



CUADERNOS DE CAMPO DEL CUATERNARIO, Nº 6

AEQUA Field-Guide Series, Vol. 6

C³

USAL-IGME-AEQUA

2024

Tectónica Cuaternaria de los Valles del Tajo y Tajuña (Cuenca de Madrid, España)

GUIA DE CAMPO XI CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA Ávila/Julio 2024



Pablo G. Silva Barroso (USAL)
Miguel Ángel Rodríguez- Pascua (IGME)
M. Ángeles Perucha Atienza (IGME)
Alicia Medialdea Utande (CENIEH)
Jorge L. Giner-Robles (UMA)
Elvira Roquero García-Casal (UPM)
Yolanda Sánchez-Sánchez (USAL)
Emilio Gamo Pozos (MAN)

Grupo Tectónica Cuaternaria QTECT
Grupo de Cuaternario Madrileño GQM

ASOCIACIÓN ESPAÑOLA PARA EL ESTUDIO
DEL CUATERNARIO - AEQUA



Cuadernos de Campo del Cuaternario

Guías de Campo de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario
AEQUA Field-Guide Series

© Los autores

ISSN-electrónico: 2386-8341

Fotografía portada: Esparpes en yesos del valle del Tajuña en el entorno de la Laguna de San Juan (Titulcia, Madrid)

Autor de la fotografía / imagen: Yolanda Sánchez Sánchez, (USAL)- Vuelo Dron Mayo 2021.

Se recomienda citar las partes de esta obra de la siguiente forma:

Silva, P.G. et al.. (2024). Tectónica Cuaternaria de la Cuenca de Madrid. *C³ Cuadernos de Campo del Cuaternario*, 6. pp 20-22.

Edición y Maquetación:

Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)

Escuela Politécnica Superior de Ávila (USAL).

Hornos Caleros, 50. 05003-Ávila, ESPAÑA

URL: www.aequa.es

e-mail: aequa@usal.es

Cuadernos de Campo del Cuaternario (C³) es una **iniciativa editorial AEQUA** que pretende recopilar todas las actividades de campo ligadas a los grupos de trabajo de la asociación, así como a los congresos y reuniones científicas que esta organice o en las que colabore.

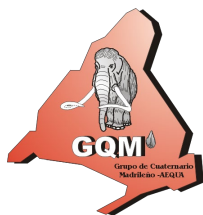
Editores de la Serie: Pablo G. Silva y Javier Elez (Departamento de Geología, Universidad de Salamanca)

Autores Vol. 5: P.G. Silva et al.

Título Vol. 5: Tectónica Cuaternaria de la Cuenca de Madrid

Congreso / Reunión: XI Congreso Geológico de España – 2º Simposio Cuaternario Ibérico. Ávila, 1-5 julio 2024.
Excursión post-congreso, 5 de Julio 2024

Agradecimientos Vol 6 (2024): Gruppo de Tectónica Cuaternaria AEQUA y Grupo de Cuaternario Madrileño GQM



ASOCIACION ESPAÑOLA PARA EL
ESTUDIO DEL CUATERNARIO



**EXCURSION POST-CONGRESO
XVI CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA
(SEG - AEQUA). AEQUA, JULIO 2024**

*Tectónica Cuaternaria de los Valles del Tajo y Tajuña
(Cuenca de Madrid, España)*

ÍNDICE

Introducción e Itinerarios	5
Pablo G. Silva	
1. Marco geológico y geomorfológico: la Cuenca de Madrid.	6
2. Terrazas fluviales: cronología y ensamblajes geomorfológicos	6
3. Modelo geodinámico: tectónica, isostasia, halocinesis y karstificación	10
4. Itinerario Geológico y Paradas.	11
 Parada 1: Terrazas bajas del Tajuña (+12-10 y +8 m) en Titulcia (Madrid).	
Pablo G. Silva, Miguel A. Rodríguez-Pascua, M.Ángeles Perucha, Alicia Medialdea, Elvira Roquero	12
 Parada 2: Procesos tectónicos y kársticos en la margen derecha del Tajuña en el entorno de Titulcia (Madrid).	
Pablo G. Silva, Yollanada Sánchez Sánchez,, Elvira Roquero.	14
1. La Laguna de San Juan: un karst aluvial cubierto.	14
2. Titulciai. Escarpes en Yesos y Valles colgados.	16
3. Dolina de Colapso	17
 Parada 3: Deformaciones terraza +60 m del Río Tajo aguas arriba de Fuentidueña (Puente de La Algarda, Guadalajara).	
Jorge L. Giner Robles, Pablo G. Silva, Miguel A. Rodríguez-Pascua, M.	18
 Parada 4: Deformaciones en las terrazas bajas del Tajo (Driebes, Guadalajara).	
Miguel A. Rodríguez-Pascua, M.Ángeles Perucha, Pablo G. Silva, Alicia Medialdea	21
 Parada 5: Rios, fallas, vados y batallas: la batalla del Tajo (220 BCE)	
Miguel A. Rodríguez-Pascua, M.Ángeles Perucha, Enrique Gamo Pozzos	23
 C³ Referencias.	25

C³

Cuadernos de Campo del Cuaternario *Vol. 6 (2024). AEQUA*

*Tectónica Cuaternaria de los Valles del Tajo y
Tajuña (Cuenca de Madrid, España)*
Editado Por

Pablo Gabriel Silva Barroso (USAL)

Otros Autores

*Miguel Ángel Rodríguez-Pascua (IGME), M^a Ángeles Perucha-Atienza (IGME), José Luis Giner
Robles (UMA), Alicia Medialdea Utande (CENIEH), Elvira Roquero-García-Casal (UPM),
Yolaanda Sánchez-Sánchez (USAL) Emilio Gamo-Pazos (MAN)*



CENIEH
Centro Nacional de Investigación
en Evolución Humana



UNIVERSIDAD
POLITÉCNICA
DE MADRID

UAM
Universidad Autónoma
de Madrid



CSIC
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS



IGME 175
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA 1849-2024



MAN
MUSEO
ARQUEOLÓGICO
NACIONAL

Introducción e Itinerarios

Pablo G. Silva Barroso. Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca USAL. pgsilva@usal.es

El objetivo de la excursión geológica que se propone es la realización de un transecto E-O a lo largo del sector central de la Cuenca de Madrid (Fig. 1) desde el valle del Tajuña (Madrid) hasta el valle del Tajo (Guadalajara). El transecto atraviesa la zona divisoria de estos valles situada en la superficie finineógena del páramo de la Mesa de Chinchón. Tanto los sectores de los valles a visitar, como su zona divisoria presentan una orientación general NE-SO subparalela a la dirección del borde sur del Sistema Central que posee un importante control estructural [1, 2, 3]. La zona a visitar constituye el sector tectónicamente más activo de la Cuenca de Madrid, mostrando numerosos rasgos y anomalías indicadoras de tectónica cuaternaria. Entre éstas destacan: a) anomalías

geomorfológicas; b) estructuras de deformación sinsedimentaria en las terrazas del Pleistoceno Medio y Superior; y c) una significativa actividad sísmica intracuenal con eventos de magnitud ≤ 4.0 mb [3]. Todas estas estructuras tectónicas, deformaciones y actividad sísmica se deben al importante proceso de flexión, abombamiento y colapso del *forebulge* meridional del Sistema Central, que tiene lugar en el interior de la cuenca asistido por procesos tectónicos, isostáticos y kársticos [1, 2, 3].

Los sectores a visitar se centrarán en dos zonas, la primera en el valle del Tajuña en los alrededores de Titulcia y la segunda en el valle del Tajo aguas arriba de Estremera (Fig. 1). En la primera zona nos centraremos en distintos aspectos sobre geomorfología tectónica y

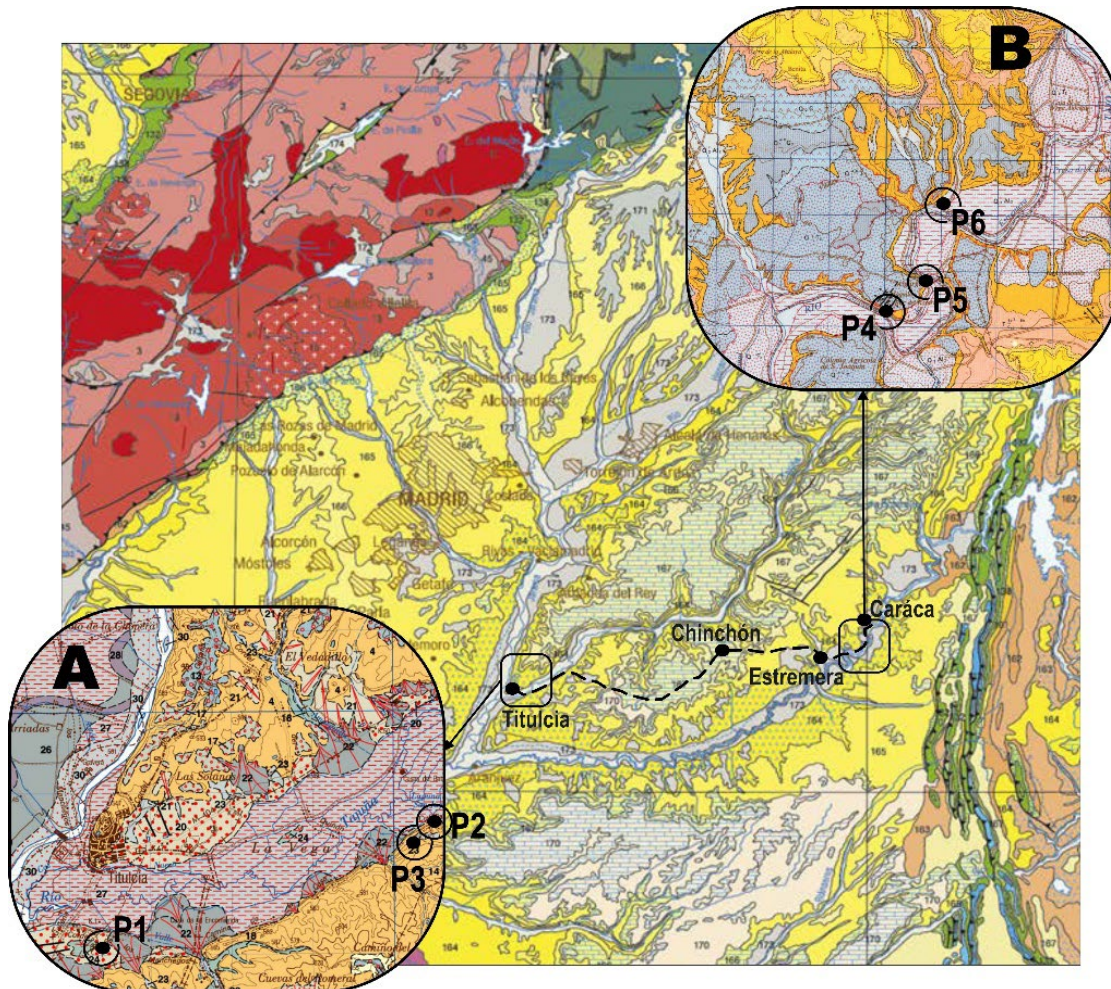


Figura 1. Mapa geológico de la Cuenca de Madrid extraído del Mapa Geológico Nacional Escala 1:1.000.000 mostrando los sectores a visitar y el itinerario a seguir. Los recuadros A (Titulcia) y B (Caraca) muestran la posición de las paradas a realizar sobre la cartografía geológica 1:50.000 de las hojas de Aranjuez (Valle del Tajuña) y de Mondejar (Valle del Tajo) [5, 8].

geocronología de las terrazas del valle del Tajuña, donde se presentan los primeros resultados preliminares de dataciones OSL de sus terrazas bajas [4]. En la segunda zona nos centraremos en aspectos más sedimentológicos relacionados con estructuras de deformación frágil y dúctil de las terrazas engrosadas del Pleistoceno Medio y estructuras de licuefacción sinsedimentarias en la actual llanura de inundación del Tajo. En sector, adyacente al yacimiento romano de Caraca (municipio de Driebes), se visitará la zona donde posiblemente tuvo lugar la Batalla del Tajo del 220 a.C. entre cartagineses (Aníbal) y tribus íberas y su posible relación con algunas de las estructuras de deformación analizadas. La primera zona cuenta con la cartografía geológica y geomorfológica actualizada de la Hoja 1:50.000 nº 605 de Aranjuez [5] y posee estudios geomorfológicos específicos [4, 6, 7], mientras que en la segunda zona la cartografía MAGNA data de la década de 1970 [8], aunque los niveles de terraza y sus descripciones y el análisis de sus deformaciones ha sido abordado por diferentes autores [9, 10].

Marco geológico y geomorfológico: la Cuenca de Madrid.

La Cuenca Cenozoica de Madrid conforma la parte central de la Cuenca del Tajo, estando limitada al norte por el Sistema Central, al este por la Cordillera Ibérica y al oeste por el Macizo Paleozoico Ibérico (Fig. 1). Hacia el sur aparecen los Montes de Toledo, pero los materiales sedimentarios se prolongan sin solución de continuidad por la Llanura Manchega [11]. Presenta un relleno sedimentario de carácter endorreico que se prolonga desde finales del Paleógeno (c. 35 Ma), aunque sus materiales aflorantes más característicos son las distintas unidades miocenas que la componen (inferior, media y superior). Éstas se encuentran caracterizadas por facies detríticas de borde (arcosas), que a través de facies de transición (arcillas y margas) pasan finalmente a depósitos lacustres de centro de cuenca [1]. Estos depósitos centrales lacustres son de carácter evaporítico en las unidades inferior y media (yesos y margas yesíferas) y netamente carbonatados en la unidad superior. Esta sucesión miocena representa una secuencia de precipitación inversa que acompaña a un cambio climático de primer orden a lo largo de aproximadamente los últimos 23 Ma [12]. Los depósitos lacustres de la unidad superior Miocena están caracterizados por el depósito de la conocida caliza lacustre del Páramo, que actualmente constituye la superficie geomorfológica fundamental en centro de cuenca [11]. Esta superficie ocupa las extensas

divisorias de los grandes valles que disectan la cuenca y presenta un marcado carácter poligénico, estando culminada por una potente calcreta que se desarrolla durante los últimos 5 Ma [11]. La “Superficie del Páramo” se prolonga hacia los bordes norte y sur en la superficie de la Raña, que en conjunto predatan el encajamiento de la red fluvial cuaternaria en la Cuenca de Madrid [1,2, 13].

