



## UNA CUBETA ENDORREICA RESIDUAL PLIO-PLEISTOCENA EN LA ZONA DE RELEVO ENTRE LAS FALLAS DE CONCUD Y TERUEL: IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

*A Plio-Pleistocene residual endorheic minor basin in the relay zone between the Concud and Teruel faults: palaeogeographical implications*

Lope Ezquerro<sup>1</sup>, Paloma Lafuente<sup>1</sup>, M<sup>a</sup> Dolores Pesquero<sup>2</sup>, Luis Alcalá<sup>2</sup>, Luis E. Arlegui<sup>1</sup>, Carlos L. Liesa<sup>1</sup>, Luis Luque<sup>2</sup>, Miguel A. Rodríguez Pascua<sup>3</sup> y José L. Simón<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Grupo de Investigación Geotransfer, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza, España.

lope@unizar.es, palomalt@unizar.es, arlegui@unizar.es, carluis@unizar.es, jsimon@unizar.es.

<sup>2</sup>Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis, Av/ Sagunto, s/n 44002 Teruel, España. pesquero@fundaciondinopolis.org, alcalá@dinopolis.com.

<sup>3</sup>Instituto Geológico y Minero de España, C/ Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, España. ma.rodriguez@igme.es

**Abstract:** The Concud fault is a normal fault whose dominant NW-SE strike veers to NNW-SSE at its southern segment. Here, it approaches the N-S striking Teruel fault showing a right relay arrangement, the displacement between them being transferred by means of a relay ramp dipping towards NNW. The hanging wall area framed by the angle of the Concud fault and the relay ramp shows the highest total accumulated tectonic subsidence (290-300 m). A residual endorheic small basin, filled with alluvial and lacustrine-palustrine deposits, occupies this area since the beginning of the extensional activity of the Concud fault (latest Ruscinian, 3.6 Ma), while sedimentation was interrupted on the footwall. This endorheic basin persists up to the earliest Pleistocene, as demonstrated by the age supplied by a new mammal site (Rotonda Teruel-Centro; MN 17 zone, Middle Villafranchian). The lacustrine system probably constituted by that time the local base level of the Gea alluvial system (Villafranchian pediment), which would not be still connected to the external drainage. The change from internal to external drainage setting at the central and northern Teruel basin would have therefore occurred later during Early Pleistocene times.

**Key-words:** normal fault, relay zone, lacustrine basin, mammal site, Villafranchian.

**Resumen:** La falla de Concud es una falla normal cuya dirección dominante NO-SE cambia a NNO-SSE en su segmento meridional. Se aproxima así a la falla N-S de Teruel, con la que forma una zona de relevo diestra donde el desplazamiento es transferido entre ambas mediante una relay ramp con inclinación hacia el NNO. El sector del bloque superior enmarcado por el cambio de dirección de la falla de Concud y la relay ramp presenta la mayor subsidencia tectónica acumulada (290-300 m). En esa área subsidente quedó alojada, desde el inicio de la actividad extensional de la falla de Concud (finales del Ruscinense; 3,6 Ma), una cubeta residual endorreica rellena con depósitos aluviales y lacustre-palustres, mientras la sedimentación se interrumpía en el bloque inferior. Esta cubeta endorreica persiste hasta el inicio del Pleistoceno, tal como demuestra la edad proporcionada por un nuevo yacimiento de mamíferos (Rotonda Teruel-Centro; zona MN 17, Villafranchiense Medio). El sistema lacustre probablemente constituía en aquel momento el nivel de base local del sistema aluvial de Gea (glacis villafranchiense), que no se hallaría aún conectado a la red de drenaje externa. El cambio del endorreísmo al exorreísmo en el centro y norte de la cuenca de Teruel se habría producido por tanto algo más tarde dentro del Pleistoceno Inferior.



**Palabras clave:** falla normal, zona de relevo, cubeta lacustre, yacimiento de mamíferos, Villafrankiense.

Ezquerro, L., Lafuente, P., Pesquero, M<sup>a</sup>.D., Alcalá, L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Luque, L., Rodríguez-Pascua, M.A. y Simón, J.L. (2012): Una cubeta endorreica residual plio-pleistocena en la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel: implicaciones paleogeográficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25 (3-4): 157-175.

Las fosas de Teruel y del Jiloca son dos macroestructuras recientes que acomodan parte de la deformación extensional de la Cordillera Ibérica centro-oriental, ligada al *rifting* del surco de Valencia (Vegas *et al.*, 1979; Roca y Guimerà, 1992). Ambas se conectan a través de la falla de Concud, que corta y escalona el relleno neógeno de la fosa de Teruel y conforma el borde este de la fosa del Jiloca en su extremo sur (Fig. 1). La dirección promedio de esta falla es NO-SE, si bien gira a una traza cercana a N-S en su sector meridional, donde atraviesa el valle del Alfambra para terminar bajo el relleno holoceno de la vecina Rambla del Río Seco. La falla de Teruel es una falla N-S que atraviesa la ciudad desplazando también los materiales neógenos de la fosa, poniendo usualmente en contacto la unidad detrítica Rojo 1 (según nomenclatura informal comúnmente utilizada en la zona: Godoy *et al.*, 1983a,b), de edad mastolítica aproximada Vallesiense superior (Mioceno superior bajo), con el Rojo 2 (Turolense superior, Mioceno final) o el Páramo 2 (Ruscinense, Plioceno inferior). Al norte del casco urbano se produce el relevo diestro entre ambas fallas, con un ligero solape y una distancia entre ellas de entre 1 y 1,5 km.

Desde finales del Ruscinense, la falla extensional de Concud comienza a moverse y el relleno de la cuenca de Teruel se interrumpe en el bloque levantado. Mientras tanto, la sedimentación prosigue en el bloque hundido dentro de una cubeta residual que forma parte ya de la cuenca del Jiloca (Moissenet, 1982; Simón, 1983). Esta cubeta endorreica alberga una sedimentación carbonatada de ambiente lacustre-palustre que se mantiene, según las dataciones de mamíferos disponibles (Moissenet, 1982; Godoy *et al.*, 1983b), hasta el inicio del Villafrankiense (zona MN 16b; inicio del Plioceno superior; Mein, 1990). Nuevos datos cronoestratigráficos aportados en este trabajo prolongan esa edad hasta el inicio del Pleistoceno, lo que tiene implicaciones en la reconstrucción evolutiva del tránsito endorreísmo-exorreísmo en la región.

