

La inversión Matuyama-Brunhes en la secuencia de terrazas del río Jarama entre Velilla de San Antonio y Altos de la Mejorada, al SE de Madrid (España)

The Matuyama-Brunhes reversal at the river Jarama sequence of terraces between Velilla de San Antonio and Altos de la Mejorada, SE of Madrid (Spain)

A. Pérez-González¹, J.L. Gallardo-Millán², D. Uribelarrea del Val³, J. Panera⁴, S. Rubio-Jara⁴

RESUMEN

Al Este de la ciudad de Madrid, en el valle del río Jarama y entre Mejorada del Campo y Velilla de San Antonio se han estudiado las propiedades paleomagnéticas de una secuencia de terrazas comprendidas entre El Rasillo y Altos de la Mejorada, a lo largo de la autopista M-203 de reciente construcción. La cartografía geomorfológica realizada permitió separar además de la llanura aluvial a +4-5 m, terrazas a +20 m, +30-35 m, +60-65 m, +85-90 m, +105-110 m y +125-130 m. De ellas se muestrearon 5 niveles, a excepción de la de +20 m, en taludes frescos de la autovía que permiten situar a las terrazas con altitudes relativas igual o mayores a +60-65 m en el Chron Matuyama, mientras que las terrazas a +20 m y +30-35 m pertenecerían al Chron Brunhes (< 0.780 Ma). Dataciones por ESR en terrazas del valle del río Arlanzón en Burgos (Moreno *et al.*, 2012), sugieren que en el valle del Jarama la inversión Matuyama-Brunhes podría establecerse entre el final de la sedimentación de la terraza a +60-65 m y el encajamiento de la terraza a +50-55 m subsiguiente, representada aguas arriba de Mejorada del Campo, en Marchamalo (Pérez-González, 1994).

Palabras clave: Cuenca de Madrid, río Jarama, terrazas, paleomagnetismo.

ABSTRACT

To the east of Madrid city in the Jarama river valley and between Mejorada del Campo and Velilla de San Antonio, we have studied the paleomagnetic properties of the river terrace sequence in the M-203 highway, located between El Rasillo and Altos de La Mejorada. Over a new geomorphological mapping the alluvial plain at +4-5 m and terraces at +20 m, +30-35 m, +60-65 m, +85-90 m, +105-110 m and +125-130 m have been defined. Five terraces have been sampled with the exception of the terrace at +20 m, allowing to place those terraces at altitudes greater or equal to +60-65 m in the Matuyama Chron, while terraces at +20 m and +35 m belong to Brunhes Chron. ESR datings on terraces in the Arlanzón river valley in Burgos (Moreno *et al.*, 2012), suggest that Matuyama-Brunhes inversion in the Jarama valley could be established between the end of the sedimentation of the +60-65 m terrace and the engagement of subsequent +50-55 m terrace, located upstream from Mejorada del Campo, in Marchamalo (Pérez-González, 1994).

Keywords: Madrid basin, Jarama river, terraces, paleomagnetism.

¹ Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH). Paseo de la Sierra de Atapuerca, s/n. 09002 Burgos. Email: alfredo.perez@cenieh.es

² Dpto. Ingeniería Geológica y Minera. Universidad de Castilla-La Mancha. Plaza Manuel Meca, 1. 13400 Almadén (Ciudad Real). E-mail: JoseLuis.GMillan@uclm.es

³ Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Email: daviduribelarrea@gmail.com.

⁴ IDEA (Instituto de Evolución en África). Museo de los Orígenes. Plaza de San Andrés 2, 28005 Madrid, España. Email: joaquin.panera@gmail.com, srubiojara@hotmail.com

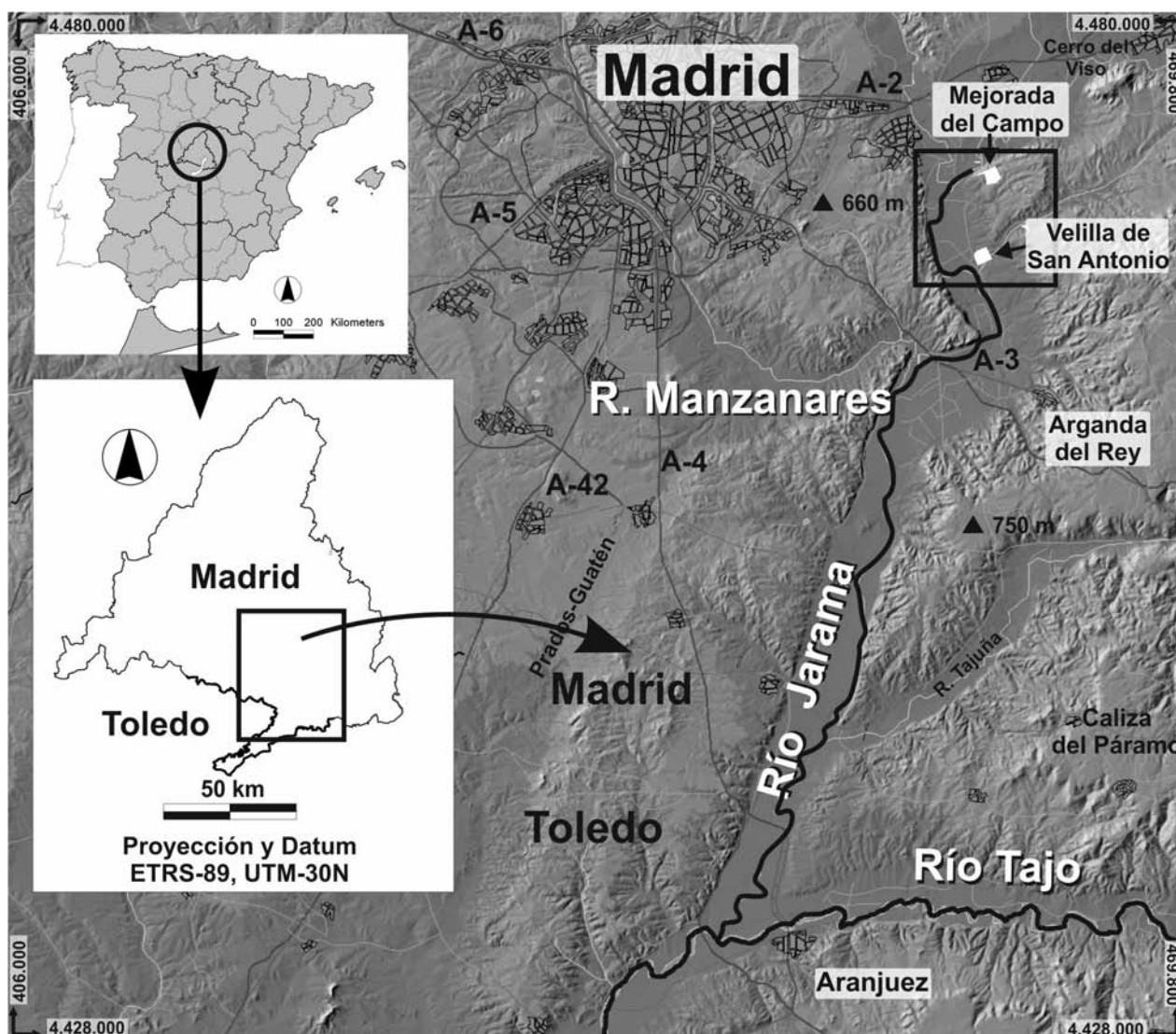


Fig. 1.— Localización geográfica de la secuencia paleomagnética de las terrazas estudiadas en el río Jarama entre Mejorada del Campo y Velilla de San Antonio (al SE de Madrid).