La evolución morfogenética reciente de la Cuenca de Madrid comienza con la captura de la cuenca intracontinental neógena por la red de drenaje atlántica hacia el final del Neógeno [13]. Recientes dataciones por isótopos cosmogénicos de la superficie de la Raña en el norte de la cuenca indican que el encajamiento de la red fluvial cuaternaria comenzó aproximadamente hace 3,5-3,3 Ma [14]. A partir de este momento comienza la construcción de los valles y terrazas fluviales a partir del eje Henares-Jarama-Tajo que atraviesa la cuenca con dirección NE-SO y a lo largo del cual se produjo la vertebración de la red fluvial Cuaternaria [13, 15].

Terrazas fluviales: cronología y ensamblajes geomorfológicos

La Cuenca de Madrid es la que mayor número de terrazas registra de todos los valles de la Península Ibérica, con un total de 23, desde los +210-212m en los valles del Henares y Jarama hasta las llanuras de inundación actuales a +3-4 m sobre el fondo de los cauces [11, 16]. La secuencia de estos niveles de terraza, sus cronologías, fauna fósil, industria lítica representativa, así como sus ensamblajes geomorfológicos de superposición, solapamiento o encajamiento se encuentran sintetizados en la Figura 2. No obstante, las primeras 5 terrazas por encima de los +175 m se encuentran encajadas únicamente en la Raña del borde norte de la Cuenca constituyendo los denominados “Rañizos” de Hernández-Pacheco y la primera terraza fluvial s.s. corresponde a la de +155 m (Fig. 2) que también se encuentra registrada en el valle del Tajo, donde representa su primera terraza [13,16].

Dentro de la Cuenca de Madrid las terrazas del Pleistoceno inferior se registran hasta el nivel de +65-70 m de altura relativa respecto a los cauces (Fig. 2). En el valle del Tajo, estos niveles fluviales poseen fauna característica del Pleistoceno inferior, pudiéndose citar la existente en los alrededores de Toledo donde aparecen elementos faunísticos de ese periodo como son *Equus stenonis* y *Mammuthus meridionalis* [11, 17]. Aunque en el Tajo no se dispone de

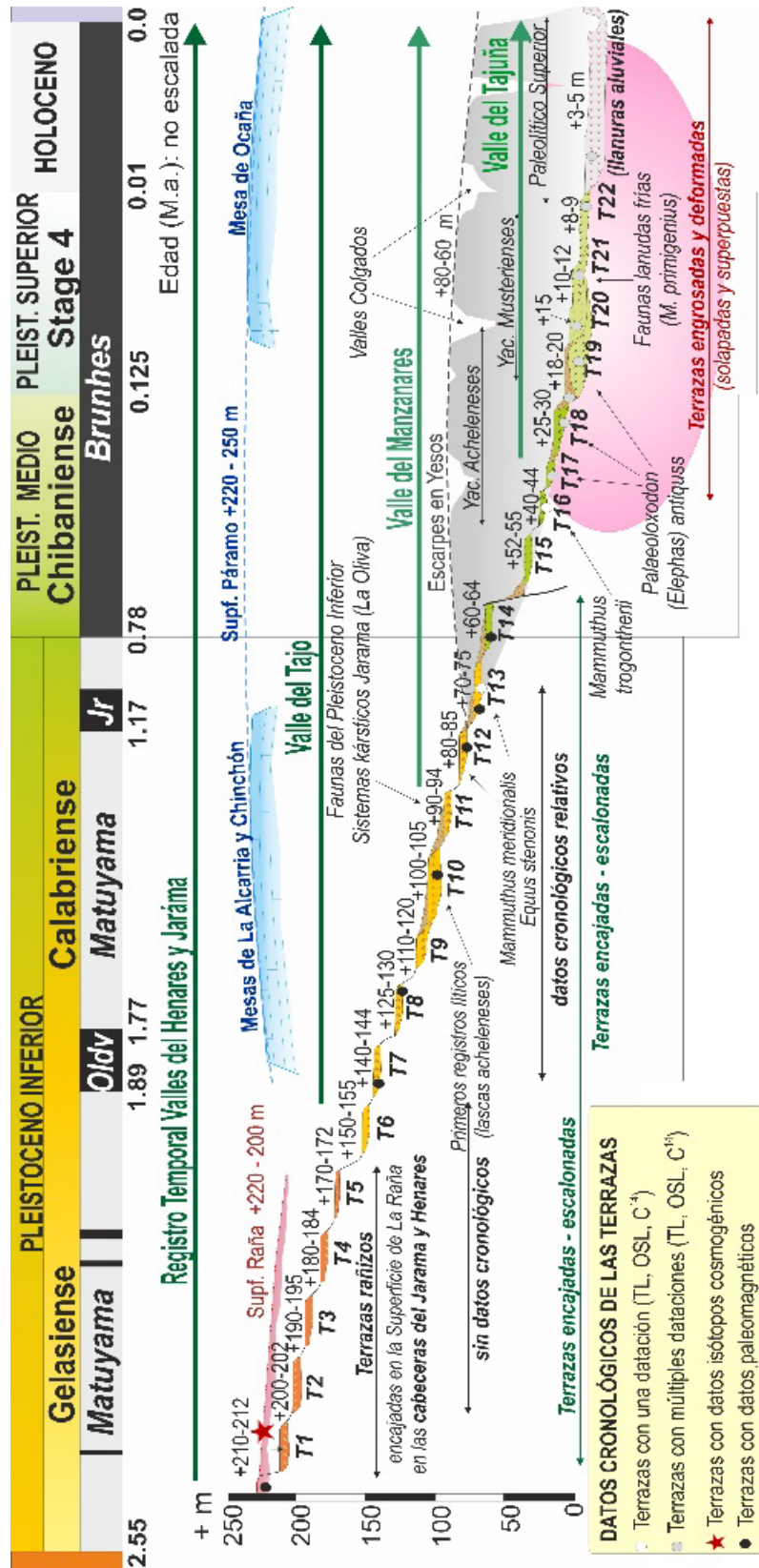


Figura 2. Secuencia cronológica de las terrazas fluviales cuaternarias de los valles de la Cuenca de Madrid. La secuencia está basada en dataciones numéricas (OSL, TL, C¹⁴, Th/U), paleomagnéticas, datos faunísticos y líticos (achelenses y musterienses). Se ilustra la posición altimétrica relativa de las superficies y depósitos más importantes relacionados con la evolución de la cuenca (Rañas y Superficie del Páramo). Modificado de Silva et al., 2017 [13].

altos, dataciones ESR y análisis paleomagnéticos de la terraza de +70-75m en la cuenca del Duero (valle del Arlanzón) indican que esta terraza se desarrolló en torno a 1 Ma dentro del subchron normal Jaramillo [18]. Estos datos concuerdan con las determinaciones paleomagnéticas realizadas en depósitos fluviales asimilables a esta terraza en el valle del Jarama, donde también se registra el subchron Jaramillo en el nivel de +70 m [13, 17, 19]. Los datos paleomagnéticos correspondientes a la T+60 m en el valle del Tajo, en las inmediaciones de Fuentidueña, registran la inversión Matuyama-Brunhes [9, 11], situando este nivel el tránsito Pleistoceno Inferior-Medio (780 ka).

Dentro de la Cuenca de Madrid las terrazas del Pleistoceno inferior se registran hasta el nivel de +65-70 m de altura relativa respecto a los cauces (Fig. 2). En el valle del Tajo, estos niveles fluviales poseen fauna característica del Pleistoceno inferior, pudiéndose citar la existente en los alrededores de Toledo donde aparecen elementos faunísticos de ese periodo como son *Equus stenonis* y *Mammuthus meridionalis* [11, 17]. Aunque en el Tajo no se dispone de dataciones numéricas para estos niveles fluviales altos, dataciones ESR y análisis paleomagnéticos de la terraza de +70-75m en la cuenca del Duero (valle del Arlanzón) indican que esta terraza se desarrolló en torno a 1 Ma dentro del subchron normal Jaramillo [18]. Estos datos concuerdan con las determinaciones paleomagnéticas realizadas en depósitos fluviales asimilables a esta terraza en el valle del Jarama, donde también se registra el subchron Jaramillo en el nivel de +70 m [13, 17, 19]. Los datos paleomagnéticos correspondientes a la T+60 m en el valle del Tajo, en las inmediaciones de Fuentidueña, registran la inversión Matuyama-Brunhes [9, 11], situando este nivel el tránsito Pleistoceno Inferior-Medio (780 ka).

Las terrazas del Pleistoceno inferior, incluyendo la de +60-65 m donde se registra el tránsito Matuyama-Brunhes, poseen en su mayoría un dispositivo de escalonamiento y encajamiento y se encuentran colgadas sobre los escarpes en yesos que enmarcan los valles fluviales en el sector central de la antigua cuenca cenozoica [20]. Estos valles fluviales presentan la típica morfología de valles en artesa estando limitados por grandes escarpes desarrollados en las facies evaporíticas yesíferas de las unidades inferior e intermedia del relleno mioceno de la cuenca (Fig. 3). Estos valles acogen las terrazas del Pleistoceno medio y superior, que en su mayoría presentan ensamblajes de solapamiento y superposición, presentando complejas secuencias engrosadas a veces de más de 15 m

(Fig. 2). Estos complejos ensamblajes se registran especialmente a partir de las terrazas de +40 y +25-30 m, como ocurre en las inmediaciones de Toledo en la que contiene el “Yacimiento Paleolítico de Pinedo” con macroutillaje achelense, y fauna fósil de *Elephas antiquus*, *Hippopotamus amphibius*, *Cervus elaphus*, *Oryctolagus cuniculus*, *Equus sp.*, *Bos sp.* y *Praedama cf. Süssenbornensis*, fauna cálida representativa del Pleistoceno medio final. Este yacimiento se encuentra datado por IRSL y AAR entre 225 y 290 ka correspondiendo en conjunto a los estadios isotópicos del oxígeno de los interglaciares al MIS 11 y MIS 9 [15].

Este tipo de faunas son típicas de las terrazas del Pleistoceno medio y superior de los valles fluviales de la Cuenca de Madrid y en especial de los valles del Jarama y Manzanares, donde se sitúan los yacimientos históricos y modernos más importantes [11, 13]. Éstos constituyen secuencias engrosadas que también engloban los estadios isotópicos MIS 7 y 6 [13, 21]. El tránsito Pleistoceno medio-superior se registra generalmente en la terraza de +18-20 m (Fig. 2). Éstas constituyen las típicas “terrazas complejas” de la Región de Madrid que también presentan secuencias muy engrosadas que se superponen a las del Pleistoceno medio y que acaban por culminar con depósitos correspondientes al último interglaciador (MIS 5). Estas terrazas también son ricas en yacimientos achelenses y musterienses y fauna fósil cálida [13, 21]. Las terrazas inferiores a +15, +12 y +8-9 m se desarrollan durante el último ciclo glaciar (Würm: MIS4 – MIS2) contienen yacimientos de industria típicamente musteriense (neandertales) y fauna fría como *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus* o *Megaloceros giganteus* [13]. No obstante, dado el proceso de superposición, los niveles basales de estas terrazas pueden presentar elementos líticos y faunísticos de estadios isotópicos anteriores (MIS 5 – MIS 6). La secuencia de terrazas del valle del Tajuña prácticamente solo registra los niveles correspondientes a este último ciclo glaciar (> +18-20 m) con ensamblajes de superposición muy complejos [4, 6, 20]. Como se observa en la secuencia general de terrazas de la figura 2, el valle del Tajuña es el de más reciente instalación en la Cuenca de Madrid y su origen se discute más adelante. La secuencia de terrazas se cierra con las llanuras de inundación actuales en cuyas bases (-6 a -8 m) se han datado depósitos correspondientes a la deglaciación de c. 17-15 ka, siendo el resto del relleno enteramente Holoceno [13].

Aunque los yacimientos arqueológicos y paleontológicos son muy importantes en los

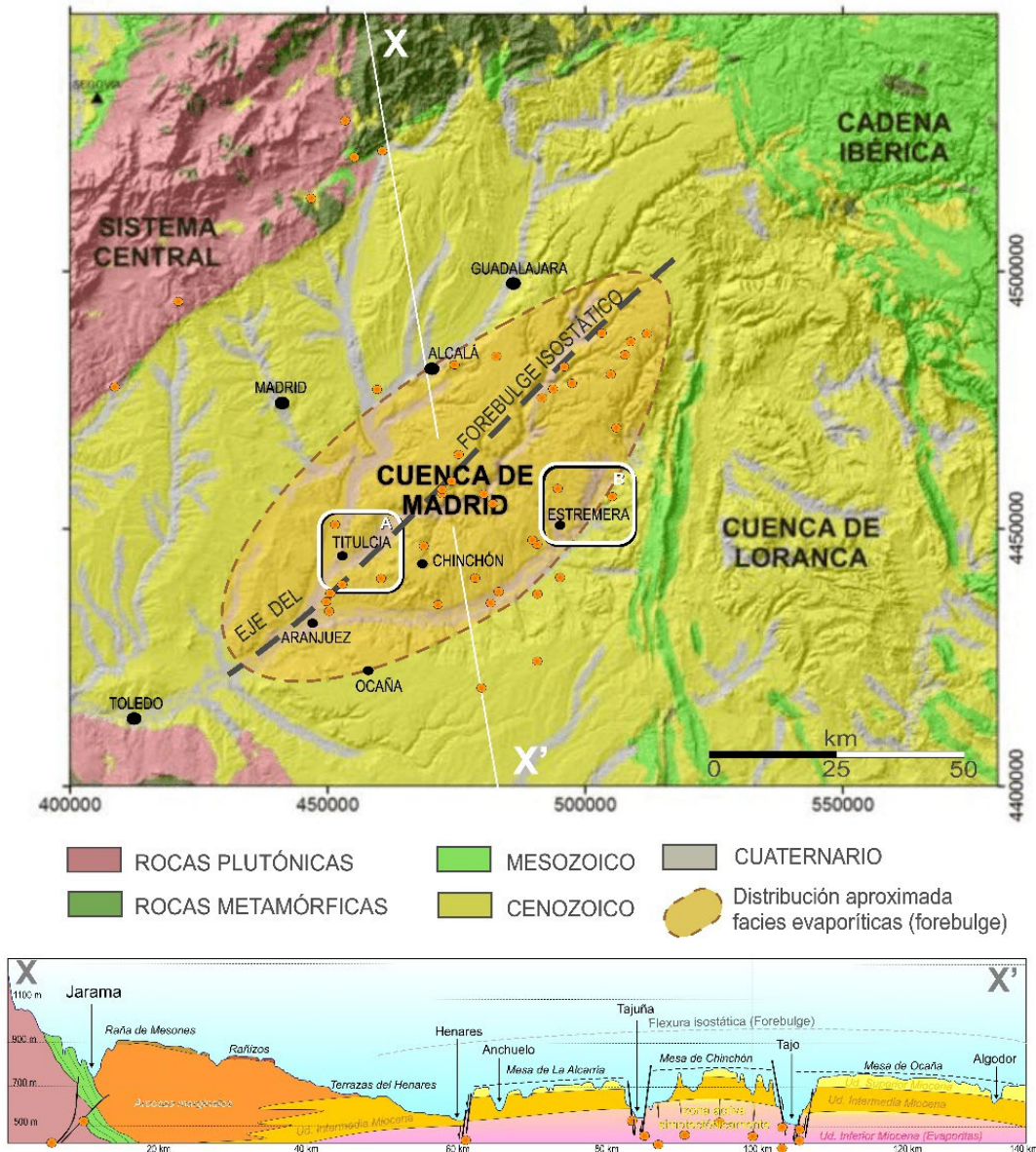


FIGURA 3. Esquema geológico simplificado de la Cuenca de Madrid mostrando la ubicación de la zona de estudio y la sismicidad instrumental más significativa con magnitud $m_b > 3.0$ (círculos naranjas). La línea de trazos indica la extensión de la flexura isostática (bulge) en relación a la distribución de facies evaporíticas en la cuenca. Abajo: corte geológico esquemático mostrando la disposición de las unidades miocenas y valles cuaternarios en relación a la flexura litosférica o forebulge isostático del Sistema Central (nótese la exageración vertical de la escala).

valles del Manzanares, Jarama y Tajo aguas abajo de Aranjuez, estos son muy raros en el valle del Tajo aguas arriba de Aranjuez e inexistentes en todo el del Tajuña [5, 6, 11]. No obstante, en las zonas aguas arriba del Tajo y Tajuña que se van a visitar los fenómenos de engrosamiento son espectaculares y en la zona del Tajo afectan incluso hasta las terrazas del Pleistoceno medio de + 60 m, mostrando importantes deformaciones [8, 9, 10, 11].