El presente trabajo es continuación de otro artículo reciente (Lafuente *et al.*, 2011a), en el que se ha caracterizado la estructura y cinemática de la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel y se ha interpretado su interacción mecánica. De este modo, se hace comprensible el marco estructural en que se desarrolla la cubeta residual plio-pleistocena, a la vez que la evolución sedimentaria contribuye también a precisar aspectos evolutivos de las fallas.

Los objetivos específicos de este trabajo son: (1) caracterizar la sedimentología y cronoestratigrafía de los materiales plio-pleistocenos que afloran en el bloque hundido de la falla de Concud; (2) interpretar el control estructural de la subsidencia en la zona de relevo con la falla de Teruel, contribuyendo con ello a precisar la interacción entre

ambas fallas y el proceso de propagación de esta última, y (3) discutir las implicaciones paleogeográficas, en particular las relaciones con el tránsito endorreísmo-exorreísmo en este sector de la Cordillera Ibérica. Los aspectos puramente estructurales, ya tratados en detalle por Lafuente *et al.* (2011a), serán presentados sólo de forma resumida.

### Marco estratigráfico y geomorfológico

La cuenca de Teruel es un graben asimétrico controlado por fallas N-S localizadas preferentemente en los frentes montañosos de la Sierra del Pobo y del macizo de Javalambre (Fig. 1). Su relleno se generaliza a comienzos del Mioceno superior, formado por depósitos de abanico aluvial en los bordes y carbonatos y evaporitas lacustres-palustres en su centro, que alcanzan los 400-500 m de espesor máximo (Moissenet, 1983; Garcés *et al.*, 1997; Alcalá *et al.*, 2000; Alonso-Zarza y Calvo, 2000).

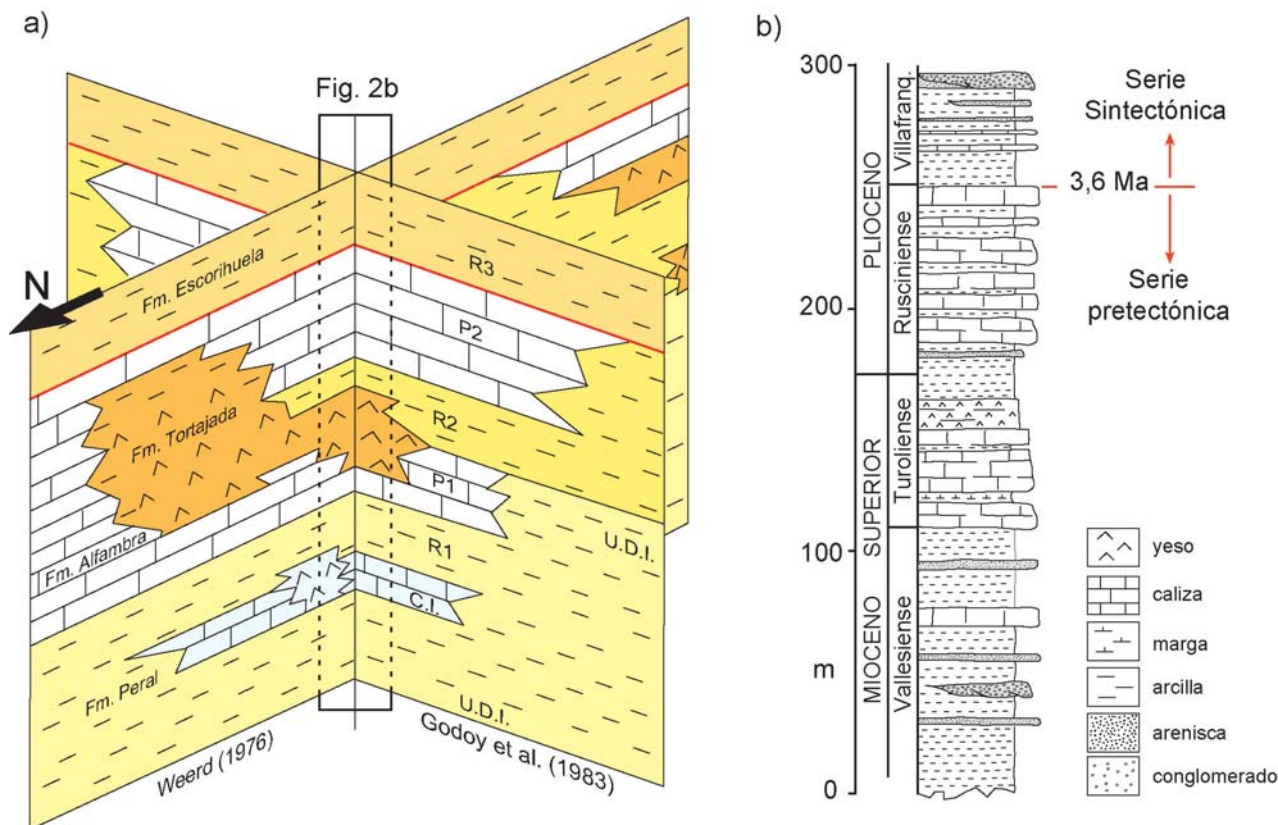
En este conjunto se definieron en principio, para el sector norte de la cuenca, varias unidades litoestratigráficas (Weerd, 1976): Fm. Peral (depósitos clásticos rojos; Vallesiense); Fm. Alfambra (carbonatos lacustres; Turolense-Ruscinense); Fm. Tortajada (unidad yesífera a la que gradan lateralmente los carbonatos de la Fm. Alfambra en lo que se considera el depocentro de la cuenca; Turolense-¿Ruscinense?), y Fm. Escorihuela (lutitas rojas con algunos carbonatos, Ruscinense-Villafrankiense) (Fig. 2). Las edades citadas son sólo indicativas, ya que los límites de dichas formaciones presentan una marcada heterocronía. Así lo ponen en evidencia las correlaciones bioestratigráficas (muy precisas en algunos de sus sectores) que pueden hacerse gracias a la abundancia de yacimientos de mamíferos (Alcalá *et al.*, 2000; van Dam *et al.*, 2001).

Godoy *et al.* (1983a,b) dividen la serie neógena del entorno de Teruel en varias unidades informales superpuestas, atendiendo a la alternancia de facies detríticas rojas y carbonatadas blancas o grises que domina en esta zona (Fig. 2): Rojo 1-Unidad Detrítica Inferior (lutitas rojas, con algunos conglomerados y areniscas intercalados, que forman la base de la secuencia y ocupan asimismo los bordes de cuenca); Páramo 1 (carbonatos lacustres esencialmente del Turolense); Rojo 2 (lutitas rojo-anaranjadas); Páramo 2 (carbonatos lacustres del Ruscinense), y Rojo 3 (lutitas rojas del Ruscinense-Villafrankiense). En algunas zonas al norte de Teruel aparece una unidad de carbonatos (Calizas Intermedias o Calizas del Vallesiense) intercalada en la parte baja del Rojo 1-Unidad Detrítica Inferior. Asimismo, existen importantes cuerpos yesíferos (yesos de Tortajada y Los Aljezares) que suelen constituir paso lateral desde las unidades citadas.