Introducción

En la región central de la Península Ibérica los estudios acerca de registros del campo magnético de las secuencias aluviales de los ríos que la drenan son muy escasos. En la cuenca del río Tajo están los trabajos de Silva *et al.* (2011) y Tapias *et al.* (2011), en la Depresión de Prados-Guatén al Sur de Madrid en terrazas arenosas de cota relativa a +13-16 m y +8m con dirección de polaridad normal (Brunhes, < 0.780 Ma, 1n). Al Norte de Madrid Torres *et al.* (2005), en la cueva del Reguerillo, encuentran depósitos fluviales a +140 m sobre el río Lozoya que tentativa-

mente adscriben al Subchron Olduvai (1.770-1.950 Ma, 2n), ya que los análisis paleomagnéticos realizados tienen polaridades normales y la posición geomorfológica relativa de los depósitos fluviales pueden justificar esa cronología. En el valle del Tajo, aguas abajo de Toledo, Pinilla *et al.* (1995), sitúan la inversión Matuyama/Brunhes en la terraza de +60 m. Con respecto a la submeseta Norte, en la cuenca fluvial del río Duero, en las terrazas del río Arlanzón en Burgos (Benito-Calvo *et al.*, Fig. 2, 2008), se aportan polaridades magnéticas de una secuencia correlativa de terrazas, donde la inversión Matuyama/Brunhes se sitúa en la terraza de +60-67 m.

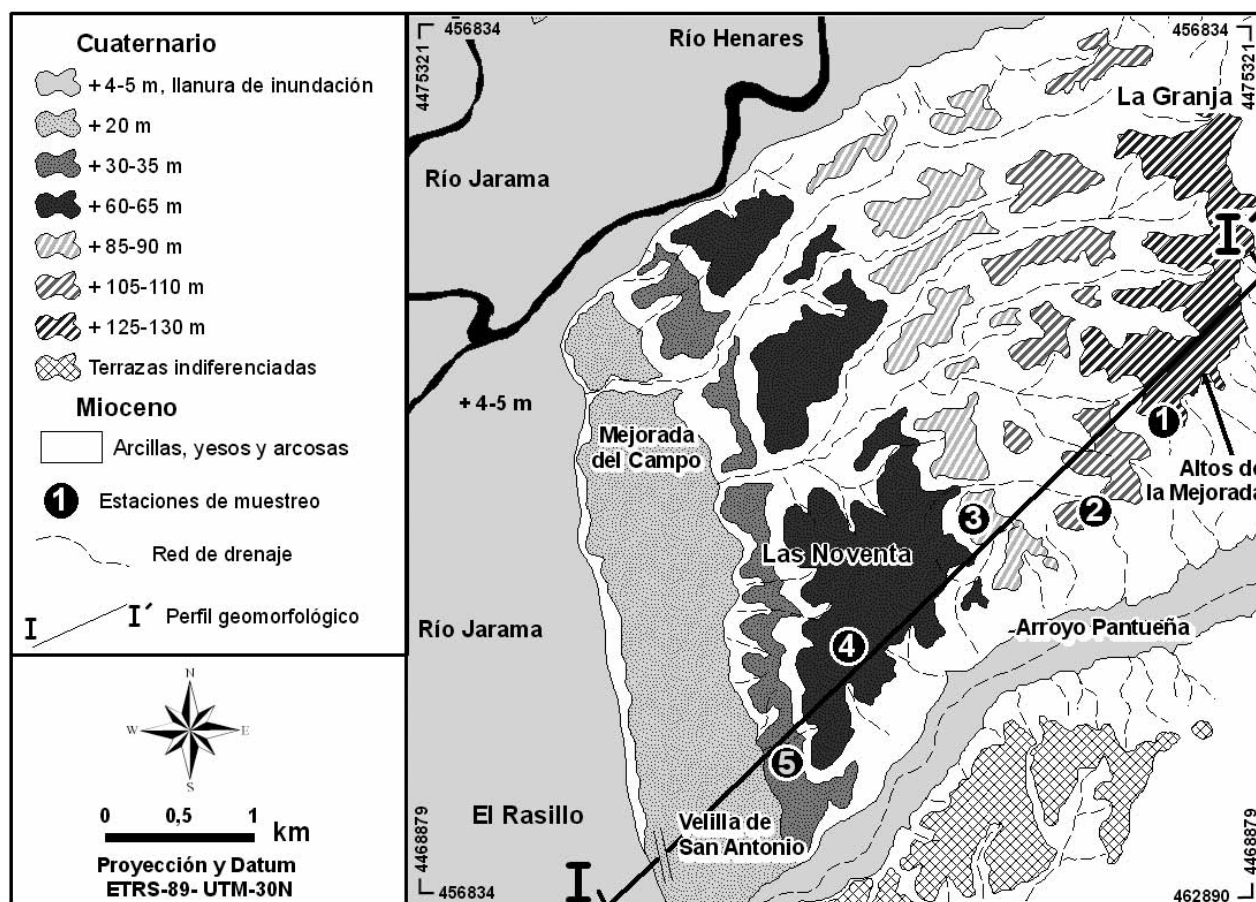


Fig. 2.—Cartografía geomorfológica del sistema de terrazas del río Jarama entre Mejorada del Campo y Velilla de San Antonio, y situación geográfica de los muestreos realizados.

En otros valles fluviales, como el Ebro y tributarios y el Guadalquivir, Santisteban & Schulte (2007, ver bibliografía muy completa referida en el artículo), sintetizan aparte de otros datos, cronologías paleomagnéticas de las terrazas que no son muy coincidentes entre las cuencas fluviales analizadas, y quizás las diferencias puedan explicarse por causas geodinámicas y climáticas de evolución de los distintos valles como señalan los autores arriba citados. Igualmente se puede señalar aunque alejados de los objetivos de este artículo, los estudios de magnetoestratigrafía de los rellenos miocenos de la cuenca de Madrid, realizados por Beamud *et al.* (2006) y Montes *et al.* (2006).

En el presente trabajo y debido a las excavaciones recientes para la construcción de la autopista M-203, situada entre Mejorada del Campo-Velilla de San Antonio y la autovía de Aragón (A-2), se han podido realizar muestreos para determinaciones

de direcciones paleomagnéticas en cortes frescos, no afectados por procesos edáficos de iluviación de arcillas, de terrazas fluviales del río Jarama, entre Velilla de San Antonio (563 m.s.n.m.) y Altos de Mejorada (685 m.s.n.m.) (Figs. 1 y 2). En cada una de las terrazas (Fig. 3) se extrajeron de 2 a 4 bloques de mano, hasta un total de 13 en 5 estaciones de muestreo, que posteriormente se submuestrearon en el laboratorio, con el objeto de determinar en función de las polaridades magnéticas encontradas la cronología de los depósitos fluviales en la Escala Temporal de Polaridades Geomagnéticas (GPTS) de Gee & Kent (2007).