Las deformaciones cuaternarias en la Cuenca de Madrid han estado sujetas a diferentes interpretaciones sobre su origen kárstico,

halocinético o tectónico [9, 10, 11, 20]. No obstante, nuevos datos geofísicos claramente apoyan la existencia de una tectónica cuaternaria, acompañada de una significativa actividad sísmica promovida por una importante flexión en la litosfera [1, 2, 3]. En este nuevo marco geodinámico, las deformaciones están acompañadas y amplificadas por procesos kársticos y halocinéticos [2, 3, 20] en los materiales evaporíticos que afloran en la zona centro meridional de la cuenca (Fig. 3).

Modelo geodinámico: tectónica, isostasia, halocinesis y karstificación.

Como se observa en la **figura 3** los valles principales de la Cuenca de Madrid se sitúan en una orientación subparalela a la del borde sur del Sistema Central, presentando una dirección general NE-SO que denota un fuerte control estructural [20]. Todos estos valles se encajan en la superficie finineógena del Páramo, la cual segmentan en las denominadas mesas de la Alcarria al norte, Chichón en el centro y Ocaña al sur (**Fig. 1**), la cual enlaza con la planicie de Llanura Manchega [11]. Desde finales de la década de 1970 se reconoce que la superficie del Páramo se encuentra deformada en laxos y amplios anticlinales y sinclinales que a grandes rasgos coinciden con mesas y valles respectivamente [22]. Estas deformaciones se atribuyen al entonces tránsito Plio-Pleistoceno, [23] hoy incluido en el piso Gelasiense del Pleistoceno inferior [24] y por tanto ya netamente Cuaternario. Posteriormente, análisis de geomorfología tectónica y de deformaciones en los niveles de terraza de los valles del Jarama, Tajo y Tajuña identifican una gran crisis tectónica durante el Pleistoceno medio en el interior de la cuenca [10, 20]. Esta crisis es la que conduce a la generación de los grandes escarpes en yesos que encuadran actualmente los valles con características morfométricas y geomorfológicas de grandes fallas normales [2, 3, 20]. Los estudios más recientes incluyen análisis sísmicos, paleosísmicos y una gran variedad de análisis geofísicos reconociendo tanto el alcance regional de las deformaciones [2, 3], como el input de importantes terremotos (M 5.5 - 6.0)

pleistocenos, holocenos en incluso de edad romana (siglo IV C.E.) reconocidos en los rellenos fluviales [3, 25, 26].

Los datos geofísicos y sísmicos permiten dibujar una gran flexura litosférica en el interior de la cuenca [3], la cual constituye actualmente el modelo geodinámico en el cual encuadrar las deformaciones cuaternarias (**Fig. 4**). Es esta flexura la que provoca el abombamiento de las superficies pre-incisión en la zona central de la Cuenca. En esa zona, con potentes secuencias evaporíticas, culmina con el colapso de los valles que se habían ya dibujado durante el Pleistoceno inferior. El origen de la flexura viene determinado por el empuje tectónico en campo lejano sobre el borde sur del Sistema Central, su elevación mediante falla inversa y la gran acumulación de sedimentos (c. 3 km) al pie del sistema montañoso (**Fig. 4**). Esta situación provocada por los esfuerzos NO-SE de la convergencia Bética y la respuesta isostática en la zona central de la Cuenca conlleva su abombamiento [3, 10] y generación de fallas normales a lo largo de su eje axial por la amplificación y extensión lateral *forebulge* isostático. La historia de esta flexura comienza al menos durante el Mioceno superior (Vallesiense), cuando alcanza las facies arcillosas y yesíferas de la Unidad intermedia de la Cuenca de Madrid colapsando el valle sinclinal de Los Gózquez (**Fig.4**). Esta primera aparición topográfica del *forebulge* facilitó la generación de relieves intracuencales de suficiente amplitud como para propiciar el desarrollo de la red fluvial intramiocena y generar los yacimientos de vertebrados de Batallones por procesos pseudo-kársticos tipo *piping* [1]. Durante los últimos 10 Ma el *forebulge* se ha ido propagando hacia el SE

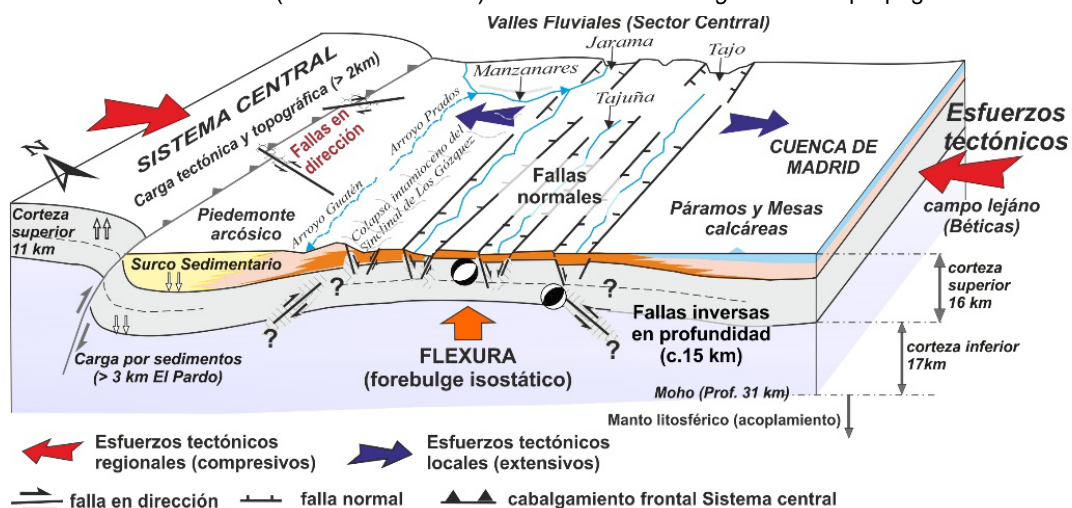


Fig. 4. Bloque diagrama sintético mostrando los procesos tectónicos e isostáticos (carga – descarga) involucrados en el origen de la gran discontinuidad intramiocena representada por el paleokarst vallesiense y procesos de colapso asociados. En la zona central de la Cuenca de Madrid los procesos de deformación más importantes en superficie se encuentran relacionados con el desarrollo de fallas normales en respuesta al importante fenómeno de flexura que experimenta la zona desde la parte final del Vallesiense: modificado de Giner et al. [3].

hasta alcanzar la zona de los materiales evaporíticos de centro de cuenca durante el Cuaternario [15]. En esta zona es cuando se produce el colapso principal del *forebulge* isostático alrededor del tránsito Pleistoceno inferior-medio, con posterioridad al depósito de las terrazas de +60-65 m. En este momento es cuando se producen la generación de valles lineales anómalos en artesa flanqueados por importantes escarpes en yesos de más de 40-60 m de altura y 7-10 km de longitud (Fig. 4). Estos valles presentan características morfométricas (índices S_{mf} , V_f y S_L) propias de frentes montañosos de falla normal y presentan sismicidad asociada [2, 20]. Además, se generan grandes procesos de movimientos en masa, terrazas y valles colgados, así como el registro de fallas normales y colapsos kársticos retroalimentado y multitud de deformaciones sin-sedimentarias en los depósitos del Pleistoceno medio y superior [2, 3, 9, 20].

Es durante este proceso de colapso lineal del *forebulge* isostático cuando tiene lugar la reorganización de la red fluvial cuaternaria intracuenal y formación de grandes valles abandonados y/o colgados [20]. Es durante este episodio, cuando se encaja el valle del Tajuña como una línea de drenaje que disecta el eje del *forebulge* de centro de cuenca (Fig. 4), facilitado por la generación de fallas normales y estructuras de colapso asociadas, constituyendo de hecho, un valle anticlinal. Con anterioridad, este eje fluvial se encontraba dibujado como una hondonada lineal muy panda bordeada de glacis procedentes de las vertientes de sustitución de las mesas de La Alcarria (norte) y Chinchón (sur) [4, 6].

Durante el Holoceno, la situación es similar y en la actualidad la sismicidad más importante en el interior de la Cuenca de Madrid se concentra a lo largo del mencionado *forebulge*. El análisis de los mecanismos focales indica que los terremotos más superficiales responden a mecanismos de falla normal, mientras que los más profundos (> 15 km) presentan soluciones de falla inversa (Fig. 4), lo que apoya la actividad continua de esta flexión litosférica [2, 3]. No obstante, el cabalgamiento sur del Sistema Central y el borde de la Cadena Ibérica (al este) también muestran actividad sísmica revelando una deformación continua en ambos márgenes activada por esfuerzos tectónicos (SH_{max}) de dirección NO-SE [3]. Los últimos terremotos instrumentales se distribuyen a lo largo del eje y los márgenes de esta flexura. El primer registro instrumental corresponde al ocurrido en 1954 en San Martín de la Vega (valle del Jarama) con una intensidad de V-VI MSK y una magnitud estimada de 4.0 [2].

Itinerario Geológico y Paradas

Titulcia es el centro de encuentro e inicio de la salida de campo. Desde Titulcia se sale hacia el sur en dirección Colmenar de Oreja por la carretera M-320. Una vez cruzado el puente sobre el Tajuña, a unos escasos 500 m sale un camino a la derecha hacia una vaquería. Aparcar nada más entrar en el camino y dirigirse andando hacia la cantera abandonada que hay a la izquierda donde se encuentra **P1**.

Desde P1 se regresa de nuevo a Titulcia y dentro de la población se coge la carretera M-404 en dirección Chinchón. De nuevo, al cruzar sobre el Tajuña, a aproximadamente 1 km sale un camino hacia la Laguna de San Juan pegado al escarpe en yesos, denominado "*Camino de la Cubilla*". Continuar por el camino hasta el Observatorio Ornitológico de la laguna donde tenemos el primer punto de observación de la segunda parada **P2a**. Desde allí se sube por una vereda hasta el Valle Colgado y la zona de fractura donde tenemos la parada **P2b**. De regreso al observatorio de fauna de la Laguna se continúa andando por el camino unos 600 m hasta llegar al siguiente punto de observación de fauna (puente). Allí se continúa 100 m y se toma la vereda que asciende hacia el escarpe en yesos unos 35 m, donde se encuentra la gran dolina de la parada del punto **P3**.

Desde P3, se regresa al observatorio y se toma de nuevo el Camino de la Cubilla para volver a tomar la carretera M-404 en dirección Chinchón (6,5 km). Se atraviesa Chinchón y se continúa por la M-404 hasta Villarejo de Salvanes, donde se toma la M-222 dirección Estremera (25 km). Se continúa hasta llegar al puente sobre el río Tajo hacia la Urbanización del Soto. Se aparca en la entrada de esta urbanización y en la margen opuesta del puente se encuentran los afloramientos de las terrazas de la parada **P4**. Desde el puente se coge el camino de "*El Canal de Estremera*" que se dirige al Yacimiento Romano de Caraca y a aproximadamente 1,8 km se encuentra el punto de observación panorámica de la parada **P5**. Se continúa por el camino hasta el pie de la de la "*Ermita de la Virgen de La Muela*" (2 km) donde en las graveras abandonadas de la llanura de inundación del Tajo se encuentra la parada **P6**.

A continuación, se irán detallando las paradas a realizar numeradas de forma consecutiva.

Parada 1: Terrazas bajas del Tajuña (+12-10 y +8 m) en Titulcia.

Pablo G. Silva Barroso. Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca USAL. pgsilva@usal.es

Alicia Medialdea. Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana. CENIEH, Burgos. alicia.medialdea@cenieh.es

Miguel A. Rodríguez-Pascua. Instituto Geológico y Minero de España IGME-CSIC. Madrid ma.rodriguez@igme.es

Elvira Roquero. Depto. de Edafología, Escuela Sup. Ingenieros Agrónomos, UPM, Madrid. eroquero@upm.es

M. Ángeles Perucha Atienza. Instituto Geológico y Minero de España IGME-CSIC. Madrid ma.perucha@igme.es

El valle del Tajuña es el de más reciente instalación en el interior de la Cuenca de Madrid y su origen está relacionado con el colapso del *forebulge* isostático del centro de cuenca desarrollado sobre facies evaporíticas. De hecho, el valle del Tajuña representa el colapso de la charnela de radio kilométrico de la mencionada flexura que afecta al conjunto del relleno sedimentario de la cuenca (Fig. 3) y que ha controlado su evolución paleogeográfica y sedimentaria desde al menos hace 10 Ma [1, 2, 4, 15]. Así pues, puede considerarse como un valle anticlinal de colapso desarrollado ya durante el Pleistoceno medio y todos sus depósitos fluviales quedan enmarcados entre los importantes escarpes en yesos consecuencia del colapso. Por encima de estos escarpes los elementos geomorfológicos dominantes son las amplias vertientes de sustitución “tipo glacis” que articulan el encajonado valle del Tajuña con la superficie del Páramo. Estas vertientes de sustitución delinean amplias vallonadas de morfología en artesa de hasta 7 km de anchura, sobre las que se encaja el actual valle del Tajuña de unos 2,5 km de anchura. En las cercanías de Titulcia y en su margen derecha se conservan retazos de la terraza de +60 m del Jarama colgados sobre los escarpes. Estos depósitos, constituidos mayoritariamente por gravas de cuarcita procedentes del Sistema Central, contrastan notablemente con los del Tajuña formados en su mayoría por gravas calcáreas variablemente cementadas procedentes de la Cordillera Ibérica [6].