Finalmente, otros autores han tratado de sistematizar la



*Revista de la Sociedad Geológica de España, 25(3-4), 2012*



**Fig. 2.-** (a) Correlación de las formaciones litoestratigráficas propuestas por Weerd (1976) para la cuenca neógena de Teruel y las unidades informales de Godoy *et al.* (1983a,b): U.D.I.: Unidad detrítica inferior; C.I.: Calizas intermedias; R1: Rojo 1; P1: Páramo 1; R2: Rojo 2; P2: Páramo 2; R3: Rojo 3. (b) Secuencia neógena típica del área estudiada, y su relación temporal con la actividad de la falla de Concud.

estratigrafía neógena de la cuenca de Teruel dándole un sentido evolutivo. Así, Alcalá *et al.* (2000) dividen el relleno en cinco unidades genéticas, integrando cada una de ellas tanto facies aluviales como lacustres y palustres. Las tres unidades inferiores (I, II y III) son de edad miocena, y las dos superiores (IV y V) pertenecen esencialmente al Plioceno. Más recientemente, Ezquerro *et al.* (2011a) definen cinco megasecuencias que podrían tener el carácter de unidades tectosedimentarias (UTS); el límite Mioceno-Plioceno se situaría dentro de la tercera de ellas.

Los márgenes montañosos de la cuenca de Teruel muestran diversas superficies de aplanamiento erosivo que fueron modelándose a la vez que se producía el relleno de la misma. La más antigua es la *Superficie de Erosión Intramiocena*, a la que se atribuye el aplanamiento somital de la Sierra del Pobo (Moissenet, 1980; Pailhé, 1984; Sánchez Fabre, 1989) y que queda registrada dentro de la cuenca como discordancia basal del Mioceno superior en el sector de Alfambra-Perales (Gutiérrez y Peña, 1976). La *Superficie de Erosión Fundamental* (Mioceno final-Plioceno medio) estaría representada por los extensos aplanamientos localizados al norte y al este de la Sierra del Pobo (El Esquinazo-Galve-El Pobo-Ababuj) y por la superficie de erosión-colmatación basculada que enrasa las calizas del Páramo 2 del Alfambra con el Jurásico de Sierra Palomera y Cerro Gordo, en el margen oeste de la fosa (Gutiérrez y Peña, 1976; Simón, 1983). Posteriormente se desarrolla en toda la región un extenso sistema de glaciares que modela los

depósitos aluviales del Neógeno terminal (*glacis villafranchienses*).

La fosa del Jiloca muestra una dirección general NNO-SSE, determinada por la disposición en relevo diestro de las tres fallas normales NO-SE que forman su borde oriental: fallas de Concud, Sierra Palomera (Fig. 1) y, más al norte, Calamocha. En su sector central, el casi nulo encajamiento fluvial impide que aflore el relleno sedimentario, a excepción de los depósitos aluviales del Plioceno final y Pleistoceno. Sin embargo, la información de sondeos indica que por debajo existe una unidad carbonatada que podría atribuirse a una cubeta incipiente mio-pliocena probablemente conectada con la vecina cuenca de Teruel (Rubio y Simón, 2007). En su sector más meridional, sin embargo, el encajamiento del Alfambra y Guadalaviar sí ha permitido que aflore la serie plio-pleistocena sintectónica respecto a la falla de Concud, formada por los depósitos detríticos del Rojo 3 (que intercalan todavía varios niveles de carbonatos lacustre-palustres), los depósitos de *glacis villafranchienses*, terrazas fluviales y abanicos aluviales procedentes del escarpe de falla (Moissenet, 1982, 1985; Simón, 1983). Mientras, la interrupción de la sedimentación en el bloque levantado conforma la plataforma estructural de Celadas a partir de las calizas lacustres del Páramo 2, datadas por micromamíferos en el Ruscinense final (zona MN 15b; Godoy *et al.*, 1983b; Opdyke *et al.*, 1997; Alcalá *et al.*, 2000).

La alteración del relieve que supone la activación de es-

estructuras extensionales a partir de mediados del Plioceno, junto a cambios en las condiciones climáticas e hidrológicas, hacen que la mayor parte de la región pase del endorreísmo propio de las cuencas neógenas a condiciones exorreicas (Moissenet, 1982; Gutiérrez *et al.*, 1996). Este tránsito se produce por la captura progresiva de dichas cuencas tanto desde el norte (red fluvial del Jalón) como desde el sur (red del Turia). El Jalón captura la cuenca de Calatayud hacia el Plioceno inferior, alcanzando luego las de Daroca y Jiloca entre el Plioceno superior y el Pleistoceno medio. El Turia captura probablemente el sur de la cuenca de Teruel en el Plioceno inferior, drenándola ya casi por completo en el Plioceno superior (Gutiérrez *et al.*, 2008). El proceso no llegó a culminar completamente, ya que la depresión de la laguna de Gallocanta y el sector centro-meridional de la del Jiloca (laguna del Cañizar; Rubio, 2004) se han mantenido endorreicos hasta la actualidad.

El paso al exorreísmo está acompañado por un cambio en las condiciones de sedimentación. Normalmente se ha considerado que el sistema de *glacis villafranquienses*, que rebasa el espacio de las cuencas mio-pliocenas y se expande por amplias zonas de la cordillera, está ya conectado a colectores fluviales exorreicos cuyo trazado se asemejaría al de la red actual (Moissenet, 1982; Gutiérrez *et al.*, 1996, 2008). Posteriormente, vinculados ya sin duda a ésta y a su encajamiento progresivo durante el Cuaternario, se desarrollan niveles de terrazas, que en la zona de confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar son esencialmente cuatro (Peña, 1981; Godoy *et al.*, 1983a,b), si bien alguno puede localmente encontrarse desdoblado (Sánchez Fabre, 1989; Moissenet, 1993):