Geomorfología de las terrazas fluviales

El sector comprendido entre la desembocadura de los ríos Henares y Jarama en Mejorada del Campo y

la llanura aluvial de Arganda, a más de 10 km aguas abajo, es uno de los más interesantes del valle del Jarama tanto por el número de terrazas conservadas como por el inicio de los procesos de subsidencia sinsedimentaria de karst subyacente que afectan a las terrazas de cronología más reciente de edad Pleistoceno medio (Pérez-González, 1971 y 1994; Panera *et al.*, 2011), una vez que el río Jarama incide su cauce en el sustrato rocoso evaporítico mioceno.

A la altura de Mejorada del Campo (Fig. 2) ya fueron citadas las terrazas del perfil geomorfológico de La Granja por Royo Gómez & Menéndez Puget (1929) y por Riba (1957), aunque para una mejor caracterización de la secuencia de terrazas, y de su composición litológica hay que esperar a los trabajos de Asensio Amor & Vaudour (1967), Vaudour (1969 y 1979), Pérez-González (1971), y Portero & Pérez-González (1990). Estos últimos autores concluyen que se pueden diferenciar en el perfil geomorfológico de La Granja hasta 6 terrazas fluviales, además de la llanura aluvial del río Jarama a +3-5 m, situándose la más alta en La Granja a +128 m.

Inmediatamente al Norte de Velilla de San Antonio, se ha documentado (Pérez-González, 1980; Portero & Pérez-González, 1990) el inicio del proceso sinsedimentario de hundimiento de las terrazas a +20 m y +30-35 m (Figs. 2 y 3); la expresión geomorfológica superficial de esta terraza compleja del Pleistoceno medio es un plano aluvial a “+15-20 m”, sobre el río Jarama, ya que en la llanura aluvial de Arganda (Fig. 1), esta terraza compleja tiene una cota relativa de +15 m (Pérez-González, 1971).

Por otra parte, la expresión geomorfológica general de las terrazas fluviales cartografiadas (Fig. 3), es la de un dispositivo en escalera en un valle disimétrico que en perfil geomorfológico transversal se presentan como relieves aluviales invertidos, que como señala Vaudour (1979), es una topografía frecuente en los valles de los ríos Jarama y Henares. En este caso la inversión del relieve se origina por el desmantelamiento total de las terrazas del río Jarama en posiciones altimétricas más elevadas al Este de La Granja-Altos de la Mejorada (Fig. 2), y al consiguiente vaciado por erosión que dio lugar a la depresión existente en la actualidad, hasta el cerro de El Viso (Fig. 1).

En el presente estudio se ha realizado una cartografía geomorfológica de los diferentes niveles fluviales de terrazas entre Mejorada del Campo y Velilla de San Antonio (Fig. 2), utilizando fotografía aérea pancromática de 1956 y a una escala aproximada de 1:30.000. La base topográfica empleada está a escala

1:5.000 con equidistancia de 5 m entre curvas de nivel, publicada por el Servicio Cartográfico Regional de la Comunidad de Madrid en 1992. Se han diferenciado junto con la llanura aluvial actual, las terrazas a +20 m, +30-35 m, +60-65 m, +85-90 m, +105-110 m, y +125-130 m (Figs. 2 y 3).

Magneto-estratigrafía de los depósitos de las terrazas

Las secuencias sedimentarias vistas a muro de las terrazas fluviales del perfil de Velilla de San Antonio-Altos de la Mejorada, comienzan con 1 a 2 m de conglomerados fluviales constituidos por gravas clasto-soportadas, no muy bien estratificadas y en ocasiones con cantos imbricados que corresponderían a facies de tipo Gh (Miall, 1996). Estos depósitos de gravas en posición geomorfológica equivalente pero a 3,5 km al Norte del perfil de Velilla de San Antonio-Altos de la Mejorada, fueron estudiados por Asensio Amor & Vaudour (1967), entre Mejorada de Campo y La Granja (Fig. 2). Su composición granulométrica y litológica por conteo manual, dieron como resultado que los tamaños (dimensiones medidas en el eje mayor), se acumulan en la fracción de 40-60 mm, siendo las cuarcitas dominantes sobre los cuarzos; otras litologías como las calizas miocenas y el sílex, muy escasos, son transportados por el río Henares (Pérez-González & Asensio Amor, 1973), a las cargas del río Jarama a partir de su confluencia en Mejorada del Campo.

La sedimentación continúa con términos de *overbank*, con espesores de 0,70 a 1,5 m, compuestos por tres facies principales, una arenosa, con estratificación cruzada planar (facies Sv y Sp), otra limo-arcillosa masiva (facies Fsm), de ambiente lacustre y la tercera de limo-arcilla y arenas de baja energía (facies Fl). En estas dos últimas facies se han recogido todas las muestras de mano para los análisis paleomagnéticos. Aunque los datos sedimentarios disponibles son insuficientes para caracterizar la geometría de los medios fluviales de las distintas terrazas, se señala que para Carrillo & Arche (1984) y Arche (1983), la arquitectura de los depósitos del cauce actual así como los de la terraza a +20 m en Velilla de San Antonio, se ajustan mejor a un río de media sinuosidad de transporte por carga de fondo que a ríos de cauces entrelazados (*braided*) o meandriformes.

Sobre estos materiales fluviales, se disponen erosivamente depósitos de aporte lateral, coluviones y

