


Figura 5. Cuadro correlación de terrazas fluviales de la cuenca de Madrid. Leyenda: Dataciones numéricas: 14C (D1), U/Th (D2), TL (D3), Racemización de aminoácidos (D4) y ESR (D5). Datos Paleontológicos: *Elephas* sp. (P1), *Equus* sp. (P2), *Cervuselaphus* (P3), *Elephas antiquus* (P4), *Mammuthus meridionalis* (P5), *Mammuthus trogontherii*, *Equus caballus*, *Hipopotamus amphibius*, *Dolichodoricerossavini*, *Eliomys quercinus*, *Allocricetus bursae*, *Microtus brecciensis* y *Apodemus cf. sylvaticus* (Sesé et al., 2000). (P6). Paleomagnetismo: Brunhes/Matuyama (M1). Modificado a partir de PÉREZ-GONZÁLEZ (1994), PINILLA et al., (1995), SANTONJA & PÉREZ-GONZÁLEZ (1997), BENITO et al., (1998), SANTONJA & PÉREZ-GONZÁLEZ (2001) y ORTIZ et al. (2009).

- Correlation table of the fluvial terraces at the Cenozoic basin of the Madrid. Legend: Numerical dating: 14C (D1), U/Th (D2), TL (D3), Amino acid racemization dating (D4) y ESR (D5). Paleontologic data: *Elephas* sp. (P1), *Equus* sp. (P2), *Cervuselaphus* (P3), *Elephas antiquus* (P4), *Mammuthus meridionalis* (P5), *Mammuthus trogontherii*, *Equus caballus*, *Hipopotamus amphibius*, *Dolichodoricerossavini*, *Eliomys quercinus*, *Allocricetus bursae*, *Microtus brecciensis* y *Apodemus cf. sylvaticus* (Sesé et al., 2000). (P6). Paleomagnetism: Brunhes/Matuyama (M1). Modified from PÉREZ-GONZÁLEZ (1994), PINILLA et al., (1995), SANTONJA & PÉREZ-GONZÁLEZ (1997), BENITO et al., (1998), SANTONJA & PÉREZ-GONZÁLEZ (2001) y ORTIZ et al. (2009).

encaja y cambia de dirección hacia el WNW-ESE. En este sector de Buitrago de Lozoya, el curso actual del río Lozoya corresponde a una morfología de meandro encajado (*incised meander*), con una sinuosidad estimada media (2,71), que discurre sobrecavado en rocas metamórficas paleozoicas (ortoneises y leucones).

La inmensa mayoría de las morfologías fluviales que se conservan son terrazas rocosas (erosivas), donde se observan bloques y clastos angulosos procedentes de la alteración del sustrato

y con una cobertura edáfica actual de 3-4 cm de profundidad, textura limo-arcillosa y color grisáceo. En este sector se desarrollan terrazas desde el nivel T1 (+200-205 m) hasta el nivel T24 (+1-2 m). Las terrazas mejor preservadas corresponden a los niveles localizados entre T13 (+80-85 m) y T18 (+30-35 m). Las terrazas más antiguas en este sector son muy escasas y mal conservadas. En las terrazas T23 (+3-4 m) y T24 (+1-2 m), preservadas en la zona de El Chaparral, se localizan escasos depósitos, compuestos de bloques y cantos roda-

dos, arenas y limos de naturaleza predominante metamórficas (ortoneises y leuconeises), con espesor de unos 40-50cm.

#### 4.3. Sector Atazar.

En el tercer sector la morfología del río Lozoya está marcada por las fracturas que señalan las principales directrices estructurales del basamento, de dirección E-W y N-S del basamento. El río sigue su trayecto sobre materiales paleozoicos pero con menos sinuosidad que en el sector anterior (2,68).