- Terraza Superior. Aparece en general reducida a retazos aislados, que en el bloque levantado de la falla se sitúan a alturas de 85-90 m sobre el cauce del Alfambra. El retazo que se encuentra en Concud se superpone al *glacis villafranquiense* en lugar de encajarse en él, lo que indica que durante el Pleistoceno se produjo en esta zona una subsidencia tectónica capaz de compensar la incisión fluvial. Su edad es imprecisa.
- Terraza Media. Domina un nivel bastante continuo de arenas y gravas cementadas, localmente con tobas a techo, a alturas en torno a 45-65 m sobre el Alfambra y Turia. Diversas evidencias paleontológicas y arqueológicas sitúan este nivel en el Pleistoceno medio (Moissenet, 1985; Santonja *et al.*, 1994), corroboradas luego por dataciones absolutas mediante U/Th en las tobas que coronan la terraza en la zona de Los Baños (entre  $250 \pm 32$  y  $116 \pm 4$  ka; Arlegui *et al.*, 2005; Gutiérrez *et al.*, 2008). De este nivel se desdobra localmente otro algo más bajo (40-45 m; Moissenet, 1993), que ha sido datado por luminiscencia óptica (OSL) en  $90,5 \pm 5,3$  ka (Lafuente *et al.*, 2008).
- Terraza Inferior. Está formada por arenas y gravas poco cementadas, con alturas de 20-30 m sobre el cauce del Alfambra, y con un subnivel local a 15-20 m (Sánchez Fabre, 1989; Moissenet, 1993). Varias dataciones absolutas mediante OSL sitúan ambos subniveles a finales del Pleistoceno Superior, con edades respectivas de  $22,0 \pm 1,6$  ka (Lafuente, 2011) y entre  $14,9 \pm 1,0$  y  $15,6 \pm 1,3$

ka (Lafuente *et al.*, 2008; Gutiérrez *et al.*, 2008).

- Terraza Subactual. Compuesta por gravas, arenas y limos no cementados, a una altura de 3-5 m, y datada mediante OSL en  $3,4 \pm 0,7$  ka (Lafuente, 2011).

### Estructura de la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel

La falla de Concud es una falla normal con una longitud de 14,2 km y una dirección general NO-SE, que se desvía para acercarse a N-S en su segmento más meridional (Fig. 1a). La dirección de transporte dominante registrada durante la actividad extensional reciente es N 220° E. Su desplazamiento máximo post-Rusciniense (final del Plioceno inferior; 3,6 Ma) alcanza 290-300 m, con una tasa media de 0,07-0,08 mm/año (Lafuente, 2011; Lafuente *et al.*, 2011a, b).

La falla de Teruel tiene una longitud total de unos 9 km y dirección N-S. Tiene una dirección de transporte media del bloque superior hacia el Oeste, y un desplazamiento máximo post-Rusciniense de 205-235 m (Lafuente, 2011; Lafuente *et al.*, 2011a; Simón *et al.*, 2012).

Ambas fallas (especialmente la de Concud) muestran evidencias de movimiento continuado a lo largo de todo el Cuaternario (Moissenet, 1983, 1985; Simón, 1983; Simón y Soriano, 1993), habiendo registrado una actividad paleosísmica recurrente al menos hasta finales del Pleistoceno (Simón *et al.*, 2005, 2012; Lafuente, 2011; Lafuente *et al.*, 2011b, 2012).

El bloque hundido de ambas fallas se halla basculado en *roll-over*. En el caso de la falla de Teruel, presenta un buzamiento persistente de unos 2° hacia el Este en las calizas del Páramo 2 de la Muela (margen derecha del río Turia), que acumulan un desnivel absoluto de unos 140 m. La combinación del *roll-over* y un monoclin de adaptación (visible en todo el entorno de la ciudad de Teruel) da lugar a una estructura sinforme de traza subparalela a la falla. En la falla de Concud el basculamiento del bloque hundido parece afectar asimismo al *glacis villafranquiense* de Gea, procedente de la Sierra de Albarracín, que muestra una pendiente elevada (2 a 2,5%) probablemente superior a la original. La geometría de todos estos elementos se reconoce con claridad en los mapas de contornos estructurales elaborados por Lafuente *et al.* (2011a) utilizando como marcadores el Páramo 2 y la *Superficie de Erosión Fundamental* (ver Fig. 10b).

Las trazas de las fallas de Concud y Teruel se encuentran separadas a una distancia de entre 1 y 1,5 km, aproximadamente paralelas y dispuestas en relevo diestro, sin que parezca existir tampoco ninguna discontinuidad que las conecte (Fig. 1b). La traza de la falla de Concud termina en el enclave de Triásico superior que hay junto a la Rambla del Río Seco. La de Teruel tiene su extremo septentrional en las lomas de Las Viñas, al norte del cementerio municipal, si bien hay dos puntos alineados con su traza (gravera de Cuesta de la Bajada y Las Ramblillas) donde se observan deformaciones cuaternarias que podrían reflejar una propagación reciente de la misma hacia el norte (Lafuente, 2011; Lafuente *et al.*, 2011a).

El bloque intermedio entre ambas fallas en su zona de relevo acomoda la transferencia de salto mediante un marcado basculamiento (*relay ramp*) hacia el N y NNO, que alcanza localmente buzamientos cercanos a los 20° y afecta incluso a las terrazas pleistocenas. Dicha *relay ramp* no hace sino materializar el elevado gradiente de salto que se registra en la zona de relevo, y que sería consecuencia de la interacción mecánica entre ambas fallas y la consiguiente inhibición de su propagación, según demuestran numerosos autores (e.g., Huggins *et al.*, 1995; Gupta y Scholz, 2000; Peacock, 2002).

Por otro lado, la estructura de acomodación entre las dos fallas se ve complicada y amplificada por la existencia, entre Los Mansuetos y Valdecebro, de un sinforme fallado de dirección E-O, cuyo origen atribuyen Lafuente *et al.* (2011a) a la adaptación de la serie neógena a una falla heredada transversal al margen oriental de la fosa de Teruel. Finalmente, un último factor que contribuye a incrementar el salto de falla en el segmento SE de la falla es un fenómeno de acomodación pasiva del labio superior por *bending* gravitacional, como respuesta a un movimiento conducido con cierta componente divergente sobre ese segmento (*roll-over lateral*) (Lafuente *et al.*, 2011a).