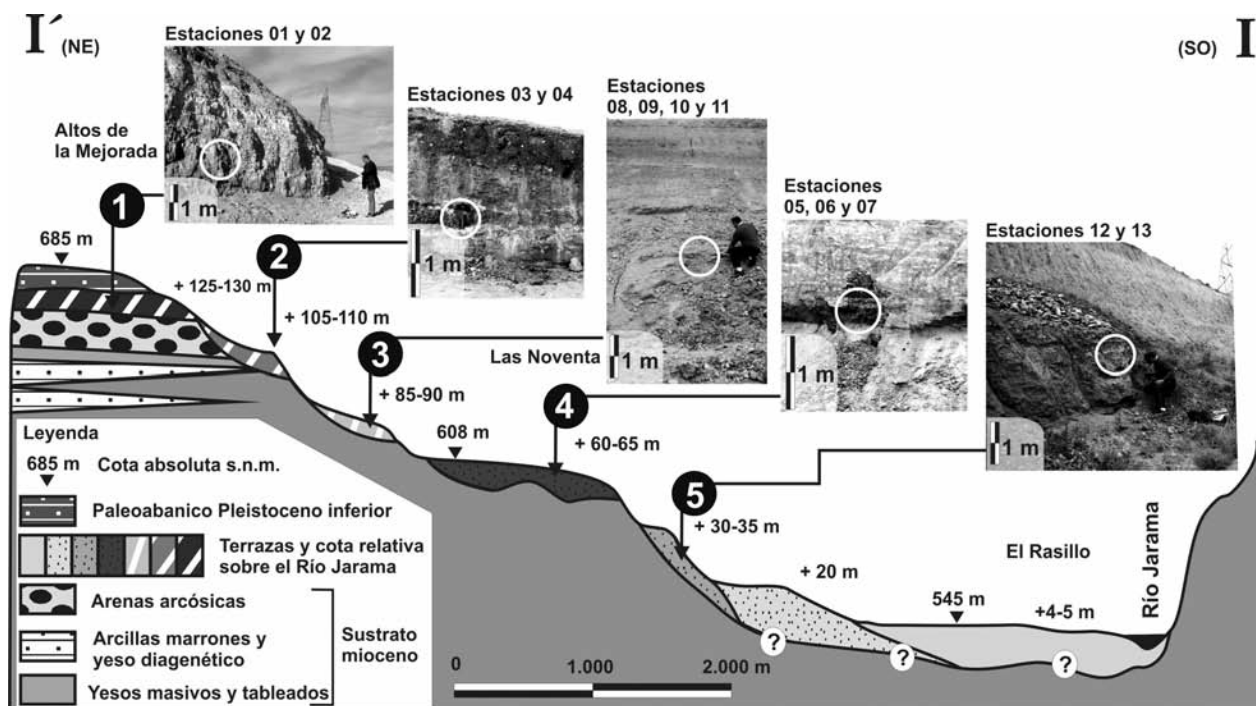


Fig. 3.—Perfil geomorfológico de las terrazas fluviales del río Jarama desde El Rasillo (SW de Velilla de San Antonio) a Altos de la Mejorada. En cada imagen se sitúan las estaciones de muestreo en el contexto estratigráfico de cada terraza.

abanicos aluviales, que provienen por erosión de las terrazas más antiguas en posición topográficamente dominantes. Son facies por lo general mal organizadas, de arenas y gravas heterométricas, e inclusive se pueden observar suelos pardos o pardo-rojizos resedimentados en las secuencias. Los espesores no suelen sobrepasar los 2 m, a excepción de la terraza a +125-130 m que puede alcanzar los 10-12 m, en La Granja, al Norte de los Altos de la Mejorada (Fig. 2). Son sedimentos organizados tabularmente de margas grises de origen palustre o lacustre muy somero, en los que se pueden intercalar facies canalizadas de gravas que, hacia techo, aumentan su presencia denotando una mayor actividad erosiva en el pasado en los relieves circundantes dominantes, formados por terrazas del río Jarama y facies arcósicas miocenas.

A techo y en posiciones topográficas de difícil acceso por la altura de los taludes, entre 2,5 y 4,5 m, se localizan suelos no bien conservados por procesos erosivos que han afectado a la superficie de las terrazas. Se reconocen, sin embargo, horizontes superficiales (Ap) y horizontes de alteración (Bw) y Bt de iluviación de arcilla. Estos últimos horizontes no son muy espesos y no se observan iluviaciones a

profundidades mayores de 1 m. La presencia de concreciones o nódulos calizos es constante en todas las terrazas muestreadas. Estas acumulaciones pueden dar lugar a morfologías de costras calizas a veces bien desarrolladas como en la parte superior de la terraza a +125-130 m, que en el perfil de La Granja, alcanza los 2 m de potencia Vaudour (1979) y Asensio & Vaudour (1967).

Metodología en la preparación y análisis de muestras para paleomagnetismo

Se extrajeron 13 bloques de mano (Fig. 3) de las 5 terrazas estudiadas y de ellos se prepararon 26 muestras orientadas. Estas muestras se cementaron con una solución de silicato sódico al 50% y posteriormente se cortaron especímenes cúbicos de unos 22 mm de lado.

El trabajo de laboratorio se ha llevado a cabo en las instalaciones del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera” (CSIC) en Barcelona. Se ha medido la magnetización remanente natural (NRM), y a partir de una secuencia de desmagnetización térmica se

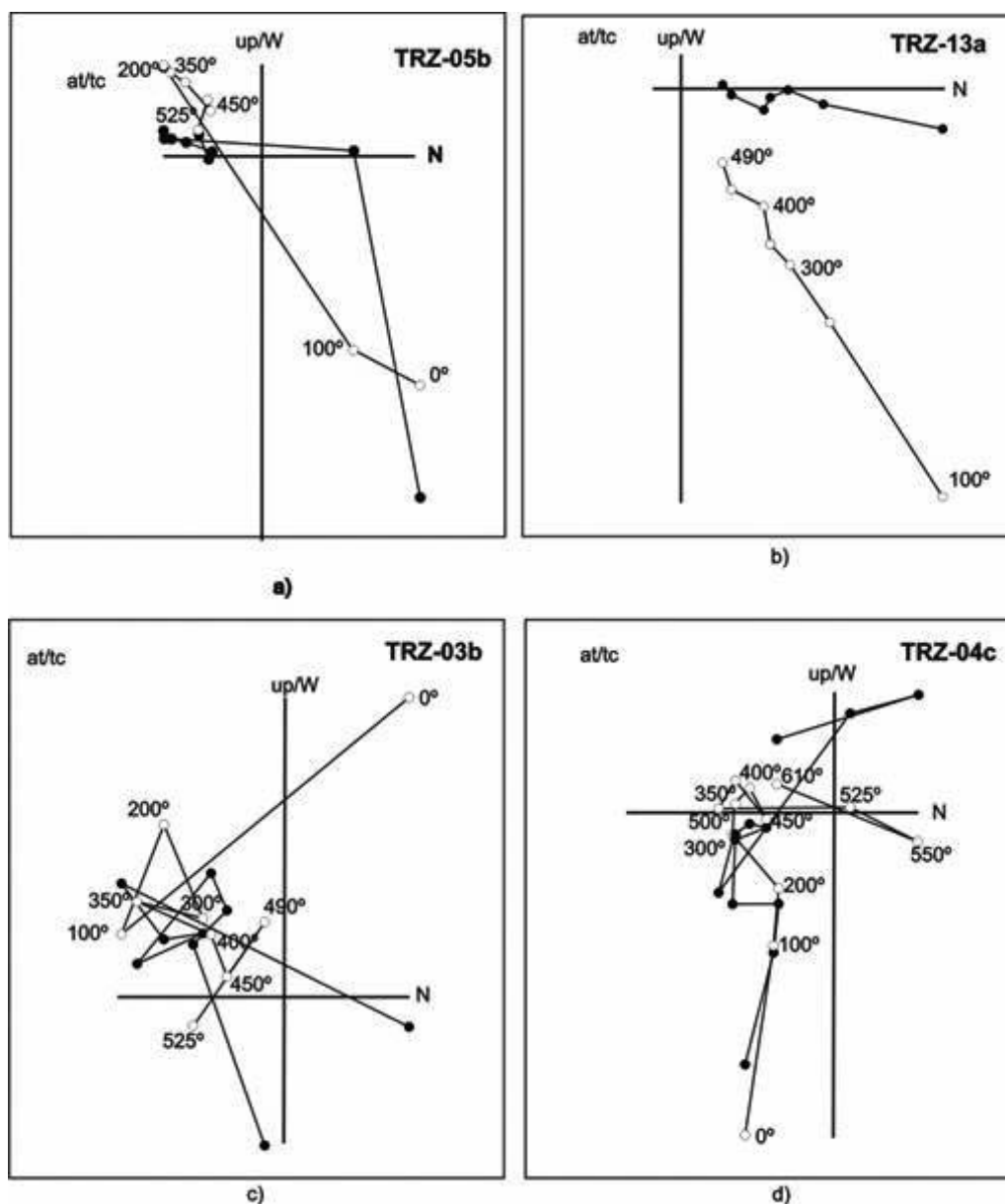


Fig. 4.—Diagramas de desmagnetización (Zijderveld, 1967) de cuatro de las muestras. En la fig. 4a, la muestra TRZ-05b presenta dos componentes que coexisten, una de baja componente que es eliminada a los 200°C, y que se puede considerar como remagnetización, y otra de alta que es la que puede considerarse como la magnetización remanente característica (ChRM). En la fig. 4b la muestra TRZ-13a solo muestra una componente de magnetización que en este caso da una ChRM normal. En las figs. 4c y 4d las dos muestras TRZ-3b y TRZ-04c recogidas en la terraza 2 (+105-110m), los diagramas muestran una menor linealidad lo que ha producido una mayor dispersión estadística de los resultados.