Dentro del valle del Tajuña, las terrazas más recientes se encuentran a +20 m (T1), +15m (T2), +12m (T3), +10m (T4), +7-8m (T5) más dos niveles anómalamente escalonados de llanura de inundación que se encuentran a +5m y +2-3m sobre la llanura de inundación del Jarama. Todos los niveles se encuentran solapados y en su mayoría engrosados y superpuestos resultando en potencias vistas de hasta 8 m (Fig.5). Todos los niveles se desarrollan sobre las facies evaporíticas (yesos sacaroides y arcillas yesíferas) de la Unidad inferior miocena. En el vecino Jarama estas terrazas bajas pueden alcanzar hasta los 20 m de potencia.

En el Tajuña la terraza de +20 m aparece fuertemente cementada, fracturada y en su

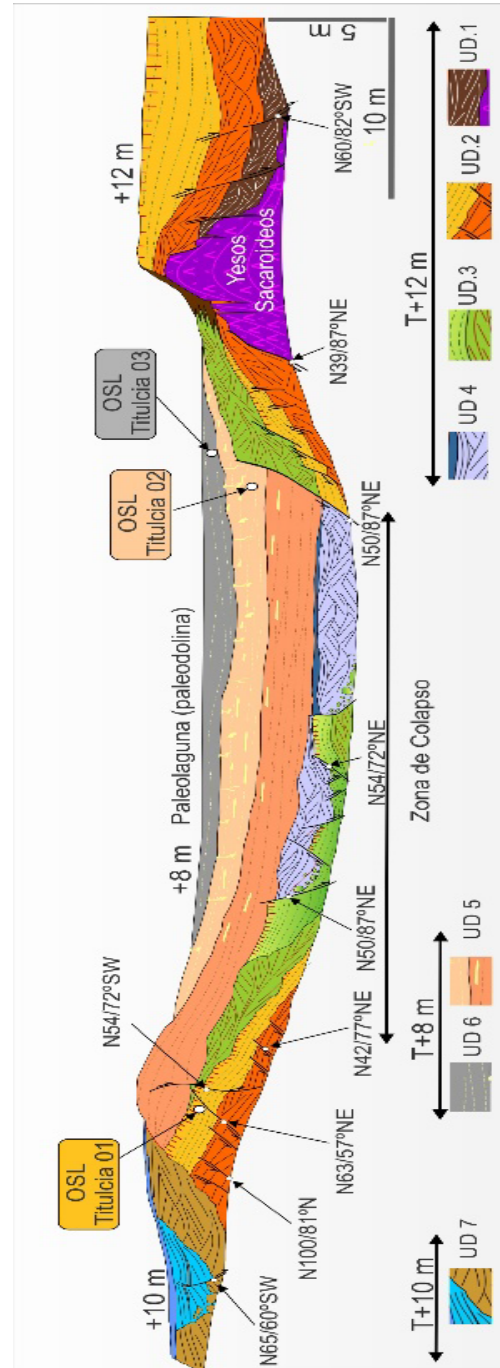


FIGURA 5. Ensamblaje geomorfológico de las diferentes unidades sedimentarias que conforman los niveles de +8, +10 y +12 m del río Tajuña en su zona de confluencia con el Jarama (margen izquierda del valle en los alrededores de Titulcia)

mayoría troceada y colapsada en grandes bloques de decenas de metros a lo largo de la margen derecha del Tajuña en el entorno del cementerio de Titulcia. En el Jarama los depósitos basales de la terraza de +15-20 m han librado fauna de *Elephas antiquus* en el Yacimiento de Ciempozuelos lo que la relaciona con las terrazas engrosadas complejas del Jarama (Arganda TCB) y Manzanares (Arriaga-Prerresa TZM) con industria fundamentalmente achelense situadas a +18-20 m. Múltiples dataciones TL, OSL, ESR y AAR en estas terrazas complejas de la región de Madrid sitúan sus niveles basales en el MIS 9–MIS 8 (ca. 200 a 300 ka) [13, 18, 21, 25]. No obstante, los niveles superiores de estas terrazas engrosadas, similares a las que aparecen en el Tajuña pueden alcanzar el MIS 5 e incluso MIS 4 [13, 18]. En la margen izquierda del Jarama, aguas abajo de Titulcia, las terrazas del Tajuña se encajan en el nivel de +15-20 m del Jarama y por tanto deben presentar cronologías más modernas asimilables como máximo al MIS 5 [5].

Dentro del valle las terrazas más desarrolladas corresponden a las de +12 y +10 m las cuales se encuentran solapadas y superpuestas mostrando un notable engrosamiento. Los afloramientos de estas terrazas en la margen izquierda del valle se encuentran adyacentes a los escarpes en yesos y presentan numerosas deformaciones, presentando fallas normales y plegamientos muy laxos y complejos dispositivos de solapamiento y superposición. La figura 5 muestra un corte N-S de estos niveles de terraza en las antiguas canteras y trincheras existentes frente a Titulcia. Éstas eran visitables hasta 2002 cuando se

realizó la cartografía geológica y geomorfológica de la zona del plan MAGNA [5]. En la actualidad solo se puede acceder a los afloramientos de la cantera abandonada donde se realiza esta parada.

En esta cantera solo se pueden observar retazos de los tramos más someros de las unidades 2, 5, 6 y 7 representados en la figura 5. Por tanto, tan sólo se puede observar las unidades de colmatación de la antigua paleolaguna (unidades 5 y 6) y las facies de gravas subyacentes (Fig. 6). Estos depósitos responden a zonas subsidentes dentro de las antiguas llanuras de inundación y a depósitos palustres (limos oscuros) constituyen facies de lagunas. Las laxas deformaciones acompañantes indican que se trataría de pequeñas dolinas de hundimiento o subsidencia consecuencia de un karst aluvial cubierto en los yesos miocenos infrayacentes. Las facies dominantes son limos negros a grisáceos, con signos de edafización y eflorescencias de yesos y/o sales. Las muestras analizadas en la hoja geológica de esta zona correspondiente a la paleolaguna (unidad 6) presenta una mineralogía compuesta por thenardita, yeso, calcita, restos de cuarzo y trazas de arcillas [6]. En ocasiones, estas facies poseen un contenido en materia orgánica muy importante con gasterópodos y rizolitos y concreciones calcáreas (Fig. 6C). En la cartografía MAGNA, realizada sobre fotogramas del vuelo americano de 1956, quedan representadas estas paleodolinas, mostrando un alargamiento en dirección ENE-OSO subparalelo a los escarpes en yesos [4]. En la llanura de inundación actual del Tajuña existen ejemplos actuales con lagunas activas como es la Laguna de San Juan de la

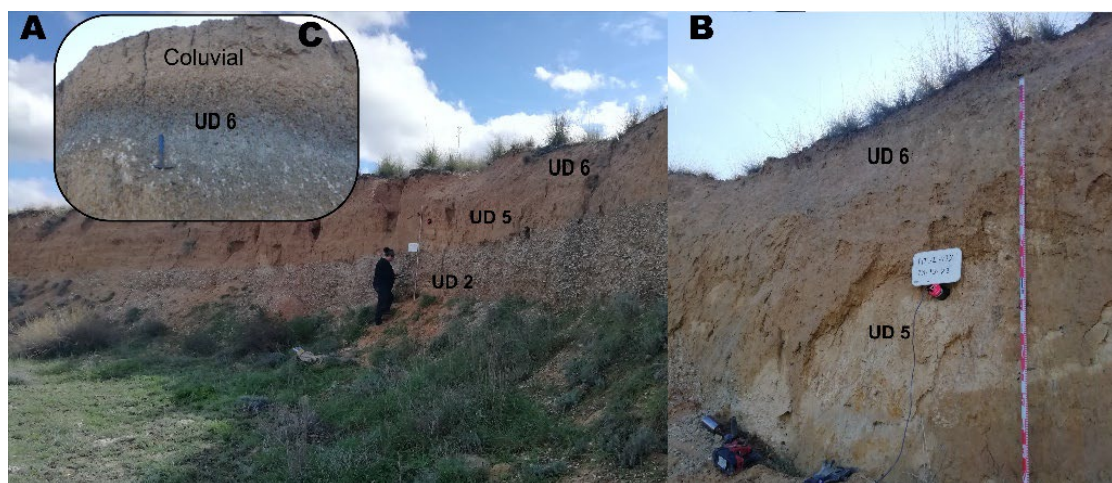


FIGURA 6. Facies de limos de colmatación en la terraza de +10-8 m del Tajuña en las inmediaciones de Titulcia. A) Vista general de los depósitos de la paleolaguna (uds 6 y 7) sobre las gravas de la Ud.2 correspondientes a la T +12m (Fig. 5) mostrando el lugar de datación OSL en la base de la Ud.5. B) Toma de muestra del techo de la Ud 5 mostrando la superposición de la Ud. 6. C) Vista de detalle de los limos con materia orgánica de la unidad 6 que representa el relleno de la paleolaguna.

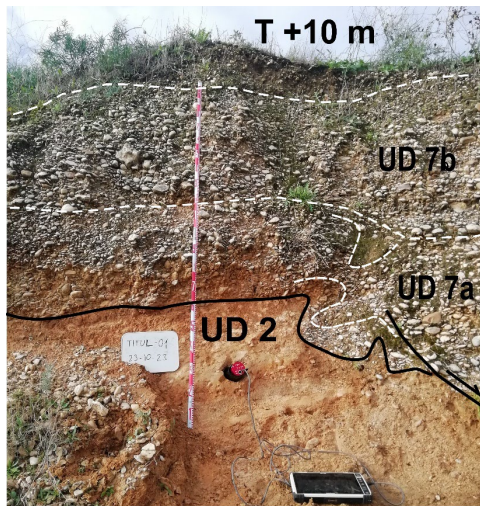


FIGURA 6. Detalle de las deformaciones sinsedimentarias en la terraza de +10 m del Tajuña (Ud. 7) mostrando un contacto tectonizado y complejas estructuras de tipo convoluta asociados a una falla normal que afecta al techo de la unidad 2 y la base de la unidad 7

Parada 2, que también se encuentra elongada en la misma dirección [5, 6].

La unidad 5 tiene mayor extensión y recorre toda la zona de colapso (Fig. 5). Ésta se encuentra formada por facies finas de llanura de inundación, pero fundamentalmente por limos rosados, con hiladas de arenas muy finas e incluso gravillas. Estos limos rosados son muy abundantes en esta zona de la cuenca, en la fracción fina de depósitos aluviales y coluviales superpuestos a las terrazas. Representan residuos procedentes de la karstificación del sustrato yesífero [5], mayoritariamente formados por cuarzos tamaño limo y arcillas.

El resto de las unidades representadas en la figura 5 representan cuerpos de gravas y arcillas en facies de rellenos de canal (barras) y llanura de inundación (arcillas) con signos de edafización por acumulación de carbonatos (nódulos y rizolitos). Éstas se encuentran afectadas por un numeroso sistema de fracturas y fallas normales mayoritariamente N40–60° E, de saltos métrico a decimétrico buzando con alto ángulo a norte y sur (Fig. 5). Éstas dibujan una gran zona de colapso donde se alojan las paleolagunas generadas en el interior de las dolinas aluviales. La figura 7 muestra las características de este tipo de facies en los restos aflorantes de la Unidad 2, mostrando un contacto erosivo tectonizado con estructuras de arrastre sobre el que se superponen las gravas de la unidad 7 (T +10m). En ocasiones los fenómenos de subsidencia son tan acusados que los niveles más antiguos pueden presentar altimetrías relativas inferiores a los más modernos, como aparentemente ocurre con las terrazas de +10 y +8 m en la zona de esta parada (Fig. 5).

Los datos preliminares de las dataciones OSL, localizadas en el corte de la figura 5 indican que todas ellas son anteriores a 50 ka. Teniendo en cuenta los datos geocronológicos disponibles para las terrazas del Tajo y Jarama [13, 17, 21] estos datos preliminares nos situarían los niveles de +10 y +8 m (OSL T02 y T03; Fig. 5) dentro del estadio isotópico MIS 4 o a comienzos del MIS 3. Mientras que la muestra correspondiente al nivel de +12 m (OSL T01) podría ser más antiguo y remontarse hasta el MIS 5 o estadios anteriores, como ocurre en niveles engrosados del Jarama y Manzanares [17, 21, 25]

Parada 2: Procesos tectónicos y kársticos en la margen derecha del Tajuña en el entorno de Titulcia

P. G. Silva Barroso. Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca USAL. Escuela Politécnica Superior de Ávila. pgsilva@usal.es
Yolanda Sánchez. Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca USAL. Facultad de Ciencias SalamancaL. yssanchez@usal.es

La Laguna de San Juan: un karst aluvial cubierto.

La Laguna de San Juan es un claro ejemplo de la actividad de los procesos kársticos en la llanura aluvial del Tajuña en la actualidad. Alrededor de una decena de dolinas aluviales de importantes dimensiones se sitúan a lo largo del pie de los escarpes en yesos de la margen izquierda del valle entre Titulcia y Morata de

Tajuña. De ellas, las más importantes son las lagunas de San Galindo, Casasola y Dehesa de Villaverde que se encharcan estacionalmente [27]. Solo la Laguna de San Juan, de unos 895 m de longitud y 400-375 m de ancho se presenta inundada casi de forma permanente con una profundidad que puede alcanzar hasta los 70 cm, aunque su calado medio es muy somero de 15-20 cm [27]. Todas ellas son dolinas aluviales originadas por un karst cubierto bajo la llanura aluvial del Tajuña, que genera procesos de

colapso y flexura (*sagging*) que propicia el origen de estas depresiones en superficie [5, 6]. Todas ellas se alimentan de la lluvia y por lo general representan el afloramiento del propio nivel freático [27]. Sus mayores dimensiones y profundidad la alcanzan cuando eventualmente del propio río se desborda formando grandes encharcamientos temporales. Como se ha mencionado, su eje mayor se dispone paralelo a los escarpes en yesos adyacentes indicando la estrecha relación de la misma con las líneas estructurales que favorecen los procesos de inundación al pie de los mismos [6]. Su forma es triangular, alargada en la dirección de los escarpes en yesos y está formada por dos zonas de agua separadas por un dique artificial [27].