En este sector se desarrollan sólo terrazas rocosas, sin apenas ningún depósito conservado, que se extienden sobre los materiales paleozoicos y sobre los depósitos neógenos. El plano más alto sobre materiales neógenos aparece a unos +215-225 m sobre del nivel de base actual del río Lozoya y posiblemente se corresponda con el techo de la colmatación terciaria. Por debajo de este plano se identifican planos erosivos localizados en el entorno de Paredes de Buitrago, Berzosa del Lozoya y Robledillo de la Jara, que se conservan sobre los depósitos terciarios correspondientes al Mioceno superior y al Plioceno según (BELLIDO *et al.*, 1991). Estos planos han sido interpretados como terrazas rocosas correspondientes a los niveles T1 (+200-205 m), T2 (+190-195 m), T3 (+180-184 m), T5 (+160-165 m) y T7 (+142-144 m). En el mismo sector, en la zona entre Lozoyuela, Siete Iglesias, Mangiron y Berruecos, se localizan una secuencia de terrazas rocosas mejor conservadas, que se desarrollan sobre rocas graníticas del Pérmico. Esta secuencia está representada por los niveles desde la terraza T1 (+200 m) hasta la terraza T13 (+80-85 m). Las superficies graníticas de estas terrazas están afectadas frecuentemente por fenómenos de meteorización, dando lugar a formas de *tors*, bolos graníticos, zonas de arenización, y otras formas como pilas o marmitas (en el curso del agua), piedras caballerías, pavimentos, canalones y agrietamientos.

#### 4.4. Sector Cerro de Oliva

El último sector antes de la desembocadura del río Lozoya en el río Jarama, es el sector del Cerro de Oliva. Este último sector está caracterizado por incisión máxima, tiene la mayor sinuosidad (3,34) y se observan procesos de rotación, extensión y meandros abandonados.

En este área, las terrazas rocosas que se localizan sobre materiales neógenos corresponden a los niveles localizados entre T2 (+190-195 m) y T11 (+100-104 m), mientras que el resto de las terrazas se construyen sobre pizarras negras paleozoicas. En esta zona también se encuentran algunas terrazas con depósito, como por ejemplo los niveles localizados en la zona de las Granjas, donde los niveles T18 (+30-35 m), T19 (+25 m), T22 (+6-8 m) y T23 (+3-5 m), contienen depósi-

tos compuestos por gravas, cantos poligénicos, arenas y arcillas arenosas. En otras ocasiones, los depósitos de las terrazas están conservados en el interior de sistemas endokársticos. La terraza más antigua localizada en el interior de cavidades se encuentra en complejo kárstico de la Cueva del Reguerillo colgada a +140 m sobre el cauce actual del río Lozoya. Este depósito fluvial está compuesta por arenas, limos y arcillas, de estructura interna de corriente y una composición mineralógica procedente de rocas ígneas y metamórficas que indican que fue depositado por el río Lozoya (TORRES *et al.*, 2005). Estos autores han realizado diversas medidas de magnetismo remanente en estos depósitos, caracterizados por una secuencia de cinco muestras de polaridad normal, que unido a la posición relativa de la terraza, podrían situar tentativamente a este nivel en el Cron Olduvai. En el mismo complejo kárstico, pero en la Cueva de los Huesos, se han descrito también depósitos de origen fluvial, compuestos por gravas coronadas por un espeleotema de espesor decimétrico que contiene restos de mamíferos fósiles (Torres *et al.*, 2005). Estos depósitos se encuentran a una altura relativa respecto al cauce del río Lozoya de +45 m, según CABRA *et al.* (1983), o de +38 m, según TORRES *et al.* (1995). Según CABRA *et al.* (1983) la fauna encontrada correspondería al Pleistoceno medio antiguo, cerca del límite con Pleistoceno Inferior. Por otro lado, TORRES *et al.* (1995), apoyan este dato paleontológico con una datación numérica por ESR cifrada en  $981 \pm 76$  ka BP, realizada en un espeleotema potente de otra cueva (Cueva 27), que dichos autores correlacionan con el espeleotema de la Cueva de los Huesos (TORRES *et al.*, 1995). Aunque estos datos podrían sugerir una edad antigua para los depósitos de terraza situados a +45/+38 m, cabe destacar que terrazas de otros valles de la Cuenca de Madrid, situadas en una posición morfológica equivalente, sugieren edades más modernas, estimadas en 300-350 ka según datos paleontológicos (terrazza a +40 m del río Tajo en Toledo, (SANTONJA y PÉREZ-GONZÁLEZ, 2001), con edades >350 ka BP mediante U/Th (terrazza a +40 m del río Henares, (ORDOÑEZ *et al.*, 1990), o en  $301 \pm 61$  ka BP utilizando racemización de aminoácidos en travertinos (ORTIZ *et al.*, 2009). También cabría reseñar que los datos paleontológicos encontrados en la Cueva de los Huesos, según SESE y RUIZ BUSTOS, (1992) y MORALES *et al.*, (1993), no aportan datos concluyentes que permitan correlacionar dicha asociación faunística con el Pleistoceno Medio antiguo o con el Pleistoceno inferior.