Como resultado de todo ello, cerca de su extremo SE la falla de Concud acumula aún un salto total post-Páramo 2 de orden hectométrico. En la zona de la Masada Cociero, junto a la rotonda de acceso desde la Autovía Mudéjar a las carreteras N-420 y A-226, se manifiesta como una zona de falla compleja, que está delimitada por dos trazas principales que se separan hacia el sur, donde alcanza una anchura de hasta 350 m (Fig. 3). Dentro de ella se distinguen fallas normales escalonadas y fracturas de direcciones NO-SE y N-S a NNE-SSO (Lafuente y Arlegui, 2009). En el bloque levantado aflora la unidad basal del Neógeno de la semi-fosa de Alfambra-Teruel (Rojo 1-Unidad Detrítica Inferior), con el nivel de calizas del Vallesiense datado en un yacimiento clásico existente allí mismo (Masía del Barbo, localidad de referencia para la zona MN 10, Vallesiense superior; Alcalá *et al.*, 2000). En el bloque hundido afloran lutitas y carbonatos atribuibles al Rojo 3 (Villafrankuense). Estos materiales no tienen su equivalente en el bloque levantado (la serie local en éste sólo alcanza los yesos basa-

les del Rojo 2) y no podemos hacer, por tanto, un cálculo exacto del desplazamiento. Sin embargo, puede reconstruirse un corte razonablemente preciso (Fig. 3) contando con los espesores de las unidades neógenas en la zona (Godoy *et al.*, 1983a,b; van Dam *et al.*, 2001) y algunos datos de sondeos (informe inédito, Ministerio de Fomento, 1999). A partir de dicho corte, y suponiendo que la base del Páramo 2 en el bloque levantado se sitúa a una altitud aproximada 1080 m (Lafuente *et al.*, 2011a), puede estimarse un salto vertical post-Plioceno inferior de 240-250 m, apenas 40 m menor que el máximo calculado en el sector central. Este hecho resulta un tanto sorprendente para un área localizada a tan sólo 1 km del extremo SE de la falla.

### El Plio-Pleistoceno del bloque hundido en el extremo sur de la falla de Concud: nuevos datos bioestratigráficos y sedimentológicos

#### El afloramiento de Masada Cociero

La subsidencia tectónica especialmente acusada que ha sufrido el labio superior de la falla de Concud en su segmento más suroriental produce asimismo una señal sedimentaria. El registro estratigráfico en la zona de Masada Cociero es precisamente el que más información ofrece en ese sentido.

La Figura 4 recoge una panorámica del afloramiento principal estudiado, que corresponde a los taludes de la intersección de las carreteras N-420 y A-226. Afloran aquí dos fallas que cortan lutitas y carbonatos del Rojo 3, subyacentes a depósitos detríticos (gravas y arenas, fundamentalmente) de dos subniveles pertenecientes a la Terraza Inferior del Alfambra. El nivel más bajo de terraza (T1a) se encaja unos 6 m en el otro (T1b), y cuenta con dataciones OSL, ya mencionadas anteriormente, en torno a 15 ka (Gutiérrez *et al.*, 2008; Lafuente *et al.*, 2008). Todos estos materiales se encuentran recubiertos por un depósito de ladera regularizada, que ocultaba las unidades y estructuras descritas hasta que en 2004 fue excavado el talud. De las dos fallas mencionadas, la situada más al Este (F1 en la Fig. 4) tiene una geometría listrica y es fosilizada por el nivel alto de terraza (T1b). La situada al Oeste (F2) es una falla

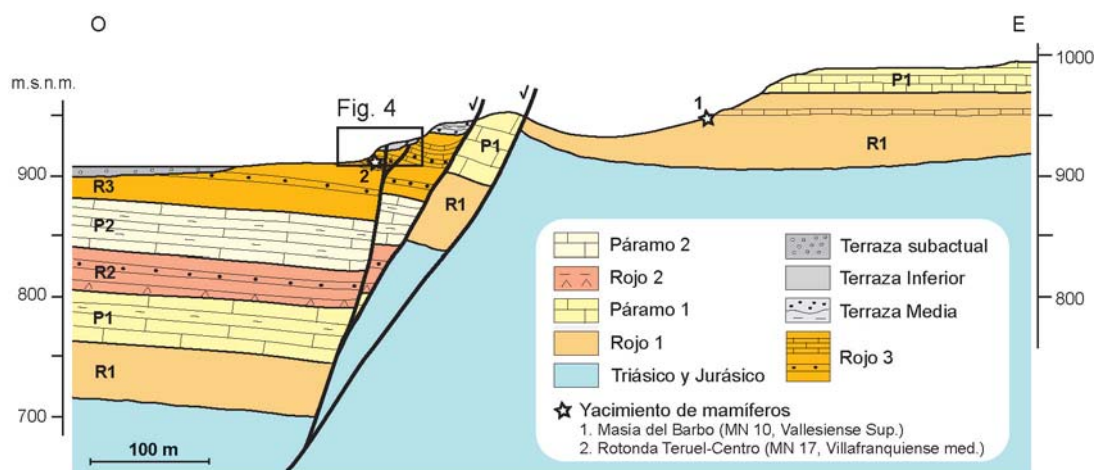
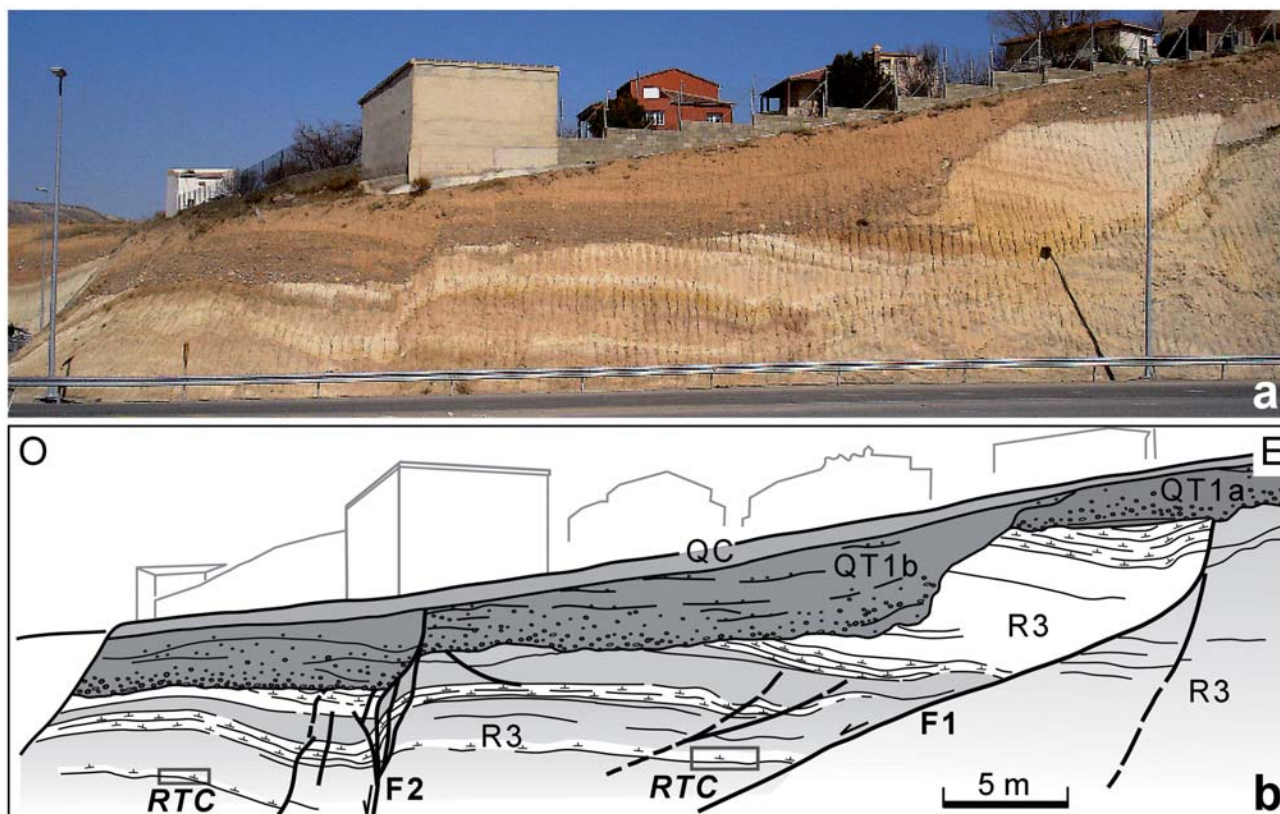