ha determinado la magnetización remanente característica (ChRM). La magnetización en cada paso se midió en un magnetómetro superconductor 2G SRM755R (2G Enterprises). La desmagnetización térmica se realizó empleando un horno térmico TSD1 (Schönstedt) aislado de los campos magnéticos. La colección de muestras se ha desmagnetiza-

do siguiendo una pauta de pasos de 100° C en los primeros tres pasos, para dar un intervalo de 50° C en los tres siguientes y con intervalos de 30° C en los últimos pasos de desmagnetización hasta completar, dependiendo de cada muestra, un máximo de 12 pasos hasta alcanzar en algún caso los 610°C.

Tabla 1.—Resultados paleomagnéticos obtenidos de las muestras extraídas de cinco niveles de terrazas del río Jarama (+125-130m, +105-110m, +85-90m, +60-65m, +30-35m). Datos de declinaciones (DEC) e inclinaciones (INC) paleomagnéticas de las muestras. Valores estadísticos (Fisher, 1953) de los cinco niveles de terrazas en: Declinación (Dg), Inclinación (Ig), factor de concentración (K) y semiángulo del cono de dispersión (α_{95}). Paleolatitud según la posición del Polo Geomagnético Virtual (VGP).

Terraza	Especimen	LAT	LONG	DEC	INC	Fisher mean					VGP
						N	Dg	Ig	K	α_{95}	
+ 30-35 m	TRZ-12 A	40,38	-3,48	358,9	58,6	4	0,9	59,3	358,4	4,9	89,3
	TRZ-12 B			353,4	63,6						
	TRZ-13 A			7,5	58,4						
	TRZ-13 B			2,5	56,3						
+ 60-65 m	TRZ-05 A	40,38	-3,47	209,9	-36,0	6	196,4	-30,8	32,4	11,9	-62,3
	TRZ-05 B			191,1	-42,0						
	TRZ-06 A			193,1	-28,4						
	TRZ-06 B			202,2	-45,2						
	TRZ-07 A			194,1	-17,5						
	TRZ-07 B			190,5	-14,4						
+ 85-90 m	TRZ-08 A	40,39	-3,46	217,8	-41,0	8	215,7	-24,8	8,8	19,8	-48,7
	TRZ-08 B			189,8	-15,8						
	TRZ-09 A			158,6	-39,1						
	TRZ-09 B			208,5	-19,2						
	TRZ-10 A			250,2	-12,5						
	TRZ-10 B			220,7	-18,7						
	TRZ-11 A			239,0	-22,9						
	TRZ-11 B			225,6	-12,2						
+ 105-110 m	TRZ-03 B	40,39	-3,45	194,1	-17,5	3	157,3	-37,5	2,2	119	-62,6
	TRZ-03 C			190,5	-14,4						
	TRZ-04 C			157,4	-3,4						
	TRZ-04 D			197,3	39,4						
+ 125-130 m	TRZ-01 A	40,4	-3,44	198,0	-45,7	4	176,8	-47,4	35,7	20,9	-77,8
	TRZ-01 B			173,0	-49,3						
	TRZ-02 A			141,4	-49,4						
	TRZ-02 C			160,8	-46,8						

Resultados

Los valores de la intensidad de NRM medidos indican que estos materiales muestran una intensidad de magnetización que va desde los 7000 mA/m hasta menos de 100 mA/m.

Las muestras tienen un comportamiento que, por lo general, es bastante estable y presentan unos diagramas de desmagnetización (Zijderveld, 1967) bastante lineales (Fig. 4b), presentando en otros

casos un diagrama más variable, posiblemente debido al estado de alteración de los minerales (Fig. 4c y d). Por lo común, las muestras presentan dos componentes (Fig. 4 a), una de baja estabilidad de las componentes que tiene una orientación con el campo actual y que puede ser debida a remagnetización, pero que queda eliminada a partir de los 200°-300° C; la componente que consideramos la magnetización remanente característica ChRM es la que permanece hasta los 590° C y a la que se

considera la magnetización primaria para la que se ha calculado su orientación mediante la técnica de regresión lineal (Kirschvink, 1980).

Según la temperatura a la que quedan desmagnetizadas las muestras se puede indicar también que el mineral responsable de la magnetización de estas muestras es eminentemente la magnetita, cuando queda desbloqueada la magnetización a partir de 590°C.

Los resultados de los veintiséis especímenes (muestras) que se han analizado se han agrupado por bloques de mano, a razón de dos muestras por cada una, y los bloques de mano se han agrupado por terrazas. Con los resultados de las direcciones paleomagnéticas de la componente característica de todas las muestras se han tratado estadísticamente para obtener la dirección media (Dg e Ig) de la componente de magnetización característica para cada terraza, así como los parámetros estadísticos K (factor de concentración) y α_{95} (semiángulo del cono de dispersión), empleando para ello el tratamiento propuesto por Fisher (1953).

Se entiende por distribución Fisher $P_{dA}(\alpha)$, la probabilidad de encontrar un valor, por unidad de área angular dA , en una dirección α . El área angular dA , se representa en proyección estereográfica respecto al total del área de la esfera. Las direcciones se distribuyen según la probabilidad de la función densidad y para ello se emplean los parámetros estadísticos (K y α_{95}). Las direcciones se distribuyen simétricamente alrededor del valor medio. Así, $K = 0$, en una distribución de direcciones uniformemente repartidas en toda la esfera y tiende a infinito cuando las direcciones se concentran en un punto. El ángulo α_{95} corresponde al porcentaje medio en una dirección (equivalente a los límites de confianza de una distribución gaussiana), se puede calcular por la distribución Fisher, siendo el ángulo que contiene el 95% de las direcciones (Butler, 1998).

Los resultados obtenidos con estos valores de declinaciones e inclinaciones se han relacionado con la posición geográfica del lugar donde se han tomado las muestras para finalmente obtener la paleolatitud del Polo Geomagnético Virtual (VGP) (Tabla 1). Hay que tener en cuenta que, para disponer de una posición bien definida para el VGP, los parámetros estadísticos han de tener como mínimo valores de $K > 30$ y un $\alpha_{95} < 15^\circ$ (Butler, 1998 y Van der Voo, 1993).