### 5. RECONSTRUCCIÓN DE LOS NIVELES DE BASE

En este trabajo se presentan las reconstrucciones preliminares de los niveles de base de tres terrazas del valle del río Lozoya, correspondientes a los niveles T4 (+170-173 m), T13 (+80-85



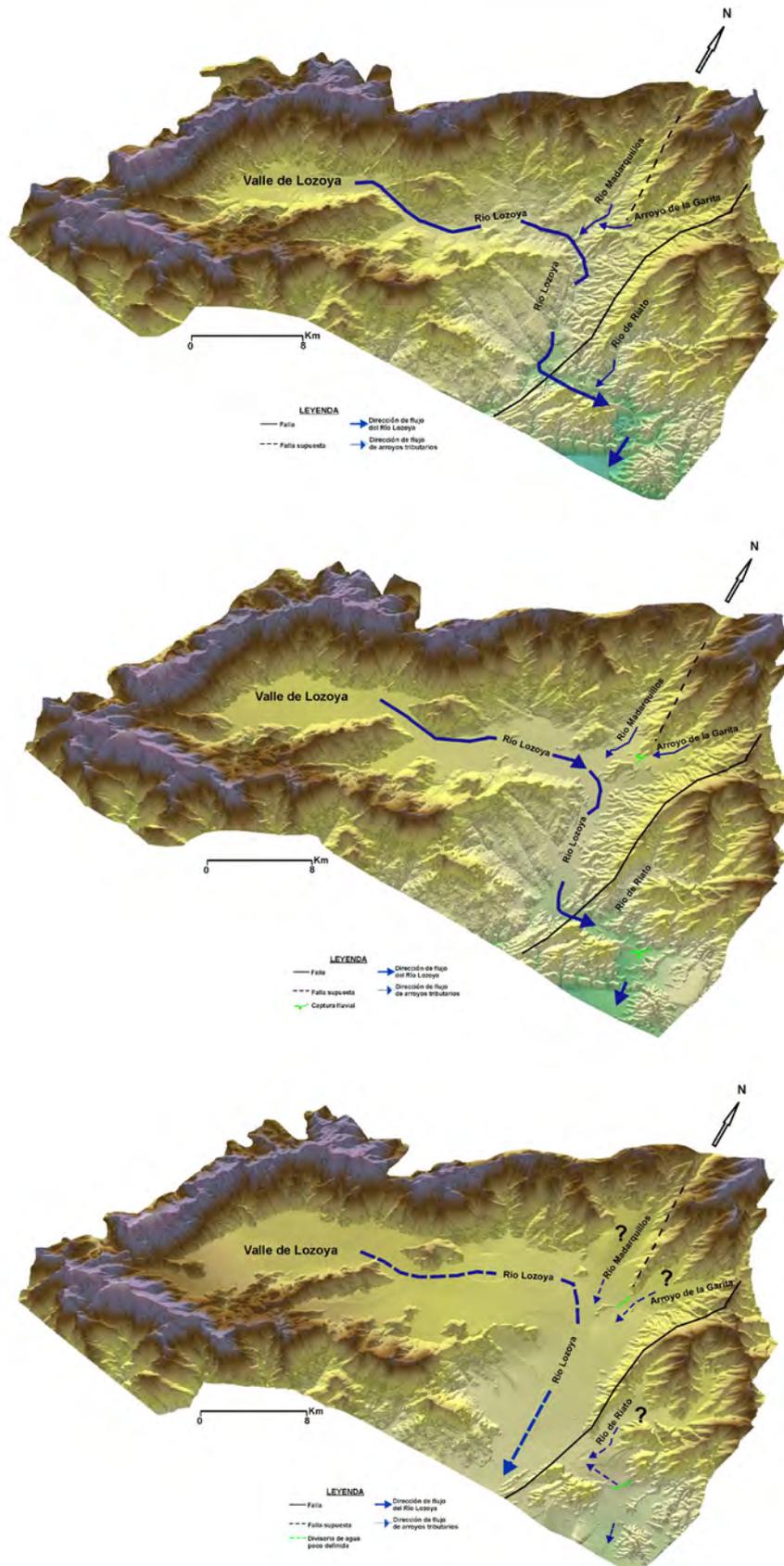


Figura 7. Modelización de los paleopaisajes del valle del Lozoya basados en la reconstrucción geométrica de los niveles de base fluviales cuaternarios. A) Modelo para la terraza T18 (+30 m). B) Modelo para la terraza T13 (+85 m). C) Modelopara la Terraza T4 (+170 m).  
 - Remodeling of the Lozoya Valley based on the reconstruction of the quaternary river base levels. A) Reconstructed model for the fluvial terrace T18 (+30 m). B) Reconstructed model for the fluvial terrace T13 (+85 m). C) Reconstructed model for the fluvial terrace T4 (+170 m).

y la más moderna podría indicar la presencia de levantamientos tectónicos y/o diferencias litoestructurales.

La interpolación de los niveles de base tridimensionales se hizo aplicando el método de Interpolación Polinómica Local, el cual ajusta varias funciones polinómicas de carácter local, que se solapan hasta cubrir el área de estudio. Dada a área a interpolar y los datos existentes, este método fue el que generó modelos con menos errores. La ausencia de datos en determinadas zonas, como en las cabeceras de los valles del río Madarquillos, del río Riato o del arroyo de la Garita, no permitió su reconstrucción, por lo que sólo se muestra una tendencia general basada en la elevación de sus niveles de base considerando la altura relativa media de la terraza reconstruida.

Los modelos reconstruidos se presentan en la Fig. 7. En esta figura se pueden observar tanto las tendencias del valle descritas en los perfiles longitudinales, como diversos procesos de captura que han afectado al curso del río Lozoya. Durante la formación de la terraza T4 (+170-173 m), el valle del río Lozoya drenaría su tramo final con dirección sur, a través del paso de La Cabrera. Los procesos de capturas erosivas y/o neotectónicas procedentes del Este terminarían por capturar al río Lozoya, haciendo que su curso durante la formación de las terrazas posteriores, como la T13 (+80-85 m) y T18 (+30-35 m), virase hacia el Este hasta su unión con el río Jarama en su confluencia actual. Otro proceso de captura se produciría en el norte, donde al arroyo de la Garita inicialmente drenaría directamente al valle del Lozoya, mientras que en eventos posteriores su curso sería capturado por el río Madarquillos.