Fig. 3.- Corte geológico a través de la zona de falla de Concud en la zona de Masada Cociero. Ver situación en Fig. 1b.



**Fig. 4.-** Vista general (a) y esquema geológico (b) del talud de inicio de la carretera A-226, junto a Masada Cociero (ver localización en Figuras 3 y 1b). R3: unidad Rojo 3; QT1a y QT1b: subniveles de la Terraza Inferior del Alfambra; QC: depósito coluvial; RTC: yacimiento de mamíferos *Rotonda Teruel-Centro*.

normal que corta no sólo las lutitas y carbonatos neógenos sino también la terraza más baja (T1a).

La interpretación de esta segunda falla ha sido objeto de controversia en algunas publicaciones recientes. La falla aflora en dos taludes de direcciones aproximadamente ortogonales en la misma intersección de carreteras. En el talud orientado N-S aparece con una traza de bajo ángulo y un salto aparente inverso, lo que ha llevado a Gutiérrez *et al.* (2008, 2012) a considerarla como tal y a postular su origen atectónico. En realidad se trata de un efecto visual producido por la orientación relativa del talud y el plano de falla (direcciones próximas entre sí, buzamiento del plano de falla mayor que el del talud; Simón *et al.*, 2005; Lafuente *et al.*, 2012). En la sección E-O la falla se corta transversalmente y su imagen es mucho más expresiva (F2 en la Fig. 4). La posición de la traza en ambos taludes y la orientación del plano de falla medido en ellos son perfectamente compatibles y demuestran que se trata de la misma falla, con una dirección N 150-160° E y un buzamiento de 60-65° O. Su desplazamiento neto, calculado en la base del Cuaternario y suponiendo un movimiento normal en la dirección de transporte dominante de la falla de Concud (en torno a N 220° E; Lafuente, 2011), varía entre 1,7 y 2,2 m (Lafuente *et al.*, 2012). El que afecta al Neógeno es ligeramente mayor (en el talud E-O se observan unos 0,5-0,7 m de sedimentos neógenos discordantes bajo la terraza en el bloque hundido que faltan en el bloque levantado).

Ninguna de las dos fallas, F1 y F2, corresponde a la traza principal de la falla de Concud (Fig. 3). Mientras que

ésta acomoda la mayor parte del salto total hectométrico, la falla F2 presenta un desplazamiento de sólo 2,4 m en los materiales neógenos, y la F1 superaría algo los 13 m (equivalentes al espesor de materiales descritos en el bloque superior y no reconocidos en el inferior). No obstante, su proximidad espacial y su notable paralelismo (todas las superficies de falla medidas se orientan entre N y NNO con buzamiento fuerte al O) indican que se trata de elementos de la misma zona de falla, conformada por un abanico imbricado de superficies de rotura que se enraizarían en el plano principal (Fig. 3). Por otro lado, la unidad Rojo 3 muestra suaves ondulaciones, en las que cabe resaltar un suave pliegue de *roll-over* asociado a la falla listrica F1, acompañado por un ligero incremento de espesor de alguna de las capas que sugiere un funcionamiento sinsedimentario de la misma.

#### *La serie sedimentaria de la unidad Rojo 3 en Masada Cociero*

Los materiales fini-neógenos que ocupan el bloque hundido de la falla principal, que subyacen a la terraza inferior y son cortados por las fallas descritas F1 y F2, presentan características singulares dentro del contexto de la cuenca de Teruel. En conjunto pueden asignarse a la unidad informal Rojo 3 (Godoy *et al.*, 1983a,b), ya que la geología del entorno y la información de sondeos indica que el Páramo 2 (Rusciniense) subyace a los mismos. En el afloramiento de Masada Cociero se ha levantado una columna estrati-

gráfica de detalle de la serie visible, que totaliza un espesor de 13,1 m, y cuya descripción presentamos a continuación (Fig. 5):

**Tramo 1.** 1,4 m de limos y arcillas. Los limos son carbonatados y dispuestos en cuerpos tabulares (1a) o canaliformes (1d). Las arcillas, masivas y con bioturbación por raíces rellena de arena fina, son rojas-marrones y con pátinas de materia orgánica (1b) o blancas, grises y verdes y abundantes restos de gasterópodos, caráceas, ostrácodos y algunos huesos de mamíferos (1c).

**Tramo 2.** 0,7 m de calizas pulverulentas con textura *mudstone*, que a techo pasan a calizas compactas con evidencias de erosión. Hacia la base pasan lateralmente a arcillas verdosas carbonatadas con abundantes bioclastos, restos óseos de mamíferos (yacimiento *Rotonda Teruel-Centro*, que se describe más adelante) y materia orgánica.

**Tramo 3.** 1,3 m de areniscas ocreas y arcillas rojas. Las areniscas son de grano grueso (3a) o de grano medio a fino con laminación horizontal y bioturbación vertical (3b), pasando a muy grueso con cantos carbonatados a techo. Las arcillas son masivas.

**Tramo 4.** 1,2 m de calizas blancas (4b) y arcillas verde-grisáceas (4a y 4c). Las calizas, con textura *wackestone*, son bioclásticas, pulverulentas o compactas, con oxidaciones y nódulos carbonatados, y evidencias de erosión o karstificación en el techo. Las arcillas son masivas, con bioclastos y pátinas de materia orgánica.