La Laguna de San Juan, es la mayor de las cinco mayores mencionadas que jalonan el valle del Tajuña. Fue declarada “*Refugio de Fauna*” en 1991, y como tal “*Espacio Natural Protegido*”, con unas dimensiones de 47 ha (BOCM de 18 de febrero de 1991). Posee un limnómetro y una nueva torre de observación de dos alturas para ornitología instalada en el año 2023. Es considerada una de los humedales más importantes del sur de la Comunidad de Madrid dado su origen natural [27], ya que las demás lagunas existentes en los valles del Tajo y Jarama son artificiales, consecuencia del relleno e inundación de antiguas graveras y areneros. Su importancia la llevó a ser incluida en el “*Catálogo de Lagos de España*” de Luis Pardo, publicado por el antiguo Ministerio de Agricultura en 1947 [27]. Con anterioridad a 1991 la laguna se encontraba colmatada tanto por sedimentos orgánicos (vegetales y animales), como por sedimentos aportados por la escorrentía de los barrancos que bajan desde los escarpes, y quedó convertida en un amplio carrizal sin lámina de agua. Por tanto, lo que observamos en la actualidad es debido a la recuperación y restauración tras su declaración como espacio protegido. Este tipo de lagunas vinculadas a dolinas kársticas de escasa profundidad son frecuentes en los valles del Jarama, Tajo y fundamentalmente en el del Tajuña [4, 6].

En cuanto a la fauna, esta reserva natural se encuentra todo el año habitada por aves, tanto residentes como de paso. Como residente es representativo el aguilucho lagunero, y como de paso, carriceros, estorninos, patos cuchara, fochas, ánades reales, algún ejemplar de pato colorado y fundamentalmente pollas de agua. El invierno constituye la época de mayor densidad y diversidad ornitológica.

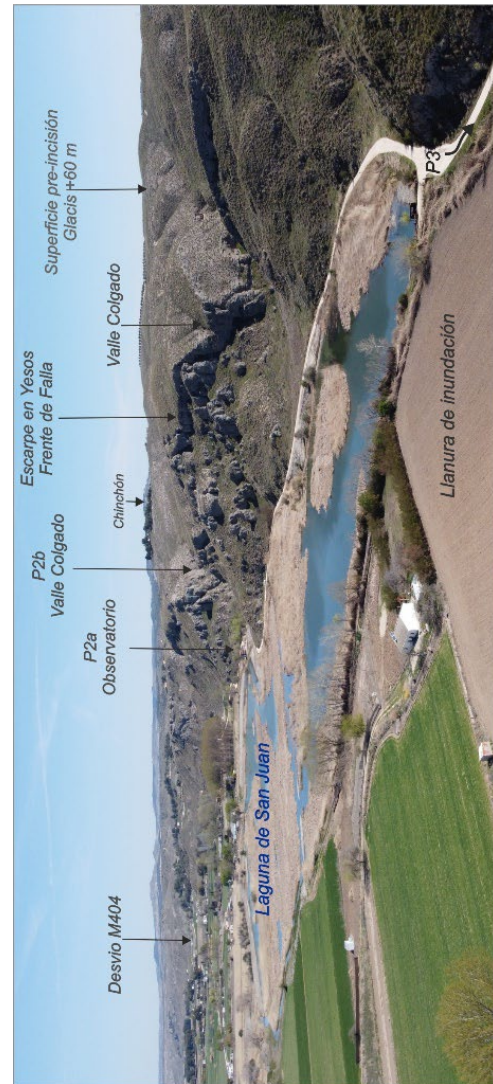


FIGURA 7. Imagen aérea tomada con dron de los escarpes en yesos miocenos, valles colgados y zonas lagunares (Laguna de San Juan) generados a lo largo del escarpe de falla de la margen sur del Tajuña aguas arriba de Titulcia (Madrid)..

Escarpes en Yesos y Valles colgados

Justo a espaldas del observatorio se encuentra uno de los mejores puntos de observación de los valles colgados, líneas de fractura y procesos gravitatorios en masa que acompañan a los escarpes en yesos. A estos se accede por una estrecha vereda por la que se asciende hasta el valle colgado más cercano, el cual con perfil en V se queda colgado unos 45 m a cota de 555 m sobre la actual llanura aluvial del Tajuña (510 m). No obstante, la parte superior de los escarpes alcanzan en esta zona la cota de 590 – 580 m. Esto indica que el colapso principal de los valles de la zona central de la Cuenca de Madrid se produjo una vez la red de drenaje tenía un cierto encajamiento.

Los escarpes en yesos son una característica casi exclusiva de la zona central de la Cuenca de Madrid, donde los valles del Jarama, Manzanares, Tajo y Tajuña se encuentran delimitados por ellos en prácticamente todo su recorrido [20]. Estos poseen longitud kilométrica y presentan desniveles de entre 80 y 60 m, quedando colgadas las terrazas más altas (≥ 60 m) sobre ellos. En el caso del Tajuña, solo en el sector de desembocadura alrededor de Titulcia, aparecen terrazas colgadas sobre su margen derecha, pero se tratan de las terrazas altas del Jarama (+60 m) formadas por gravas de cuarcita. En este sector, situado aguas arriba de Titulcia los únicos depósitos cuaternarios situados sobre los escarpes son los amplios glacis de sustitución que articulan estos escarpes con la “Superficie del Páramo” de la Mesa de Chinchón. (Fig. 2). Estos constituyen glacis de cobertera formados fundamentalmente por limos rosados con gravillas y pequeños fragmentos angulosos de yesos y calizas miocenas [4, 5].

En la zona que se visita el valle es netamente asimétrico presentando los escarpes en yesos a lo largo de la margen izquierda (sur). En estos escarpes subverticales se registra todo un elenco de formas tectónicas, gravitacionales y kársticas que dan fe de la peligrosa dinámica de los mismos. En ellos los tributarios de mayor recorrido conforman desembocaduras en forma de “cuello de botella”, mientras que los de menor recorrido quedan completamente colgados

(*perched*) sobre los escarpes, como el que se observa en esta parada (Fig. 7). También son características la formación de facetas triangulares o trapezoidales de falla entre valle y valle, que en esta zona pueden presentar entre 100 – 250 m de longitud y en los que se puede observar sus escarpes libres subverticales (*free face*) que denotan el origen tectónico de los mismos. Éstos afectan a los yesos sacaroideos subhorizontales de la Unidad Inferior Miocena (Fig. 7).

Las líneas de fractura subverticales son comunes a lo largo de los escarpes y en la zona que nos ocupa se presentan como grandes fracturas de tensión abiertas (*open cracks*) de algunos metros de anchura. A favor de ellas se producen importantes fenómenos de vuelco y desplome. Estos procesos conforman una importante franja coluvial al pie de los escarpes que incluyen gigantescos bloques de yesos de decenas de metros y centenas de m³, que podrían clasificarse como “*mega-colluvial wedges*” asociadas a las fallas que definen los escarpes (Fig. 7). A pesar del importante desarrollo de estas formaciones todavía se observa la parte superior del escarpe libre (*free-face*) de estas fallas, lo que nos indica el carácter activo de los procesos de elevación y subsidencia diferencial ligada a estos escarpes.

Los escarpes no son un elemento lineal único, sino que conforman una especie de zona de falla, de hasta 120 m de anchura, definida por

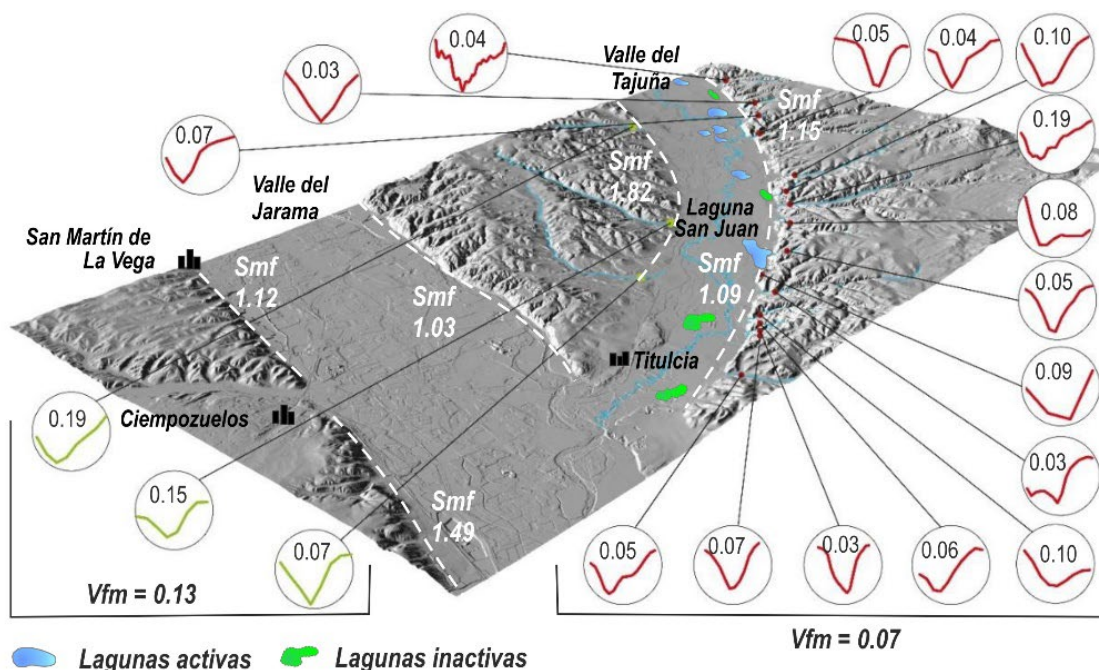


FIGURA 8. Modelo digital del terreno de la zona de confluencia de los ríos Jarama y Tajuña mostrando la distribución de los valores de los índices morfométricos Vf y Smf ligados a los escarpes en yesos que enmarcan los valles del sector central de la Cuenca de Madrid. Modificado de [7].

múltiples fracturas/fallas a veces anastomosadas. A favor de esta zona de falla en la parte superior de los escarpes (bloque levantado) se producen importantes procesos de karstificación, siendo importante la presencia de dolinas y uvalas alargadas a favor de la zona de falla, como la que se visitará en siguiente parada (P3). En la zona estudiada, el escarpe de la margen izquierda del Tajuña tiene una longitud lineal de aproximadamente 22 km, pero de forma segmentada se continua bastante más al norte de Morata de Tajuña, completando prácticamente 75 km lineales. Mientras las facetas triangulares, los valles colgados y los escarpes libres se relacionan con el proceso abrupto que dio origen a estos escarpes durante el Pleistoceno medio, los procesos kársticos y de vertiente mencionados están relacionados con la erosión y degradación de estos. A pesar de ello los escarpes mantienen una linearidad muy relevante característica de frentes montañosos de falla normal [20]. La aplicación de índices morfométricos indicadores de actividad tectónica, como son los índices de sinuosidad de frentes montañosos (S_{mf}), el Stream Gradient (Sl) o la relación anchura /altura de valle (V_f ratio) permiten caracterizarlos como tectónicamente activos.

Los escarpes de la margen izquierda del Tajuña presentan índices de sinuosidad (S_{mf}) en torno a 1,09 – 1,15 y V_f ratios $\leq 0,1$, hecho que comparten con los de ambas márgenes del Jarama en la zona (Fig.8). Los V_f ratios se han obtenido mediante digitalización de la red de drenaje en 19 arroyos del sector estudiado [7] (Fig. 8). Los valores S_{mf} corresponden a la actualización digital de los evaluados en 1988 sobre cartografía 1:50.000 [20]. Los valores S_{mf} obtenidos son indicativos de tectónica activa y de hecho uno de los terremotos más fuerte en la zona fue el ocurrido en San Martín de la Vega en 1954 con una magnitud estimada de 4.0 Mw e intensidad de V- VI grados hasta 10 km de distancia epicentral. Más recientemente cabe citar el de Escopete (2004) con magnitud 4,2 mb en la cuenca alta del Tajuña (Guadalajara) [3].

Dolina de Colapso

A escasos 600 m hacia el SO del Observatorio ornitológico y sobre el escarpe en yesos se desarrolla una espectacular sima vertical de gran profundidad. La sima posee una planta pseudo-circular de unos 38 m de diámetro y un desarrollo vertical superior a los 35 m de profundidad que prácticamente llega a la altura de la llanura aluvial del Tajuña en esta zona. No obstante, esto es difícil de estimar porque la sima se encuentra rellena de materiales colapsados de las paredes



FIGURA 9. Imagen aérea de dron de los escarpes en yesos miocenos, valles colgados y zonas lagunares (Laguna de San Juan) generados a lo largo del escarpe de falla de la margen sur del Tajuña aguas arriba de Titulcia (Madrid).

y de basura. Se desarrolla sobre los yesos sacaroideos y masivos de la unidad Inferior de la Cuenca de Madrid (Aragoniense Inferior y Medio) [5]. Su origen es kárstico, tratándose de una dolina de colapso alineada a favor de las líneas de fractura que delimitan los escarpes en yeso de la margen izquierda del Tajuña. La dolina se encuentra ligeramente elongada en dirección NE-SO, situándose sobre un antiguo fondo aluvial (alargado en forma de uvala), actualmente colgado sobre los escarpes en yesos elongado también en la misma dirección a favor de una línea de fractura (Fig. 9). En sus paredes se pueden observar estas líneas de fracturación a favor de las cuales se ha producido el proceso de

colapso. Estas fallas ponen en contacto los yesos sacaroideos con antiguos rellenos kársticos que se encuentran aparentemente consolidados o cementados. Ello nos indica que el proceso de karstificación ha sido prolongado en el tiempo y que la cavidad tuvo aparentemente un relleno antes de quedar colgada sobre los escarpes. La formación de esta sima conllevó el colapso de los yesos miocenos y los rellenos de la antigua cavidad. Su cronología es ciertamente posterior a la formación de los escarpes en yesos, aunque puede haber sido activa o haberse amplificado en varias fases.

Por su cercanía a Madrid constituye un valioso recurso didáctico [27], aunque actualmente funciona como punto de vertido incontrolado, existiendo varias carrocerías de automóviles y grandes electrodomésticos en su interior. Junto con la Laguna de San Juan queda recogida en el inventario de Lugares de Interés Geológico (LIG) del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) con código con TM035 y denominación “Sima en yesos y Laguna de San Juan en el valle del río Tajuña” [27].