## 6. CONCLUSIONES

Las terrazas fluviales son morfologías fundamentales para entender la evolución geodinámica y reconstruir el paleopaisaje durante el Cuaternario. Después de una cartografía geomorfológica de detalle hemos diferenciado 25 niveles de terrazas en la cuenca del drenaje del Río Lozoya, con 15 niveles atribuidos en el Pleistoceno inferior (de T1, +200-205 m, a T15, +62-64 m), 5 niveles entre Pleistoceno medio (de T16, +50-55 m, a T20, +17-20 m), 2 niveles en el Pleistoceno superior (de T21, 11-14 m, a T22, +6-8 m), y dos terrazas más el nivel actual en el Holoceno (T23, +3-5 m, T25, actual). Estas terrazas son en su mayoría de carácter erosivo, pero el gran número de niveles descritos ponen de manifiesto la alta sensibilidad de este ambiente frente a los procesos climáticos y/o tectónicos acaecidos durante el Cuaternario. Se han correlacionado las terrazas rocosas con los niveles de terrazas de los ríos principales de la Cuenca de Madrid y con los cambios de polaridad establecidos en depósitos y niveles de galerías del endokarst de la cueva del Reguerillo y de los yacimientos del Pinilla del Valle.

Durante el análisis geomorfológico de la cuenca del Río Lozoya se han identificado morfologías de captura fluvial, cuyos niveles de base han sido reconstruidos utilizando SIG y métodos estadísticos. La captura más notable habría cambiado el drenaje del último sector del río Lozoya, inicialmente en dirección sur (El Berrueco-Torrelaguna), hacia el este, hasta su actual unión con el río Jarama aguas arriba de Patones.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto de investigación de los yacimientos arqueológicos del Valle Alto del Lozoya, co-dirigido por J.L. Arsuaga (UCM), E. Baquedano (MAR) A.Pérez-González (CENIEH) y financiado anualmente por la Comunidad de Madrid y por el Ministerio de Cultura a través de su programa de subvenciones nominativas, y cuenta con el patrocinio del Grupo Mahou y del Canal de Isabel II. Agradecemos a un revisor anónimo y a José Luis GoyGoy la revisión detallada del artículo que ha mejorado notablemente el manuscrito.

*Recibido el día 21 de junio de 2011*

*Aceptado el día 21 de diciembre de 2011*

*Publicado en formato electrónico el día 25 de enero de 2012*

## BIBLIOGRAFÍA

- ARENAS MARTÍN, R. FÚSTER, J.M. MARTÍNEZ, J., DEL OLMO, A & VILLASECA, E. 1991. *Mapa Geológico de España a E.1:50.000, Segovia (483)*. IGME. Madrid.
- ARSUAGA, J.L., BAQUEDANO, E. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A. 2008. "Neandertal carnivore occupations in Pinilladel Valle sites (Community of Madrid, Spain)". *Proceedings of the XVISP Congress, Lisbon 2006 British Archaeological Reports*.
- AZNAR AGUILERA, J.M., PÉREZ-GONZÁLEZ, A. & PORTERO GARCÍA, J.M., 1995. *Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Valdepeñas de la Sierra (485)*. IGME. Madrid.
- AZOR, A., CASQUET, C., MARTIN, L.M., NAVIDAD, M., DEL OLMO SANZ, A., PEINADO MORENO, M., PINEDA, A., VILLAR ALONSO, P. & VILLASECA, C. 1991. *Mapa Geológico de España a E.1:50.000, Prádena (458)*. IGME. Madrid.
- BELLIDO, F., ESCUDER, J., KLEIN, E. & DEL OLMO, A. 1991. *Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Buitrago de Lozoya (484)*. IGME. Madrid.
- BELLIDO, F., CASQUET, C., FÚSTER, J.M., MARTIN SERANO, A., DEL OLMO, A. & DE PABLO MACIÁ, J.G. 1991. *Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Cercedilla (508)*. IGME. Madrid.
- BELLIDO, F., CASQUET, C., FÚSTER, J.M., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARTIN PARLA, L.M., MARTÍNEZ-SALINOVA, J. & DEL OLMO, A. 2004. *Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Torrelaguna (509)*. IGME. Madrid.
- BENITO CALVO, A.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. & SANTONJA, M. 1998. Evolución geomorfológica de la región del