**Tramo 5.** 1 m de arcillas rojas masivas con bioturbación y cantos carbonatados (5a), limos carbonatados con fragmentos de gasterópodos (5b) y areniscas amarillentas de grano fino a medio (5c).

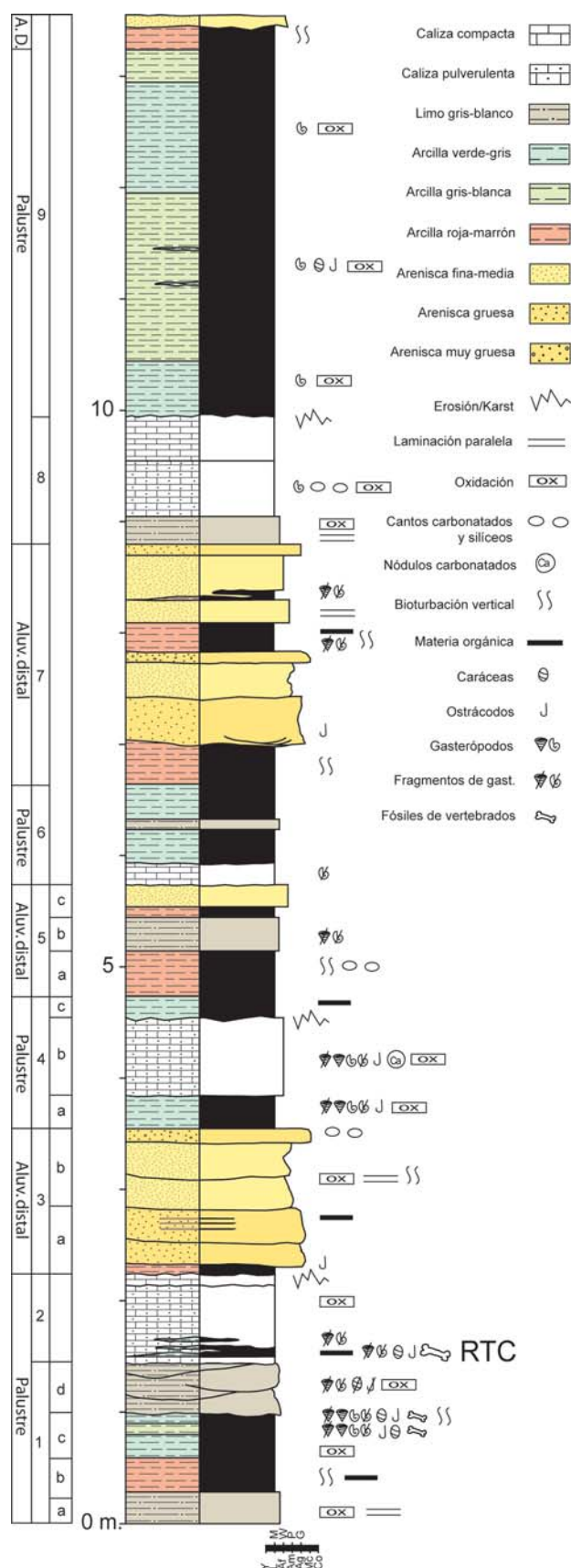
**Tramo 6.** 1 m de arcillas verde-grisáceas masivas, que intercalan calizas blanquecinas, con textura *mudstone* y escasos fragmentos de gasterópodos, y limos blancos carbonatados.

**Tramo 7.** 2 m de areniscas amarillentas y arcillas rojas-marrones. Las areniscas son de grano grueso a muy grueso, con bases ligeramente canaliformes, o de grano fino a medio, con laminación horizontal. Las arcillas son masivas, con huellas de raíces rellenas de arena fina, restos de materia orgánica y bioclastos.

**Tramo 8.** 0,9 m de calizas y limos blancos. Las calizas, con textura *mudstone*, son pulverulentas, con gasterópodos, extraclastos poligénicos y evidencias de erosión a techo. Los limos son carbonatados, con laminación horizontal y pátinas de oxidación.

**Tramo 9.** 3,6 m de arcillas grises, blancas, verdes y marrones, masivas con bioclastos, oxidaciones y bioturbación vertical, y areniscas amarillentas de grano fino a medio.

El medio sedimentario en el que se depositó la alternancia de arenas, lutitas y calizas de Masada Cociero puede interpretarse como un área marginal de un lago carbonatado somero, cuya parte más externa interfiere con las llanuras lutíticas de los sistemas aluviales que drenan al lago (Ezquerro *et al.*, 2011b). En las llanuras lutíticas se darían, en periodos con buen drenaje, unas condiciones subaéreas, depositándose entonces las lutitas rojas. Los huecos verticales de bioturbación por raíces serían rellenados posteriormente en periodos de avenida por materiales arenosos.



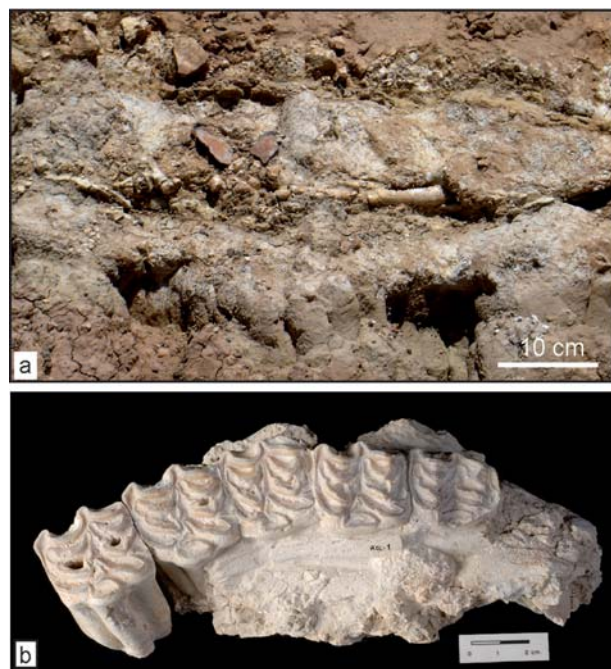
**Fig. 5.-** Columna estratigráfica de Masada Cociero y localización del yacimiento *Rotonda Teruel-Centro* (RTC). Coordenadas UTM (Huso 30T XK): base: X 661755, Y 4470520; techo: X 661805, Y 4470475.