Los resultados paleomagnéticos obtenidos de las muestras recogidas en las distintas terrazas del río Jarama, en el perfil geomorfológico de Velilla de San

Antonio al Alto de la Mejorada (Figs. 2 y 3), indican que todas las muestras de las terrazas 1 (+125-130 m), 3 (+85-90 m) y 4 (+60-65 m) presentan una polaridad inversa. Con los datos paleomagnéticos de la terraza 2 (+105-110 m) no se puede justificar una polaridad inversa ya que la dispersión de datos (K y α_{95}) de las distintas muestras no ofrece la suficiente fiabilidad, a pesar de que como se puede ver en la Fig. 4c y 4d, ambas muestras tienen una clara tendencia a polaridades inversas. En cambio en las muestras TRZ-12 y TRZ-13, que se cogieron en la terraza 5 a +30-35 m, tienen una clara polaridad normal.

Discusión y conclusiones

A tenor de las polaridades obtenidas (Tabla 1), comparando estas con la GPTS de Gee & Kent (2007) (Fig. 5), y considerando también las asociaciones faunísticas conocidas, principalmente en el Tajo (Toledo), y Jarama (entre Velilla de San Antonio y San Martín de la Vega) y las cronologías numéricas publicadas recientemente en depósitos fluviales del Jarama y en secuencias de terrazas del río Arlanzón, aguas arriba de la ciudad de Burgos, se podría establecer que las edades de las terrazas del perfil geomorfológico de Velilla de San Antonio a Altos de la Mejorada (Fig. 2), podrían estar comprendidas entre el Subchron 2r (> 1.950 Ma) y edades menores de los 0.780 Ma (comienzo del Chron 1n), para las que tienen cotas relativas más bajas de +60-65 m (Figs. 3 y 5).

Las terrazas de +30-35 m y de +20 m, aguas abajo de Velilla de San Antonio se engrosan y superponen por fenómenos de subsidencia sinsedimentaria de karst subyacente, constituyendo dos secuencias fluviales apiladas denominadas de muro a techo, Arganda I y Arganda II (Pérez-González, 1971, 1980 y 1994). A éstas se sobreponen otras dos, Arganda III y Arganda IV. Arganda III es una nueva terraza fluvial, encajada unos 5 m en Arganda II, reconocida en el perfil de Valdocarros situado a 4 km aguas abajo de Velilla de San Antonio, mientras que Arganda IV está constituida por facies de abanicos aluviales que tienen su origen en los relieves miocenos y cuaternarios más antiguos que enmarcan el valle del Jarama en su margen izquierda (Panera *et al.*, 2011, Fig. 2.4).

En la secuencia sedimentaria de Valdocarros se han encontrado yacimientos de micromamíferos en el tercio superior de la unidad de Arganda II que para Sesé *et al.* (2011), la asociación de los mismos y

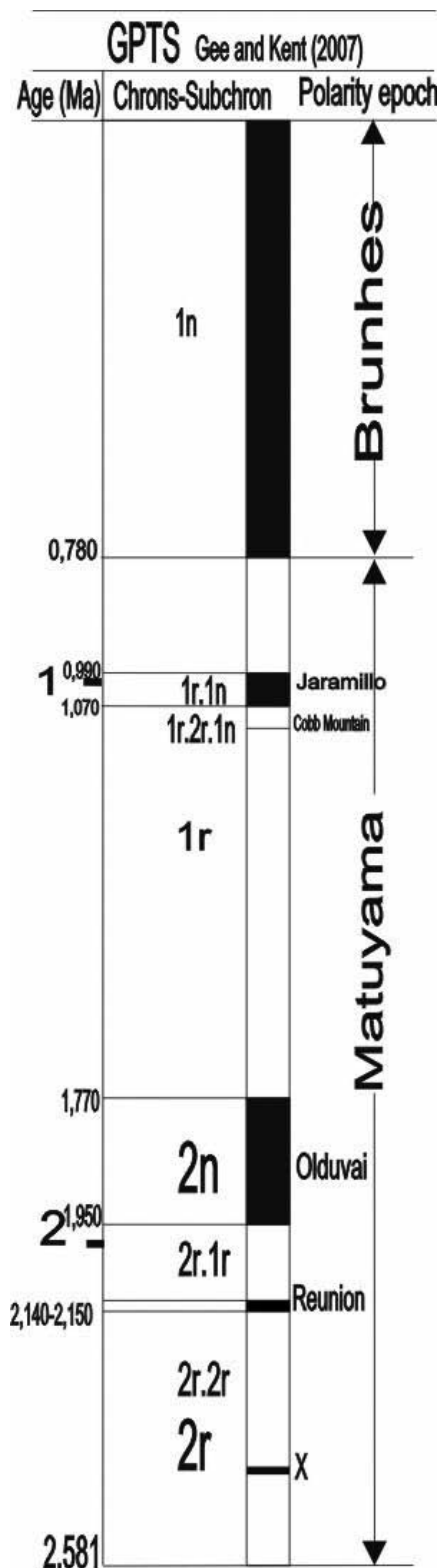


Fig. 5.—Escala de Tiempo de Polaridades Geomagnéticas, GPTS (según Gee & Kent, 2007), utilizada como referencia en este trabajo.

sobre todo por el estadio evolutivo de *Microtus brecciensis* los sitúa en el Pleistoceno medio avanzado pero no final. Los yacimientos de Áridos 1 y Áridos 2 (unidad de Arganda I), que se localizan en la Llanura aluvial de Arganda, al Sur de Valdocarros (Fig. 1), presentan una rica asociación faunística con *Palaeoxodon antiquus* e industria achelense asociada. Su edad Pleistoceno medio-medio o pleno (Santonja *et al.*, 1980).

Las edades numéricas obtenidas por distintos métodos confirman que Arganda I y II, tienen una edad por racemización de aminoácidos de 350 ka (media de dos análisis) y de 260 ka (también media de dos análisis), respectivamente. De Arganda III no hay datos y de Arganda IV (dataciones por OSL y TL) las cronologías disponibles varían desde los 112 ka a 74 ka para su tercio basal, aunque en la cantera de H.A.T., al sur de Arganda, una muestra a su techo ha arrojado una edad de 8 ka, lo que demuestra que en algunas posiciones geográficas en el valle del Jarama de Arganda IV, la sedimentación aluvial pudo continuar hasta el Holoceno (Panera *et al.*, 2011), aunque es muy probable que en H.A.T. existan hiatos de valor temporal de cierta entidad no precisados hasta el momento.

En la secuencia general de terrazas de los valles del Jarama y Henares (Pérez-González, 1994), en cota inferior relativa a la terraza de +60-65 m, se han señalado terrazas a +40-45 m y +50-55 m; igualmente en el Tajo, aguas abajo de Toledo, las terrazas de Salchicha inferior y Buenavista inferior-Observatorio (ambas a +40-45 m), citadas por primera vez por Alférez (1977 y 1999), con fauna de macromamíferos en las dos últimas, compuestas por *Mammuthus trogontheri*, *Hippopotamus major*, *Megaceros savini* y *Equus caballus* var. Más recientemente en Salchicha inferior y Buenavista inferior Sesé *et al.* (2000) y Sesé *et al.* (2004) describen una asociación de micromamíferos compuesta por *Allocricetus bursae*, *Microtus brecciensis*, *Eliomys quercinus* y *Apodemus sp.*, típica de Pleistoceno medio, al igual que la fauna de grandes mamíferos publicada por Alférez (*oo. cc.*) años antes. En la cuenca de Madrid las terrazas fluviales a +50-55 m no han liberado hasta ahora ningún resto paleontológico por lo que su edad a falta de otros criterios no es conocida. Sin embargo, en la cuenca del Duero, en el valle del río Arlanzón, en el tramo de Burgos, una terraza a +50-54 m con polaridad normal (Benito-Calvo *et al.*, 2008) tiene una edad por ESR (Moreno *et al.*, 2012) de 0.670 Ma (media de tres muestras), resultados que son consistentes con la

polaridad normal Brunhes (1n) obtenida para esta terraza por Benito-Calvo *et al.* (2008).