- Alto Henares en la Cordillera Ibérica Occidental. In: A. GÓMEZ ORTIZ, F. SALVADOR FRANCH Eds. Investigaciones recientes de la Geomorfología española. págs 347-356. Barcelona,
- BENITO CALVO, A., PÉREZ-GONZÁLEZ, A. & SANTONJA, M. 1998. Terrazas rocosas, aluviales y travertínicas del valle alto del río Henares (Guadalajara, España). *Geogaceta*, **24**: 55-58.
- BENITO, A., 2004. *Análisis geomorfológico y reconstrucción de los paleopaisajes neógenos y cuaternario en la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón*. Tesis Doctoral. 381 págs. Universidad Complutense, Madrid.
- BENITO, A. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A., 2002. Análisis geomorfológico de la Sierra de Atapuerca y del Valle del Río Arlanzón (Provincia de Burgos). In: A. PÉREZ-GONZÁLEZ, J. VEGAS, M. J. MACHADO Eds. Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio. págs 373-383. IGME, SEG. Madrid, Spain.
- BENITO, A., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., MAGRI, O. & MEZA, P. 2009. Assessing regional geodiversity: the Iberian Peninsula. *Earth Surface Processes and Landforms*, **34**: 1433-1445.
- BENITO, A. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A., 2007. Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain). *Geomorphology*, **88**: 226-241.
- BIROT, P. & SOLÉ SABARÍS, L. 1954. Investigaciones sobre morfología de la cordillera central Española. Págs 87. Instituto Juan Sebastián Elcano, C.S.I.C.
- CABRA, P., GOY, J.L., HOYOS, M.O. & ZAZO, C. 1983. Estudio geomorfológico del cuaternario y de las formaciones superficiales de sector meridional de la Sierra Cabrera. *Tecniterrae*, **51**: 32-42.
- CARRASCO, R. M. & PEDRAZA, J. 1995. Morfología glaciar de las cimas en la Sierra de Gredos: monteras de hielo. In: T. ALEIXANDRE & A. PÉREZ-GONZÁLEZ Eds. *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. Centro de Ciencias Medioambientales. Págs 227-238. (CSIC). Madrid.
- CARRASCO, R.M. 1999. *Geomorfología del Valle del Jerte. Las líneas maestras del paisaje*. 246 págs. Universidad de Extremadura (UEx). Cáceres.
- CAPOTE, R., GONZÁLEZ CASADO, J.M. & DE VICENTE, G. 1987. Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el Sector Central del Sistema Central Ibérico. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, **11**: 305-314.
- CAPOTE, R. & FERNÁNDEZ CASALS, M. J. 1975. Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero*, **86**: (6): 551-596.
- CENTENO, J. D.; PEDRAZA, J. & ORTEGA RUIZ, L. I. 1983. Estudio geomorfológico, clasificación del relieve de la sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, **81** (3-4): 153-171.
- DE BRUIJNE, C.H., 2001. *Denudation, intraplate tectonics and far fields effects in central Spain*. Tesis Doctoral. Free University. Amsterdam,
- DE VICENTE, G. 1988. *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central - Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Madrid.
- DE VICENTE, G., VEGAS, R., MUÑOZ-MARTÍN, A. SILVA, P.G., ANDRIENSSSEN, P., CLOETINGH, S., GONZÁLEZ-CASADO, J. M., VAN WEES, J. D., ALVÁREZ, J., CARBÓ, A. & OLAIZ, A. 2007. Cenozoic Thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central Symstem. *Global and Planetary Change*, **58**:335-381.