La abundancia de terrenos evaporíticos en la región central de la Cuenca de Madrid hace que los fenómenos kársticos sean usuales y de peligrosa dinámica ya que frecuentemente afectan a zonas urbanizadas. Este es el caso de Rivas-Vaciamadrid, Aranjuez, Estremera y en general toda la zona sur de la Comunidad de Madrid. Son numerosos los ejemplos de fallos geotécnicos en urbanizaciones de estas

poblaciones y polos industriales (como Mercamadrid) donde se producen asientos diferenciales en edificios y estructuras sobre terrenos evaporíticos debido a la formación de cavidades y cambios volumétricos que acompañan los procesos de hidratación y transformación anhidrita-yeso [28].

Problemas de karstificación han acompañado también a las obras del metro de la línea 7 del Metro de Madrid o las del túnel del AVE Madrid-Valencia a su paso por Ontígola en Aranjuez [28]. De especial relevancia son la formación de dolinas de colapso, como la que se abrió en noviembre de 2023 en el Barrio de La Montaña de Aranjuez, de hasta 30 m de profundidad y unos 5 m de diámetro, que obligó al “desalojo exprés” y definitivo de 24 viviendas. Se trata de un caso de karst cubierto con la generación de una sima vertical que afectó a la terraza de +30-35 m de la confluencia Tajo-Jarama en todo su espesor. La Cartografía geológica y geomorfológica de la zona ya identificaba este tipo de estructuras en la llanura de inundación adyacente [5]. La presencia de estas cavidades cercanas a la superficie hace que los procesos de karstificación en la Comunidad de Madrid generen una repercusión económica y social muy relevante [28]. En concreto el reciente caso de Aranjuez ocasionó un gran revuelo mediático en medios de comunicación escritos y televisión, así como un gran impacto social.

Parada 3: Deformaciones terraza +60 m del Río Tajo aguas arriba de Fuentidueña (Puente de La Algarda, Guadalajara).

Jorge L. Giner Robles: Dpto. de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid. Canto Blanco, Madrid. jlqinerz@uan.es
Miguel A. Rodríguez-Pascua Instituto Geológico y Minero de España IGME-CSIC. Madrid ma.rodriguez@igme.es
Pablo G. Silva Barroso. Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca USAL. Escuela Politécnica Superior de Ávila. pgsilva@usal.es

El Puente de la Algarda, se encuentra situado en el cruce del Río Tajo con la carretera regional madrileña M222 y su continuación en Guadalajara GU-282 dirección a la localidad de Leganiel. En este punto se observa un amplio afloramiento de la terraza +60 m del valle del Tajo situado aguas arriba de Fuentidueña de Tajo en las proximidades de la población de Estremera situado sobre las facies yesíferas de la unidad inferior miocena [1, 8]. El afloramiento es descrito en diferentes trabajos bajo perspectivas de evolución fluvial y geocronología del Cuaternario [9, 11] y de las estructuras de deformación que la afectan [29]. Los afloramientos de estas terrazas en esta zona guardan el mérito es que fue en ellas donde por primera vez se determinó el tránsito

Matuyama-Brunhes (Pleistoceno inferior-medio) en los sistemas de terrazas de la Cuenca del Tajo [9].

Este nivel de terraza se encuentra engrosado e intensamente litificado, y presenta diferentes niveles arenosos y de gravas intensamente deformados afectado por estructuras de deformación frágil y plegamientos de distinto orden (Fig.10). En el afloramiento pueden observarse dos unidades, separadas por una discordancia angular y erosiva fuertemente deformada. La unidad superior está formada por hasta 10-11 m. de gravas de cuarcita y calizas, de hasta 5-8 cm Ø, con cantos dispersos de sílex, formando bancos en disposición subhorizontal (Fig.10). Todo el conjunto se encuentra empastado por una matriz areno-limosa grisácea y niveles de arcillas pardo-grisáceas intercalados,

que se caracteriza por estar fuertemente cementada [8].

Las directrices, tanto de los pliegues como de las fracturas, coinciden con las de los principales sistemas de fracturación que afectan al Mioceno

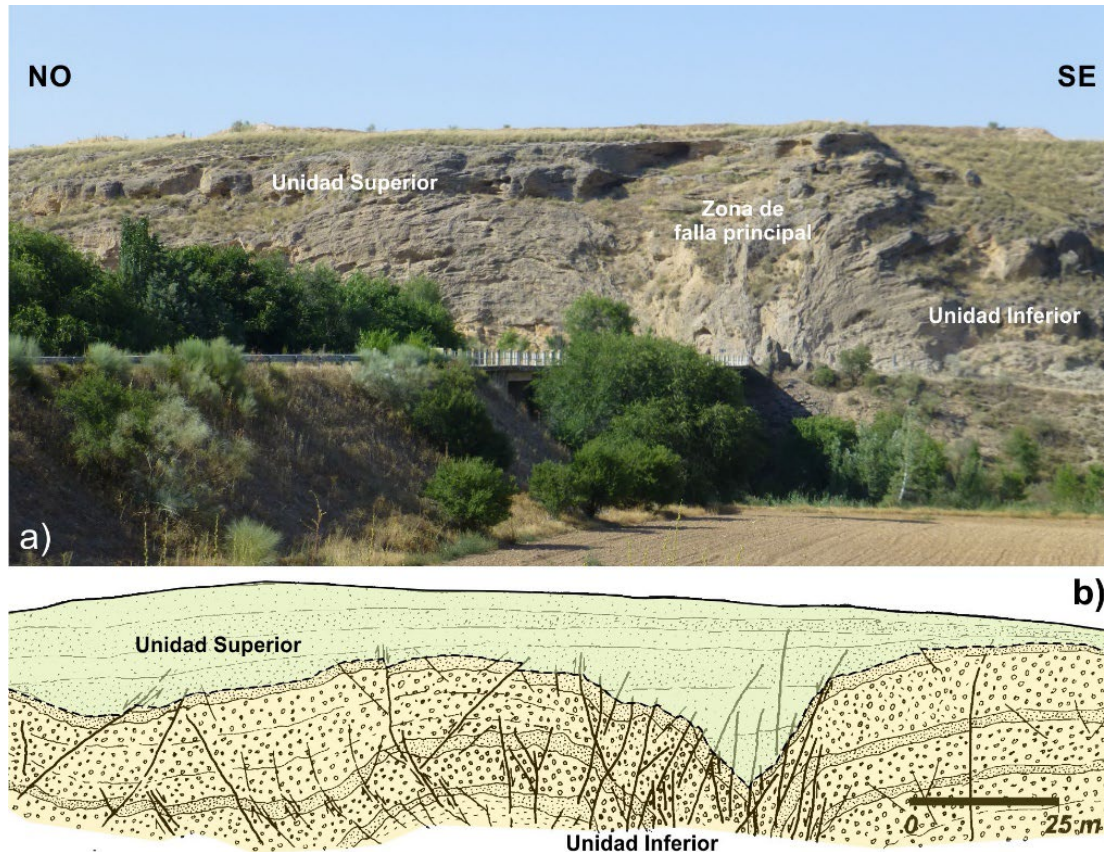


FIGURA 10. a) Aspecto del afloramiento de la parada desde el suroeste. Se puede observar la morfología del anticlinal y la localización de la zona de falla principal con desplazamientos de hasta 2,5 m, verticalizando algunos de los niveles que conforman esta terraza engrosada. b) Esquema simplificado de la estructura principal con las fallas de carácter métrico.

La unidad inferior de la terraza se presenta variablemente cementada y con una mayor abundancia de matriz limo-arenosa de color pardo-anaranjado. Presenta una potencia máxima de hasta 30 m, y en su base se conservan paleocanales en discordancia erosiva sobre las margas yesíferas y yesos masivos miocenos infrayacentes [8]. Esta unidad inferior se encuentra intensamente deformada afectada por pliegues anticlinales y sinclinales de 3-5 m de radio fuertemente fracturados y separados por fracturas subverticales de dirección general NE-SO (Fig. 10b). Las deformaciones presentes en esta terraza parecen estar condicionadas por una estructura de roll-over asociada a una falla normal con geometría lítrica orientada NE-SO (Fig. 10b). Todo el conjunto está afectado por un sistema de fallas normales subverticales de longitudes de orden métrico y desplazamientos observables de más de 2 m orientadas NE-SO, que acomodan la deformación producida por la falla principal. A favor de los planos de falla se producen reorientaciones de los cantos, formando pliegues menores por el movimiento diferencial de arrastre de los bloques afectados (Fig. 11).

al NO de los afloramientos en la zona de divisoria Tajo-Tajuña en el entorno de Mondéjar [8]. Estas orientaciones coinciden también con la directriz general NE.-SO que siguen los valles del Tajo y Tajuña en la zona, así como su zona de divisoria en el extremo NE de la Mesa de Chinchón (Fig. 1). El conjunto de deformaciones estaría relacionado con las zonas de nucleación de deformación asociadas a los flancos de la flexura litosférica, o *forebulge* isostático, que atraviesa la Cuenca de Madrid de SO a NE (Fig. 3).

Como ocurre en el caso del Tajuña, las deformaciones cuaternarias estarían potenciadas o amplificadas por la ocurrencia de procesos kársticos y/o halocinéticos relacionados en el sustrato yesífero sobre el que se asientan estas terrazas. La controversia entre la participación de fenómenos kársticos, halocinéticos y/o tectónicos en los sistemas de terraza de la Cuenca del Tajo es una controversia que se ha mantenido a lo largo del tiempo con diferentes posturas de diferentes investigadores.

El modelo geodinámico vigente en la actualidad (Fig. 4) asume que la flexura litosférica ocasionada por los esfuerzos en campo lejano de



FIGURA 11. Ejemplos de algunas de las deformaciones presentes en la zona de la falla principal. Se puede observar los desplazamientos y la reorientación de los cantos en las fallas secundarias. En estas zonas, el afloramiento da un aspecto escalonado por la presencia de sistemas de fallas métricas en relevo.

la Bética sumada a la respuesta isostática por acumulación de sedimentos (c. 3 km) en el antepaís sur del Sistema Central [3] son los que dirigen la deformación intracuencal desde al menos el techo de la unidad intermedia Miocena (Vallesiense; 10 Ma) [1, 2]. No cabe duda que la distribución y características de la sismicidad presente en la zona delata el origen tectónico último de las deformaciones, algunas de carácter paleosísmico. No obstante, son los procesos

halocinéticos, kársticos y gravitatorios asociados al crecimiento y colapso del forebulge isostático los que, a partir del Pleistoceno Medio, amplifican las deformaciones. Estos procesos, con un fuerte control tectónico, pero fuertemente circunscritos a los afloramientos de materiales evaporíticos que dibujan el forebulge isostático, son los que controlan procesos tales como la superposición y engrosamiento de las terrazas fluviales y las deformaciones asociadas en el interior de los

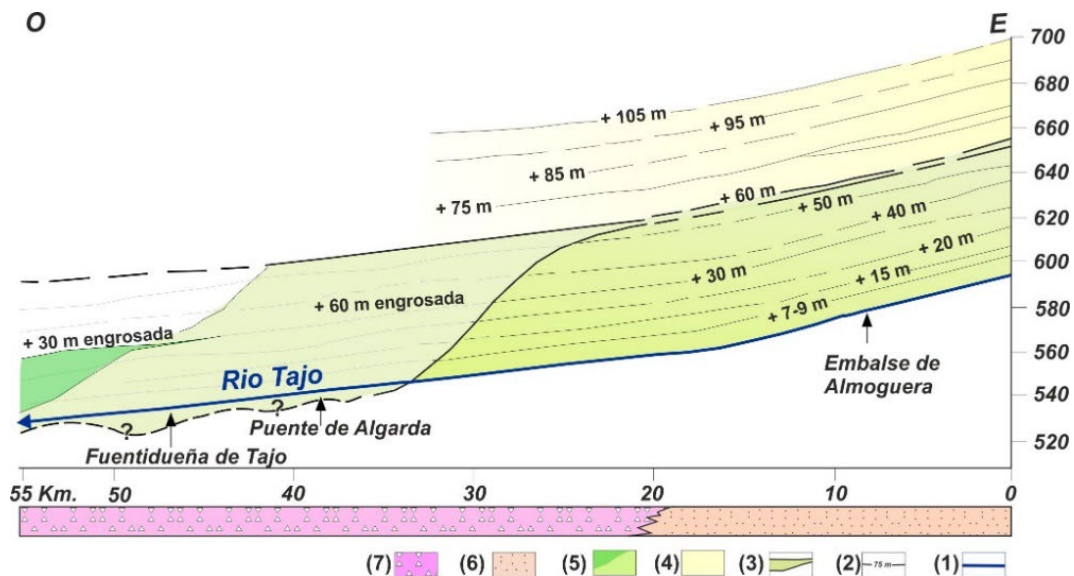


FIGURA 12. Perfiles de equilibrio del cauce del río Tajo y las terrazas definidas en el área suroccidental de la Cuenca del Tajo, (1) perfil longitudinal actual del río Tajo, (2) perfil longitudinal y altitud relativa de las terrazas, (3) perfil longitudinal y geometría de la terraza +60m, (4) terrazas encajadas escalonadas, (5) terrazas solapadas y superpuestas. (6) facies detríticas miocenas (facies de borde de la Sierra de Altomira), (7) facies evaporíticas miocenas de centro de cuenca. Modificada de Pinilla et al., [9].

valles fluviales de la región Fig. 12 procesos tales como la superposición y engrosamiento de de las terrazas fluviales y las deformaciones asociadas

en el interior de los valles fluviales de la región Fig. 12)

Parada 4: Deformaciones en las terrazas bajas del Tajo (Driebes, Guadalajara)

M.A. Rodríguez-Pascua. Instituto Geológico y Minero de España IGME-CSIC. Madrid ma.rodriquez@igme.es

M.A. Perucha Atienza. Instituto Geológico y Minero de España IGME-CSIC. Madrid ma.perucha@igme.es

P. G. Silva Barroso. Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca USAL. pgsilva@usal.es

Alicia Medialdea. Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana. CENIEH, Burgos. alicia.medialdea@cenieh.es



Fig. 13. Dique de arenas en terraza media del Tajo (paso de El Maquilón, Driebes, Guadalajara). Tomada de Rodríguez-Pascua et al., 2019 [31].