La terraza a +60-65 m en los diferentes valles fluviales de la cuenca de Madrid ha sido identificada y correlacionada por posición y altimetría (Pérez-González, 1994), dentro de la secuencia geomorfológica de terrazas del río Guadarrama en la provincia de Toledo a +60-64 m, en el río Manzanares en Madrid a +60 m, en el río Jarama en Marchamalo a +64 m, y en los ríos Henares y Torote a +62-68 m y +62 m respectivamente. En el Tajo esta terraza a +60-65 m, está representada en las antiguas canteras de gravas de Buenavista superior, Salchicha superior y Valdelobos superior en la que se encontró una mandíbula de *Mammuthus meridionalis*, atribuible al Pleistoceno inferior (Alfárez, 1977 y 1999), lo que es coherente con la polaridad inversa que presenta, interpretada como perteneciente al Chron Matuyama (1r), por Pinilla *et al.* (1995). En el valle del río Arlanzón, una terraza a +60-67 m tiene polaridad inversa (Benito-Calvo *et al.*, 2008) y ha sido datada por ESR dando una edad mínima de 0.780 Ma (Moreno *et al.*, 2012).

A pesar de que en el perfil geomorfológico de Velilla de San Antonio-Alto de la Mejorada no se ha localizado, y por lo tanto diferenciado, una terraza a +74 m, que si lo ha sido aguas arriba en Marchamalo y en otros valles fluviales de la cuenca de Madrid (Pérez-González, 1994), es relevante indicar que en el Tajo esta terraza a +75-80 m (Salto de la Zorra), contiene *Equus stenonis* (Alfárez, 1978 y 1999) que para Aguirre (1989), correspondería al final del Pleistoceno inferior y antes del Cromeriense. En el valle del río Arlanzón, la terraza a +70-78 m tiene polaridad normal (Benito-Calvo *et al.*, 2008), con una edad por ESR de 1.140 Ma (Moreno *et al.*, 2012). Esta terraza puede representar en ambos valles del Tajo y Arlanzón el Subchron normal Jaramillo (0.990-1.070 Ma, 1r.1n, Fig. 5).

Las terrazas de cota relativa a +85-90 m, +105-110 m y +125-130 m, del perfil de Velilla de San Antonio- Altos de la Mejorada, tienen que pertenecer al Chron Matuyama y son anteriores al Subchron Jaramillo (1r.1n), es decir más antiguas de 1.070 Ma. Parece evidente que la terraza a +85-90 m por su posición correlativa más antigua que la de +74 m de Marchamalo sea posterior al Subchron Olduvai (2n), y por lo tanto con una edad más joven de 1.770 Ma, pero no hay mejores evidencias para asignar una cronología concreta a las terrazas de +105-110 m y +125-130 m. Sin embargo, caben diversas opciones que la terraza de +105-110 m de

probable tendencia inversa, se formó después del Subchron Olduvai (2n), mientras que la de +125-130 m fuera anterior a dicho Subchron (> 1.950 Ma); también es posible que ambas, al igual que la de +85-90 m, se hayan depositado en el intervalo temporal de 1.770 Ma – 1.070 Ma (1r). Por otra parte, la inversión Matuyama-Brunhes (hace 0.780 Ma), puede haber tenido lugar durante el tiempo final de deposición de la terraza de +60-65 m (teniendo en cuenta que los muestreos se han realizado en facies de *overbank*) o durante el encajamiento de la terraza de +50-55 m, cartografiada en el perfil geomorfológico de Marchamalo (Pérez-González, 1994), que por posición debe ser equivalente a una terraza de cota semejante, en la secuencia de terrazas del valle del río Arlanzón (Burgos), de cotas relativas análogas a las del río Jarama, con polaridad magnética positiva y una cronología por ESR de 0.670 Ma, de acuerdo con Benito-Calvo *et al.* (2008) y Moreno *et al.* (2012). Por último señalar que dataciones numéricas de la terraza a +60-65 m, son imprescindibles para una mejor aproximación a la posición geomorfológica de la inversión Matuyama/Brunhes en la secuencia de terrazas de los ríos que drenan las cuencas terciarias del interior peninsular.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Inmaculada Rus, de la Dirección General de Patrimonio Histórico de la Comunidad de Madrid que propiciara la toma de datos de campo, y a Elena Serrano y Mar Torra de la empresa Trabajos de Arqueología y Restauración Soc. Coop. su colaboración en esta labor. Se quiere agradecer también a Bet Beamud como responsable del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera”, dependiente de los Servicios Técnicos de la Universidad de Barcelona y del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, la cesión de los equipos y de las instalaciones para poder llevar a cabo los análisis paleomagnéticos. Igualmente las revisiones de P. Silva y otro anónimo que han mejorado en buena medida el documento original, con sus aportaciones y sugerencias.

Referencias

- Aguirre (1989). Vertebrados del Pleistoceno continental. In: *Mapa y Memoria del Cuaternario de España a E. 1:1.000.000* (Pérez-González, A.; Cabra, A. & Martín Serrano, A., eds), Instituto Tecnológico y Geominero de España, 47-69.
- Alfárez, F. (1977). Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al W de Toledo. *Estudios Geológicos*, 33: 223-250.