- FERNANDEZ GARCÍA, P. 1987. *Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Sta. María la Real de Nieva (Segovia)*. Tesis doctoral. 335 págs. Universidad de Complutense de Madrid. Madrid.
- GARZÓN HEYDT, M. G. 1980. *Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español)*. *Ensayo de una cartografía geomorfológica*. Tesis doctoral. 425 págs. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- LEOPOLD, L.B., LUNA B., WOLMAN, M.G., & MILLER, J.P., 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*, 522 págs. W.H. Freeman and Co. San Francisco.
- MORALES, J., ALCALÁ, L. & NIETO, M. 1993. Las faunas de vertebrados del Terciario. In: *Madrid antes del hombre*. Museo Nacional de Ciencias Naturales. págs.23-31. Comunidad de Madrid.
- MUELLER, J. 1968. An Introduction to the Hydraulic and Topographic Sinuosity Indexes 1. *Annals of the Association of American Geographers*, **58**: 371.
- ORDOÑEZ, S., GONZÁLEZ MARTÍN, J. A. & GARCÍA DEL CURA, M. A. 1990. Datación radiogenica (U-234/U-238 y Th-230/U-234) de sistemas travertínicos del Alto Tajo (Guadalajara). *Geogaceta*, **8**: 53-56.
- ORTIZ, J. E., TORRES, T., DELGADO, A., REYES & E., DÍAZ-BAUTISTA, A. 2009. A review of the Tagus river tufa deposits (central Spain): age and palaeoenvironmental record. *Quaternary Science Review*, **28**: 947-963.
- PEDRAZA GILSANZ, J. 1978. *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis doctoral, 540 págs. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- PEDRAZA GILSANZ, J. 1994. El sistema Central Español. In: M. GUTIÉRREZ ELORZA Coord.: *Geomorfología de España*. págs 63-100. Editorial Rueda. Madrid.
- PEDRAZA, J. & CARRASCO, R.M. 2005. El Glaciarismo Pleistoceno del Sistema Central. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **13**(3): 278-288.
- PENK, W. 1972. *Morphological analysis of Landforms a contribution to Physical geology*. 2ª edición, 430 págs. Hafner P.C.N. New York. 1953. [Primera edición en lengua Inglesa publicada por McMillan and Co. Londres. Trabajo original en alemán, publicado en 1924].
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. 1994. Depresión del Tajo. In: M. GUTIERREZ ELORZA Coord. *Geomorfología de España*. págs 389-410. Editorial Rueda, Madrid.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. 1980. Geología y estratigrafía de los yacimientos de Áridos en la llanura aluvial de Arganda (Madrid). In: M. SANTONJA Ed. *Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama*. págs 49-6. Diputación Provincial. Madrid.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. & GALLARDO, J., 1987. La Raña al sur de Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*, **2**: 29-32.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A., KARAMPAGLIDIS, T., ARSUAGA, J. L., BAQUEDANO, E., BÁREZ, S., GÓMEZ, J. J., PANERA, J., MÁRQUEZ, B., LAPLANA, C., MOSQUERA, M., HUGUET, R., SALA, P., ARRIAZA, M. C., BENITO, A., ARACIL & E., MALDONADO, E. 2010. Aproximación