En el afloramiento de la Algarga (Parada 4) se han podido ver intensas deformaciones asociadas a una estructura en *roll-over* ligada a una falla normal que afecta a terrazas de + 60 m del Tajo (Pleistoceno inferior-medio). Estas fallas han tenido y pueden tener una actividad sismotectónica importante ya que se han podido observar estructuras de licuefacción de origen sísmico en estos sistemas de terrazas. Esta parte del recorrido de campo se va a dedicar a la observación de estas estructuras de licuefacción. Desde los depósitos de las terrazas de +40m hasta los aluviones de niveles inferiores aparecen numerosas estructuras de licuefacción en las distintas secuencias aluviales e incluso en el relleno de la propia llanura de inundación del Tajo (Fig. 13). Estas estructuras de licuefacción están asociadas al sistema de fracturación que deforma los depósitos pleistocenos del valle del Tajo y que, en su conjunto, ha sido denominada “Falla del Tajo” [29]. En este sector puede seguirse su traza cartográfica (N45°E) en las deformaciones de las terrazas a lo largo de una longitud superior

a los 15 km, desde Fuentidueña de Tajo hasta la presa el Almoguera (Fig. 12).

En los puntos donde la Falla del Tajo intersecta las terrazas del Tajo aparecen deformaciones que están fundamentalmente asociadas a fallas normales y normal-direccionales. En estas áreas intensamente deformadas (deformación dúctil-frágil) también aparecen estructuras de licuefacción con diferentes características. Los diques de arena observados siguen las mismas direcciones que la Falla del Tajo, estando claramente influidas por el mismo campo de esfuerzos activo que genera el movimiento de la falla [30]. La figura 14 muestra esta zona de falla en el sector analizado del valle del Tajo entre las paradas 4 y 5 de la salida de campo.

En las terrazas de +20 a +30 m aparecen algunas de estas estructuras, consistentes en diques de arena. Estos diques de arena están constituidos por arenas silíceas de grano medio bien clasificadas que intruyen en materiales de

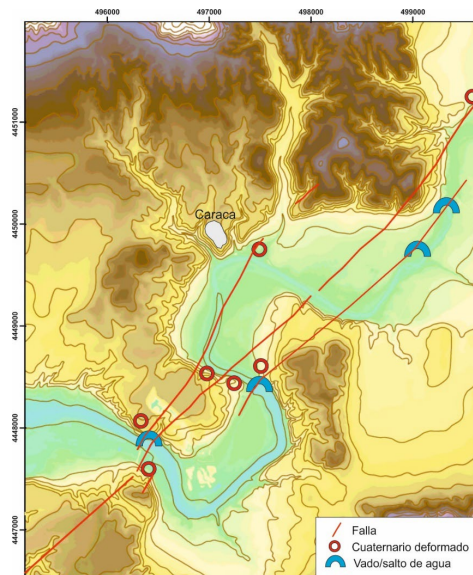


Fig.14. Esquema de distribución de vados actuales en el valle del Tajo y su relación con el sistema de fallas que condicionan el Valle del Tajo en este sector (tomada de Rodríguez-Pascua et al., 2019 [31]).

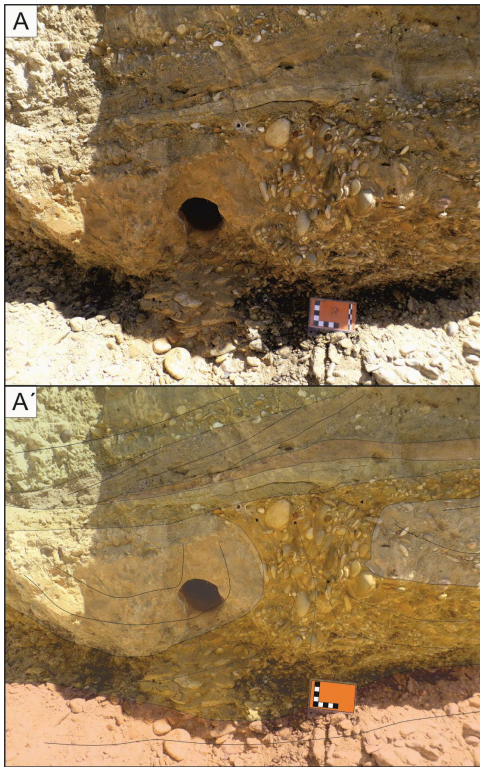


Fig.14. Esquema de distribución de vados actuales en el valle del Tajo y su relación con el sistema de fallas que condicionan el Valle del Tajo en este sector (tomada de Tomada de Rodríguez-Pascua et al., 2019 [31]).

las mismas características o en conglomerados de niveles superiores (Fig. 14). En ningún caso se observan estructuras de deformación asociadas a la carga brusca que podrían haber generado las barras de gravas donde penetran. Es decir, no se han encontrado mecanismos de disparo que puedan estar asociados a fenómenos de carga ligados a la dinámica sedimentaria fluvial. Por ello, la hipótesis sísmica podría ser la que mejor explicaría el desarrollo de estructuras de este tipo en los diferentes niveles de terraza. La longitud de la traza de la Falla del Tajo en este segmento (15 km) tiene el potencial para producir terremotos de magnitud $M > 6.0$. por lo que podría ser la fuente sismogénica que las produjo.

En el caso de materiales holocenos de la llanura de inundación del Tajo, se han observado estructuras de licuefacción en gravas que son el objeto de esta parada (Fig. 15). La capa confinante es un nivel de arenas de grano medio bien seleccionadas con arcilla que le dan cohesión. El nivel licuefactado son gravas heterométricas matriz soportadas de cantos de caliza micrítica de entre 0,5 y 8 cm, con clastos de sílex y cuarcita. La matriz es arenosa de grano medio bien seleccionada. La morfología corresponde a estructuras en champiñón con la parte superior posteriormente erosionada. Estas licuefacciones se pueden seguir lateralmente a lo largo de este mismo nivel. Las intrusiones presentan clastos orientados que marcan las direcciones de flujo ascendentes de las gravas licuefactadas, con intrusión lateral al llegar a la superficie o a la zona de contacto con la capa confinante (no visible al haber sido erosionada) (Fig. 15). El posible origen sísmico de estas estructuras tendría que estar asociado a energías muy altas ($M > 6,5$) generadas por rupturas de falla superiores a los 100 km. Por este motivo es posible que el “efecto sitio” de la llanura de inundación, sumado a un evento muy superficial pudiesen haber generado licuefacciones de gravas con rupturas de falla de menor longitud. En cualquier caso, este es un tema que todavía está en análisis para este sector del valle del Tajo.

Como en el Caso de las terrazas de Titulcia se han tomado muestras para la datación OSL de los materiales que todavía se encuentran en estudio. Los puntos de muestreo se han tomado en relación con las estructuras de licuefacción discutidas en párrafos anteriores (Fig. 15). Por tanto, los resultados de estas dataciones nos darán importantes datos sobre la cronología de los depósitos fluviales y la de las deformaciones. No obstante, dado que en esta zona los depósitos fluviales se encuentran engrosados, los depósitos muestreados unos 4 m por debajo de la Llanura de inundación actual, podrían corresponder a niveles fluviales más antiguos.

Parada 5: Ríos, fallas, vados y batallas: la batalla del Tajo (220 BCE)

M.A. Rodríguez-Pascua. Instituto Geológico y Minero de España IGME-CSIC. Madrid ma.rodriquez@igme.es

M.A. Perucha Atienza. Instituto Geológico y Minero de España IGME-CSIC. Madrid ma.perucha@igme.es

Enrique Gamazo Pazos. Museo Arqueológico Nacional, Madrid. emilio.gamo@cultura.gob.es

La Batalla del Tajo (220 BCE), donde Aníbal Barca obtiene su primera gran victoria militar y se consagra como uno de los mejores estrategas de la historia, tuvo lugar en la intersección del río Tajo con el camino a Cartago Nova. Este punto de intersección es la ciudad carpetana de Caraca, que posteriormente pasaría a ser *oppidum* romano [32].

Una de las claves en la estrategia de Aníbal, como Polibio y Tito Livio describen, es el uso estratégico por parte de éste de los vados en el río Tajo para forzar el paso de los carpetanos y compensar su inferioridad numérica. Con la misma intención, para forzar el uso de los vados por parte de los carpetanos, Aníbal construyó una empalizada junto al cauce del río, como describe Tito Livio. Estas dos cuestiones claves en el desarrollo de la batalla y posterior victoria de Aníbal, podrían tener su reflejo en la geología. La propia dinámica fluvial puede hacer aparecer y desaparecer vados en poco tiempo, incluso en días tras un periodo de crecidas, por ejemplo. Por este motivo es importante poder asegurar que los vados del Tajo que hay junto a Caraca estaban activos también en esta época histórica.

En el caso de batallas que tienen lugar en las proximidades de importantes corrientes fluviales, que sirven de barrera geográfica al desarrollo del combate, la localización de zonas de paso o vadeo es crucial. Es el caso de la famosa batalla del Tajo del 220 BCE, en la que las fuentes escritas citan el importante papel del río, su vadeo y cruce por parte de los combatientes.

En la zona de Caraca, sobre la Falla del Tajo, podemos encontrar al menos 4 vados relacionados con la actividad neotectónica de esta falla [30] (Fig 14), en tan solo 4 km. Los vados del río Tajo en el entorno de Caraca son vados estables condicionados por el sustrato geológico. Este sustrato de rocas competentes estaría formado por potentes paquetes de conglomerados fuertemente consolidados de edad pleistocena. Estos conglomerados aparecen deformados por fallas que generan saltos en el sustrato y condicionan el desarrollo de vados.

La estructura cuadrangular antrópica que hay en el meandro frente a Caraca (Fig 16), que podría tratarse de una empalizada con foso, queda flanqueada por dos vados, lo que la haría compatible con las descripciones históricas que

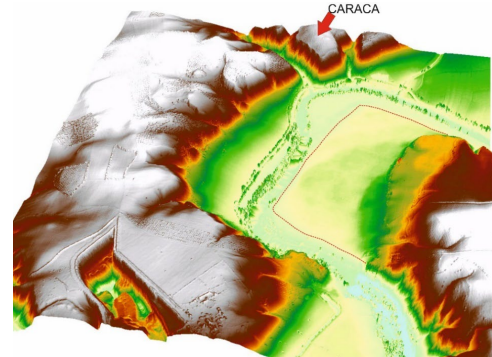


Fig.16. MDT del meandro del Tajo frente al oppidum de Caraca. La línea roja de puntos marca una estructura antrópica anómalamente cuadrangular excavada en la barra de la cara interna (point bar) del meandro.

afirman que Aníbal la construye para forzar el paso de los carpetanos. De este modo una posible distribución lógica de los dos ejércitos puede verse en la figura 17A, donde una vez cruzado el río por parte de Aníbal y haber construido la empalizada distribuye a sus tropas y fuerza a los carpetanos a dirigirse a estos vados. Frente a los vados pudo situar a su infantería, elefantes y parte de la caballería, mientras que dentro de la empalizada tuvo que situar tropas para disuadir a los carpetanos de utilizar esta vía. Las tropas que pudo situar dentro de la empalizada pudieron ser parte de sus elefantes que, de este modo, podría mover fácilmente hacia ambos vados protegidos del enemigo (Fig 17B). Un elemento geográfico que pudo tener un papel importante en la batalla es el cerro de El Jardín (626 m), situado al SE de la empalizada y frente a ésta. Desde este punto se puede observar todo el escenario de la batalla, el propio *oppidum* de Caraca (15 m por debajo de esta cota) y además puede usarse para ocultar tropas a los ojos del enemigo, como su propia escolta a caballo y parte de la caballería ligera [32].

En las figuras 17C y 18A se ejemplifica el posible inicio de la batalla, donde los carpetanos deciden atacar cruzando estos vados y Aníbal los repele en la orilla contraria, utilizando la ventaja que da sobre la infantería que cruza el cauce fluvial, ir a caballo y sobre elefantes. Tito Livio dice de los carpetanos que "...algunos, arrastrados en dirección al enemigo por la corriente llena de rápidos, fueron aplastados por los elefantes", lo cual puede darse en zonas de meandro, donde la trayectoria del agua en el cauce puede hacer pasar un objeto flotante de

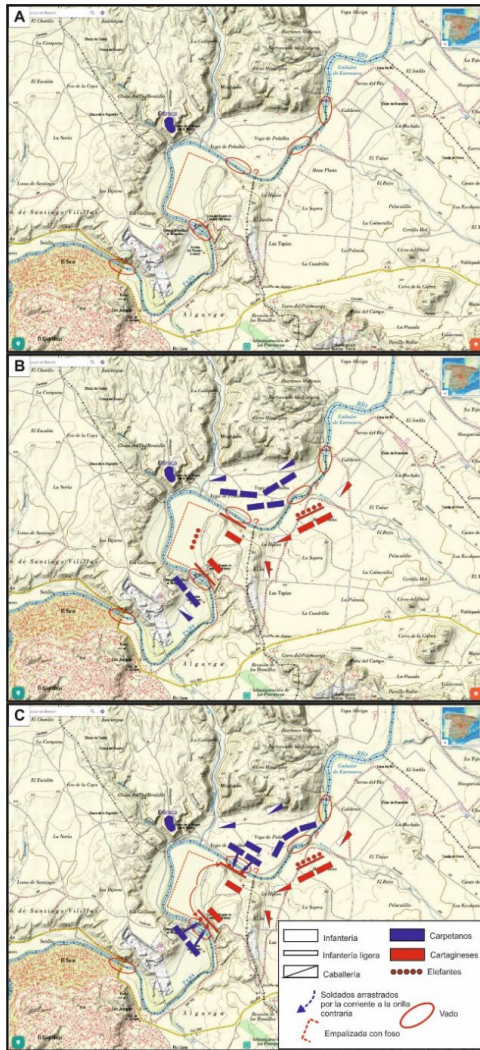


Fig.17. Posible escenario de la Batalla del Tajo (220 BCE), distribución de tropas y secuencia de los acontecimientos al inicio de la batalla. modificada de [31]. -.

una orilla a otra. Este particular podría haberse dado aguas debajo de los dos vados más al norte, haciendo que la infantería que se viese arrastrada por el agua en estos puntos fuese dirigida por la corriente a la orilla contraria en la parte norte de la empalizada, donde les estarían esperando elefantes y caballería (Fig. 18C) [32].