- Alfárez, F. (1978). Presencia de *Eqqus stenorhis Cocchi* en el Pleistoceno inferior de la cuenca del Tajo. *Estudios Geológicos*, 34: 553-558.
- Alfárez, F. (1999). Algunos aspectos geológicos y paleontológicos del sistema de terrazas del Tajo al oeste de Toledo. In: *La huella del pasado: Fósiles de Castilla-La Mancha. Patrimonio Histórico-Arqueología de Castilla-La Mancha* (Junta de Comunidades de Castilla la Mancha, ed), 307-326.
- Arche, A. (1983). Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. In: *Modern and ancient fluvial systems* (Collinson, J.D. & Lewin, J., eds.). International Association of Sedimentologists, Special Publication, 6: 313-321.
- Asensio Amor, I. & Vaudour, J. (1967). Depósitos cuaternarios en los alrededores de Mejorada del Campo (Valle del río Jarama). *Estudios Geológicos*, XXIII: 237-255.
- Beamud, E.; Garcés, M.; Montes, M.; Nozal, F.; Calvo, J.P.; López-Olmedo, F. & Luengo, J. (2006). Magnetostratigrafía del Mioceno de las cuencas del Tajo y del Duero. *IV Simposio de Paleomagnetismo Ibérico (MAGIBER)*, Vigo 28-29 septiembre 2006.
- Benito-Calvo, A.; Pérez-González, A. & Parés, J. M. (2008). Quantitative reconstruction of Late Cenozoic landscapes: a case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 33: 196-208. doi:10.1002/esp.1534
- Butler, R.F. (1998). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications, Boston, Electronic edition, 223 pp.
- Carrillo, L. & Arche, A. (1984). Los sedimentos de grano grueso del río Jarama, cerca de Velilla de San Antonio. *Acta salmanticensia, Ciencias*, 50 (1): 243-259.
- Fisher, R. A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings the Royal Society London A*, 217, 1130: 295-305. doi:10.1098/rspa.1953.0064
- Gee, J.S. & Kent, D.V. (2007). Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity time scale. In: *Geomagnetism, Treatise on Geophysics* (Kono, M. ed), Volume 5, Elsevier, Amsterdam, 455-507. doi:10.1016/B978-0-44452748-6.00097-3
- Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62 (3): 699-718. doi:10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of fluvial deposits*, Springer, Berlin, 582 pp.
- Montes, M.; Beamud, B.; Garcés, M. & Calvo, J.P. (2006). Magnetostratigrafía de las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (1): 281-298.
- Moreno, D.; Falguères, C.; Pérez-González, A.; Duval, M.; Voinchet, Pl.; Benito-Calvo, A.; Ortega, A.I.; Bahain, J.-J.; Sala, R.; Carbonell, E.; Bermúdez de Castro, J.M. & Arsuaga, J.L. (2012). ESR chronology of alluvial deposits in the Arlanzón valley (Atapuerca, Spain): contemporaneity with Atapuerca Gran Dolina site. *Quaternary Geochronology*, doi: 10.1016/j.quageo.2012.01018.
- Panera, J.; Torres, T.; Pérez-González, A.; Ortiz, J.E.; Rubio-Jara, S. & Uribelarrea del Val, D. (2011). Geocronología de la Terraza Compleja de Arganda en el valle del río Jarama (Madrid, España). *Estudios Geológicos*, 67 (2): 495-504. doi: 10.3989/egeol.40550.204.
- Pérez-González, A. (1971). Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar). *Estudios Geológicos*, 27 (4): 317-324.
- Pérez-González, A. (1980). Geología y estratigrafía de los yacimientos de Áridos en la llanura aluvial de Arganda (Madrid). In: *Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama. Arqueología y Paleontología*, 1 (Santonja, M., López, N. & Pérez-González, A., eds.), Diputación Provincial de Madrid, 49-61.
- Pérez-González, A. (1994). Depresión del Tajo. In: *Geomorfología de España* (Gutiérrez Elorza, M., ed.), Rueda, 389-436.
- Pérez-González, A. & Asensio Amor, I. (1973). Rasgos sedimentológicos y geomorfológicos del sistema de terrazas del río Henares, en la zona de Alcalá-Azuqueca. *Boletín del Instituto Geológico y Minero*, LXXXIV-1: 15-22.
- Pinilla, L.; Pérez-González, A.; Sopena, A. & Parés, J.M. (1995). Fenómenos de hundimiento sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la provincia de Madrid (Almoguera-Fuentidueña de Tajo). In: *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario* (Aleixandre, T. & Pérez-González, A., eds.). Monografías del Centro de Ciencias Medioambientales, 3: 125-139.
- Portero, J. & Pérez-González, A. (1990). *Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. Alcalá de Henares*, nº 560. Instituto Tecnológico y Geominero de España, Madrid.
- Riba, O. (1957). Livret-guide de l'excursion C-2: Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. *Publicaciones del V Congreso de INQUA*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.
- Royo Gómez, J. & Menéndez Puget, L. (1929). *Mapa y memoria explicativa de Madrid, nº 559. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Santisteban, J.I & Schulte, L. (2007). Fluvial networks of the Iberian Peninsula: a chronological framework. *Quaternary Science Reviews*, 26 (22-24): 2738-2757. doi:10.1016/j.quascirev.2006.12.019
- Santonja, M.; López Martínez, N. & Pérez-González, A. (eds.) (1980). *Ocupaciones Achelenses en el Valle del Jarama (Arganda, Madrid)*. Arqueología y Paleoeología, 1, Diputación Provincial de Madrid, 352 pp.
- Sesé, C.; Aparicio, M.T. & Pérez-González, A. (2004). Moluscos y microvertebrados del Pleistoceno de las terrazas del río Tajo en Toledo y Fuentidueña de Tajo (España Central). *Geogaceta*, 36: 183-186.
- Sesé, C.; Panera, J.; Rubio-Jara, S. & Pérez-González, A. (2011). Micromamíferos del Pleistoceno Medio y Pleis-

- toceno Superior en el Valle del Jarama: yacimientos de Valdocarros y HAT (Madrid, España). *Estudios Geológicos*, 67 (1): 131-151. doi:10.3989/egeol.40290.127
- Sesé, C.; Soto, E. & Pérez-González, A. (2000). Mamíferos de las terrazas del valle del Tajo: primeros datos de micromamíferos del Pleistoceno en Toledo (España Central). *Geogaceta*, 28: 133-136.
- Silva, P.G.; Tapias, F.; Carrancho, A.; López Recio, M.; Alarcón, A.; Arteaga, C.; Arroyo, F.; Morín, J.; Rus, I. & Villalaín, J.J. (2011). Análisis geoarqueológico de los depósitos arenosos cuaternarios de la Depresión Prados-Guatén (suroeste de Madrid): Resultados preliminares. *Actas de las quintas jornadas de Patrimonio Arqueológico en la Comunidad de Madrid*. Celebradas en el Museo Arqueológico Regional de la Comunidad de Madrid durante los días 12-14 de noviembre de 2008, 241-254.
- Tapias, F.; Silva, P.G.; López Recio, M.; Alarcón, A.; Expósito, A.; Arroyo, F.; Morín, J.; Carrancho, A.; Villalaín, J.J.; Arteaga, C. & Rus, I. (2011). El medio físico: geomorfología y geología desde la depresión de Prados-Guatén hasta los cerros de Espartinas. In: *Recuperando el pasado 2. La Prehistoria reciente en la depresión Prados-Guatén (Comunidad de Madrid)* (López, G.; Morín, J.; Rus, I. & de Aragón, E.M., eds.). AUDEMA, S.A., 25-42.
- 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). *Libro homenaje al Profesor D. Rafael Fernández Rubio*, Madrid, 225-242.
- Van der Voo, R. (1993). *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge University Press, Cambridge, 411 pp.
- Vaudour, J. (1969). Données nouvelles et hypothèses sur le Quaternaire de la région de Madrid. *Méditerranée. Études et Travaux*, 8: 79-92.
- Vaudour, J. (1979). *La région de Madrid, altérations, sols et paléosols*. Ed. Ophrys, Aix-en-Provence, 390 pp.
- Zijderveld, J.D.A. (1967). A.C. degmanetization of rocks: analysis and results. In: *Methods in Paleomagnetism* (Collinson, D.W; Crier, K. M. & Runcorn, S.K., eds.). Elsevier, Amsterdam, 254-286.

Recibido el 15 de noviembre de 2011
 Aceptado el 26 de junio de 2012
 Publicado online el 25 de octubre de 2012