- geomorfológica a los yacimientos del Pleistoceno Superior del Calvero de la Higuera en el Valle Alto del Lozoya (Sistema Central español, Madrid). In: E. BAQUEDANO, J. ROSSELL Eds. *Zona Arqueológica* **13**. Actas de la primera reunión de científicos sobre cubiles de hienas (y otros grandes carnívoros) en los yacimientos arqueológicos de la Península Ibérica. Museo Arqueológico Regional. Alcalá de Henares, Madrid.
- PINILLA, L.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; SOPEÑA, A. & PARES, J. M. 1995. Fenómenos de hundimientos sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueña de Tajo). In: T. ALEIXANDRE, A. PÉREZ-GONZÁLEZ, Eds. *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. págs 125-139. Centro de Ciencias Medioambientales. CSIC. Madrid.
- RUIZ ZAPATA, M.B., GÓMEZ GONZÁLEZ, C., GIL GARCÍA, M.J., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., LÓPEZ SAEZ, J.A., ARSUAGA, J.L. & BAQUEDANO, E. 2008. Evolución de la vegetación durante el Pleistoceno superior y el Holoceno en el valle alto del río Lozoya. Yacimiento arqueopaleontológico de la cueva de la Buena Pinta (Pinilla del Valle. Sistema Central Español). *Geogaceta*, **44**: 83-86.
- SANTISTEBAN, J. I. & SCHULTE, L. 2006. Fluvial networks of the Iberian Peninsula: a chronological framework. *Quaternary Science Reviews*, **26**: 2738-2757
- SANTONJA, M. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A. 1997. Los yacimientos achelenses en terrazas fluviales de la Meseta Central española. In: J. RODRÍGUEZ VIDAL Ed. *Cuaternario Ibérico*. págs 224-234. .
- SANTONJA, M. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A. 2001. El Paleolítico inferior en el interior de la Península Ibérica. Un punto de vista desde la Geoarqueología. *Zephyrus*, **53-54**: (2000-2001): 27-77.
- SCHWENZNER, J. E. 1937. Zur Morphologie das zentrals Spanischen Hochlandes. *Geogr. Abhandl.*, 3.<sup>a</sup> ser **10**: 1-128. Stuttgart. [Traducido y resumido C. Vidal Box. 1943. La morfología de la región montañosa central de la meseta española. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geología*, **41**: 121-128].
- SESÉ, C. & RUIZ BUSTOS, A. 1992. Nuevas faunas de micromamíferos del Pleistoceno del Norte de la Provincia de Madrid (España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, **87** (1 -4): 115- 139.
- SESÉ, C., SOTO, E. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A. 2000. Mamíferos de las terrazas del valle del Tajo: primeras notas de micromamíferos del Pleistoceno en Toledo (España central), *Geogaceta*, **28**: 137-140.
- SILVA, P.G., PALOMARES, M., RUBIO, F., GOY, J.L., HOYOS, M., MARTÍN SERRANO, A., ZAZO, C., & ALBERDI, M.T. 1999. Geocronología, estratigrafía, paleontología y procedencia de los depósitos arcósicos cuaternarios de la depresión Prados-Guatén (SW Madrid). *Cuaternario y geomorfología*, **13**: 79-74.
- TORRES, T., ORTIZ, J.E., COBO, R., PUCH, C., JULIA, R., GRÜN, R., & SOLER, V., 2005. Génesis y edad del karst del Cerro de la Oliva y la Cueva del Reguerillo (Torrelaguna, Madrid). In: *Libro homenaje al Profesor D. Rafael Fernández Rubio*. págs. 225-242. Madrid.
- TORRES, T. 1974. *Estudio de la Cueva del Reguerillo*. 352 págs. Proyecto Fin de Carrera ETSIM, Madrid.
- TORRES, T., COBO, R., GARCÍA-ALONSO, P., GRÜN, R., HOYOS, M., JULIÁ, R., LLAMAS, J. & SOLER, V. 1995. Evolución del sistema fluvial Jarama-Lozoya-Guadalix durante el Plioceno terminal y Cuaternario. *Geogaceta*, **17**: 46-48.
- TORRES, T., COBO, R., GARCÍA-CORTÉS, A., HOYOS, M. & GARCÍA-ALONSO, P. 1994. Cronoestratigrafía de los depósitos fluviokársticos del Cerro de la Oliva (Patones, Madrid). *Geogaceta*, **15**: 90-93.
- VERA, J. A. 2004. *Geología de España*. SGE-IGME. Madrid.
- WARBURTON, J. & ÁLVAREZ, C. 1989. A Thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System In: *Libro Homenaje a R. Soler*. págs 147-155. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (AGGEP), Madrid.