Con las tropas carpetanas ya desorganizadas y diezmadas en el cauce del Tajo, Aníbal decide pasar a la ofensiva, como describe Polibio: “Al final cruzó el río el mismo Aníbal con su escolta, atacó a los bárbaros y puso en fuga a más de cien mil hombres.”. Este movimiento podría haberse dado poniendo en movimiento la caballería que habría reservado tras el cerro del Jardín, donde pudo ocultar su propia escolta. Para atacar y poner en fuga a los carpetanos Aníbal pudo usar el vado del embalse de Almoguera, lo cual, mediante un rápido movimiento, situaría a su caballería a retaguardia del ya desorganizado ejército carpetano generando la desbandada

(Fig. 6F). Lo mismo podría haber ocurrido en el vado de la parte sur de la empalizada (Central eléctrica del Maquilón) por donde también podría haber atacado al ejército carpetano en una maniobra en pinza. Efectivamente se ha señalado como la eficacia de la caballería y los elefantes de Aníbal resultaron fundamentales para que el general cartaginés tuviera éxito en su estrategia (Gamo Pazos et al., 2019).

Con esta posible descripción de los hechos en el entorno de Caraca, se pone de manifiesto la compatibilidad de este escenario para el posible desarrollo de la batalla en el río Tajo junto a esta ciudad carpetana, lo cual no confirma que la batalla tuviese lugar en este punto, pero sí apoya la hipótesis planteada en este trabajo.

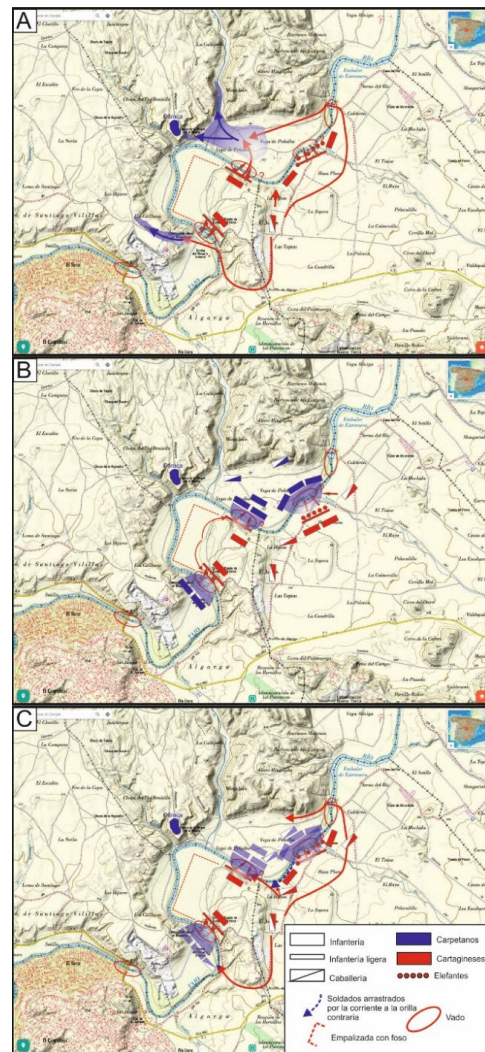


Fig. 18. Posible escenario de la Batalla del Tajo (220 BCE), distribución de tropas y secuencia de los acontecimientos hasta el final de la batalla (modificada de [31]). -.

Agradecimientos

Esta Guía de Campo se enmarca en los trabajos de divulgación financiados por el proyecto de investigación I+D+i PID2021-123510OB-I00 del MICIN AEI/10.13039/501100011033/ (QTECT-IBERIA, USAL). Es una contribución de los Grupos de trabajo de AEQUA sobre Tectónica Cuaternaria (QTECT) y Cuaternario Madrileño (GQM).

C³ References.

- [1] Alonso-Zarza, A.M.; Calvo, J. P.; Silva, P.G.; Torres, T. (2004): La Cuenca del Tajo. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España. SGE-IGME, Madrid: pp. 556-561.
- [2] De Vicente, G.; Vegas, R.; Muñoz-Martín, A.; Silva, P.G.; Andriessen, P.; Cloetingh, S.; González-Casado, J.M.; Van Wees, J.D.; Álvarez, J.; Carbó, A.; Olaiz, A. (2007). Cenozoic thick-skinned and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change* 58, 335–381.
- [3] Giner, J.L.; Pérez-López, R.; Silva, P.G.; Jiménez Díaz, A.; Rodríguez-Pascua, M.A. (2012). Recent tectonic model for the Upper Tagus Basin (central Spain). *Journal of Iberian Geology* 38, 113-126.
- [4] Silva, P.G.; Rodríguez-Pascua, M.A.; Perucha, M.A. Medialdea, A.; Muñoz Hernández, M.J.; Elez, J.; Sánchez-Sánchez, Y.; Roquero, E. (2023). Tectónica Cuaternaria en el Valle del Tajuña (Cuenca de Madrid, España): Aspectos Geológicos y Geomorfológicos. *Geotemas* 20.....
- [5] Mediavilla, R.; Rubio, F.J. Martín-Serrano, A. Silva, P.G. et al. (2002). Hoja Geológica y Geomorfológica 1:50.000 de *Aranjuez (nº 605)*. Instituto Geológico y Minero de España, IGME Madrid.
- [6] Silva, P. G.; Goy, J. L.; Zazo, C. (1988a). Evolución geomorfológica de la confluencia de los ríos Jarama y Tajuña durante el Cuaternario (Cuenca de Madrid, España). *Cuaternario y Geomorfología* 2(1-4), 125-133.
- [7] Muñoz Hernández, M.J. (2022). Geomorfología Tectónica del Valle del Tajuña (Cuenca de Madrid, España). TFM Ciencias Ambientales USAL. 47 pp.
- [8] San José, M.A. (1973). Hoja Geológica 1:50.000 de *Mondejar (nº 584)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- [9] Pinilla, L.; Pérez-González, A.; Sopena, A.; Parés, J.M. (1995). Fenómenos de hundimientos sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la Cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueña de Tajo). En: Alexandre, T. y Pérez-González, A. (Eds.) *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. Libro-Guía IX Reunión Nacional sobre el Cuaternario. CSIC. Madrid, Monografía nº 3, pp. 125-140.
- [10] Giner, J.L.; De Vicente, G.; Pérez González, A.; Sánchez-Cabañero, J.G.; Pinilla, L. (1996). Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid *Geogaceta* 20-4, 842-845.
- [11] Pérez-González, A. (1994). Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo En: M. Gutiérrez Elorza (Ed.) *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, Madrid, pp. 389–436.
- [12] Cañaveras, J.C.; Calvo, J.P.; Hoyos, M.; Ordoñez, S. (1996). Paleomorphologic features of an intra-Vallesian paleokarst, Tertiary Madrid Basin: significance of paleokarstic surfaces in continental basin analysis. En: P. Friend y C.J. Dabrio (Eds.) *Tertiary Iberian Basins, the stratigraphic record of crustal kinematics*, Cambridge University Press, London, pp. 278-284.
- [13] Silva, P.G.; Roquero, E.; López-Recio, M.; Martínez-Graña, A.M. (2017). Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Tagus and Duero basins, Central Spain). *Quaternary Sciences Reviews* 166, 188-203.
- [14] Karampaglidis, T.; Benito-Calvo, A.; Rodés, A.; Braucher, R.; Pérez-González, A.; Pares, J.; Stuart, F.; Di Nicola, L.; Bourles, D. (2020). Pliocene endorheic-exhoreic drainage transition of the Cenozoic Madrid Basin (Central Spain). *Global and Planetary Change* 194, 103295.
- [15] Silva, P.G.; de Vicente, G.; Pozo, M.; Morales, J.; Calvo, J.P.; Peláez-Campomanes, P.; Vegas, R. (2008). The role of bulge development in the intrabasinal topography, tectonics and fluvial dissection, of the Madrid Basin from the Late Miocene to the Quaternary. En: Clething, M. et al. (Eds.). *4th TOPO-EUROPE Workshop*. European Science Foundation – Universidad Complutense, El Escorial, Madrid. 2pp.
- [16] Santiesteban, J.L.; Schulte, L. (2007). Fluvial networks of the Iberian Peninsula: a chronological framework. *Quaternary Science Reviews* 26, 2738–2757
- [17] López-Recio, M.; Silva, P.G.; Roquero, E.; Cunha, P. P.; Tapias, F. et al. (2015). Geocronología de los yacimientos achelenses de Pinedo y Cien Fanegas (Valle del Tajo) e implicaciones en la evolución fluvial en el entorno de Toledo (España). *Estudios Geológicos* 71(1): e029.
- [18] Moreno, D.; Falguères, C.; Pérez-González, A.; Duval, M.; Voinchet, P.; Benito-Calvo, A. et al. (2012). ESR dating of Middle Pleistocene archaeo-paleontological sites from the Manzanares and Jarama river valleys (Madrid basin, Spain). *Quaternary Geochronology* 10, 418-423.
- [19] Pérez-González, A.; Gallardo-Millán, J.L.; Uribealdea del Val, D.; Panera, J.; Rubio-Jara, S. (2013). La inversión Matuyama-Brunhes en la secuencia de terrazas del río Jarama entre Velilla de San Antonio y Mejorada, al SE de Madrid (España). *Estudios Geológicos* 69 (1), 35-46.
- [20] Silva, P.G., Goy, J.L.; Zazo, C. (1988). Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geológicos* 44: 415-427.
- [21] Panera, J.; Rubio Jara, S.; Pérez González, A. (2019). A fundamental archive for the European Pleistocene: The Manzanares and Jarama valleys (Madrid, Spain). *Quaternary International* 520. Elsevier, Amsterdam. 2019 pp.
- [22] Capote, R.; Fernández Casals, M. (1978). La Tectónica Postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo. *Boletín Geológico y Minero* 89, 6-14.
- [23] Aguirre, E.; Díaz Molina, M.; Pérez González, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. *Trabajos Neógeno Cuaternario* 5, 7-29.
- [24] Silva, P.G.; Bardají, T. Roquero, E.; Baena-Preysler, J.; Cearreta, A.; Rodríguez-Pascua, M.A.; Rosas, A.; Zazo, C.; Goy, J.L. (2022). El Periodo Cuaternario; Historia Geológica de la Prehistoria. *Cuaternario y Geomorfología* 31 (3-4), 113-154.
- [25] Silva, P.G.; López-Recio, M.; Tapias, F.; Roquero, E.; Morín, J.; Rus, I.; Carrasco, P.; Giner-Robles, J.; Rodríguez-Pascua, M.A.; Pérez-López, R. (2013). Stratigraphy of the Arriaga Palaeolithic sites. Implications for the geomorphological evolution recorded by thickened fluvial sequences within the Manzanares River valley (Madrid Neogene Basin, Central Spain). *Geomorphology* 196, 138-161.

- [26] Rodríguez-Pascua, M.A.; Silva, P.G.; Perucha, M.A.; Giner-Robles, J.; Heras, C.; Bastida, A.B.; Carrasco, P.; Roquero, E.; Lario, J.; Bardají, T.; Pérez-López, R.; Elez, J. (2016). Seismically induced liquefaction structures in La Magdalena archaeological site, the 4th Century AD Roman Complutum (Madrid, Spain). *Sedimentary Geology* **344**, 34–46.
- [27] LIG TM035 IGME (2016). Sima en yesos y Laguna de San Juan en el valle del río Tajuña. *Catálogo Digital de Lugares de Interés Geológico IGME*. <https://info.igme.es/ielig/LIGInfo.aspx?codigo=TM035>
- [28] Baquedano Estévez, C.; De la Losa Román, A.; Duran Laforet, S.R.; Durán Valsero J.J., et al. (2021). Agua, yesos y cuevas: El karst yesífero de Estremera (Madrid). *Hidrogeología Madrid 2021*. IGME, Madrid, 19 pp.
- [29] Giner Robles, J.L. y de Vicente, G. (1995). Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid En: T. Alexandre Campos y A. Pérez- González (Eds.): *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*, CSIC, Madrid, pp. 125-139.
- [30] Herraiz, M.; De Vicente, G.; Lindo-Naupari, R.; Giner, J.; Simón, J.L.; González-Casado, J.M.; Vadillo, O.; Rodríguez-Pascua, M.A.; Cicuéndez, J.I.; Casas, A.; Cabañas, L.; Rincón, P.; Cortés, A.L.; Ramírez, M.; Lucini, M. (2000). The recent (upper Miocene ot Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics* **19**, 762–786.

- [31] Rodríguez-Pascua, M.A.; Mediato Arribas, J.F.; Perucha Atienza, M.A.; Díez-Herrero, A. (2019). Condicionantes geológicos del territorio de Caraca En: Gamo Pazos, E.; Fernández Ortea, J.; Álvarez Jiménez, D. (Eds.). *En ningún lugar...Caraca y la romanización de la Hispania interior*. Diputación de Guadalajara, pp. 17-35.
- [32] Gamo Pazos, E.; Fernandez Ortea, J.; Rodríguez-Pascua, M.A.; Díez-Herrero, A.; Perucha Atienza, M.A.; Mediato Arribas, J.F. (2019). Datos históricos, arqueológicos y geológicos para la ubicación de la Batalla de Aníbal en el Tajo (220 a. C.). En: Gamo Pazos, E.; Fernández Ortea, J.; Álvarez Jiménez, D. (Eds.). *En ningún lugar...Caraca y la romanización de la Hispania interior*. Diputación de Guadalajara, pp.71-102.



Possible escenario de la Batalla del Tajo frente a la ciudad romana de Caraca (Driebes-Illana, Guadalajara)

C³ Cuadernos de Campo del Cuaternario Vol., 6. 2024, AEQUA, Ávila. 26 pp.

Silva Barroso. P.G., Ed. (2024). *Tectónica Cuaternaria de los Valles del Tajo y Tajuña (Cuenca de Madrid, España)*.



Imagen aérea dron del grupo de asistentes a la excursión en la Dolina ccolgada sobre los escarpes en yesos en la margen izquierda del Tajuña frente a la población de Titulcia (Madrid). De izquierda a derecha **1º Fila:** Iván Martín (UPV-EHU); Alicia Medialdea (CENIEH); David Sanz Mangas (IGME, Canarias); Teresa Mateos (ACIONA-UPM); **2ª Fila:** Pablo G. Silva (USAL); Nieves López (IGME Canarias); Lucía Sáez-Gabarrón (IGME, Madrid); Fran García Tortosa (UJAEN); Yolanda Sánchez Sánchez (USAL); Operadora del Dron); Ricardo Rocca (Ing. Geólogo, Argentina); **3ª Fila:** Mª Ángeles Perucha (IGME, Madrid); Teresa Bardají (UAH); Miguel Ángel Rodríguez Pascua (IGME, Madrid); **4ª Fila:** Carlos Giraldo (Geólogo, Venezuela); Luica Porras García-Arroyo (UCM); Jaime Cuevas (UA); **5ª Fila:** Marc Ollé (UB); María Teresa Pedrosa (UGR)