Las areniscas con mala selección representarían episodios cortos de inundación por desbordamiento de los sectores aluviales más proximales. La existencia de cuerpos laxamente canaliformes, con presencia de ostrácodos de agua dulce, ogonios de carofitas y gasterópodos, indicarían la existencia de canales permanentes de baja energía. Durante periodos de mayor humedad existía un ambiente reductor que favoreció la conservación de la materia orgánica y de los restos fosilíferos, depositándose lutitas verdosas u oscuras, con ostrácodos, gasterópodos, carofitas y huellas de raíces. Los limos carbonatados y calizas se depositaron en condiciones lacustres someras, con lámina de agua permanente. Siguiendo a Sancho *et al.* (2000), los términos pulverulentos corresponderían a las partes más internas dentro de un lago somero, mientras que los términos más competentes se relacionarían con periodos de somerización. Las pátinas de oxidación reflejan oscilaciones del nivel freático que daban lugar a condiciones alternantes de oxidación y reducción, facilitando la migración y acumulación diferencial del hierro (Alonso-Zarza y Wright, 1992). La presencia de facies de limos carbonatados, con geometrías laxamente canaliformes, similares a los rellenos de canal descritos por Alonso-Zarza y Calvo (2000), sugiere la existencia de canales anastomosados de energía moderada que retrabajaron sedimentos lacustres previos. La aparición de extraclastos sugiere que algunas avenidas en los sistemas aluviales eran muy energéticas y alcanzaban las partes más internas del lago.

#### *El nuevo yacimiento de macromamíferos Rotonda Teruel-Centro*

En julio de 2006, en el marco de una primera campaña de estudio paleosismológico que llevábamos a cabo en la falla de Concud, hallamos en un nivel neógeno carbonatado (Tramo 2, Fig. 5) algunos dientes yugales de *Equus*, y se advirtió de la presencia de una concentración significativa de otros restos óseos (Fig. 6a). El yacimiento *Rotonda Teruel-Centro* fue excavado por paleontólogos de la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis en el año 2007 (exp. 185/2007 de la Dirección General de Patrimonio Cultural, Gobierno de Aragón). Dentro del nivel citado se excavaron dos áreas (indicadas en la Fig. 4b), una a cada lado de la falla F2.

La fauna fósil hallada (Anexo 1) ha proporcionado una abundante asociación de macromamíferos del Plioceno superior. Hasta el momento se han recuperado 120 restos fósiles identificables de mamíferos. Los más abundantes son restos de bóvidos pertenecientes a dos géneros diferentes: *Gazella* y *Gallogoral*, siendo mucho más abundante el primero de ellos. Todos los fósiles de ambos géneros corresponden a elementos de la dentición y a núcleos óseos de cuerno. También son abundantes los restos del équido *Equus stenonis*, entre los cuales, además de la dentición yugal superior completa perteneciente a un único individuo (Fig. 6b), se han recuperado algunos dientes sueltos y restos fragmentarios del esqueleto postcranial. Por último, se ha hallado una serie dentaria superior del rinoceronte *Stephanorhinus etruscus*, así como fragmentos de dientes de



**Fig. 6.-** (a) Nivel con restos óseos correspondiente al yacimiento *Rotonda Teruel-Centro* (ver situación en Figura 5). (b) Dentición yugal superior de un ejemplar de *Equus stenonis* procedente de dicho yacimiento.

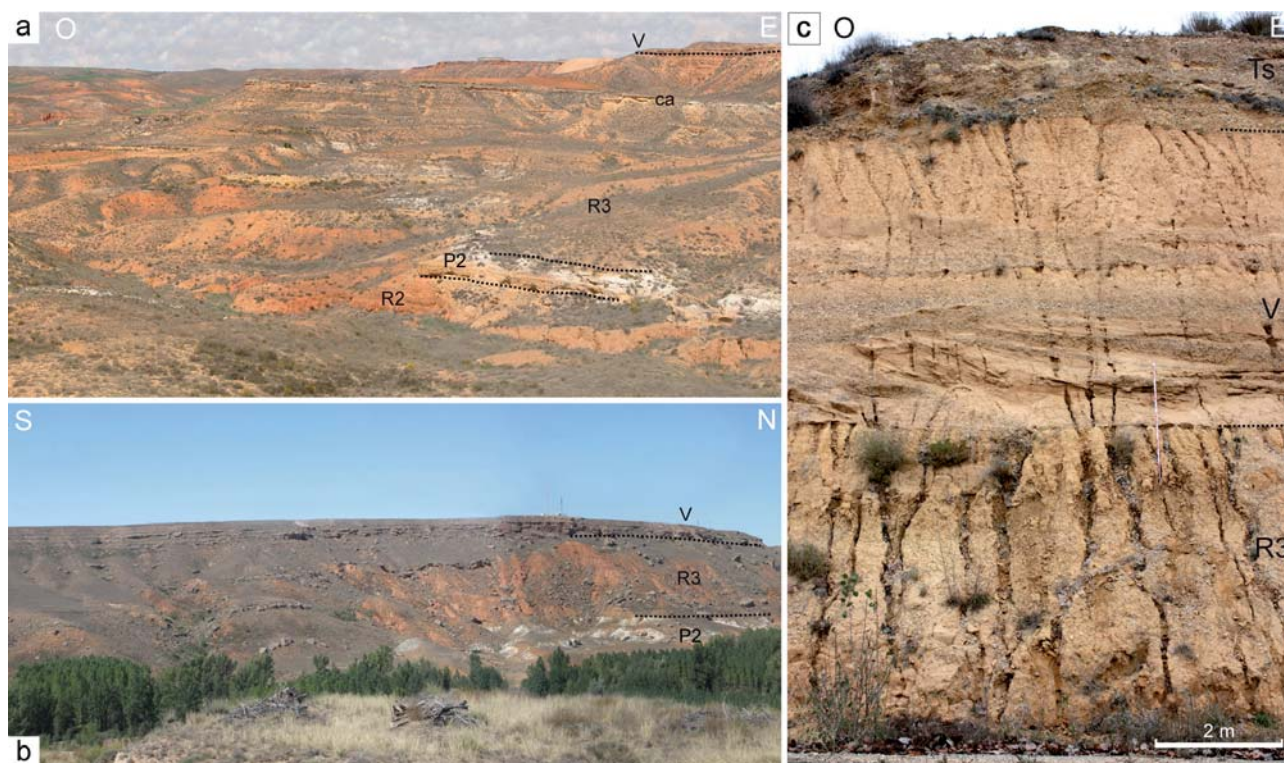
hiena que, aunque muy escasos y fragmentados, se han determinado como *Chasmaportetes lunensis*.

La asociación de taxones descrita indica que el yacimiento *Rotonda Teruel-Centro* se sitúa en la zona MN17 (Mein, 1990). Por un lado, tanto *Gazella borbonica* como *Stephanorhinus etruscus* son característicos del Villafrankiense, encontrándose ambas especies representadas tanto en la zona MN16 como en la MN17. Sin embargo, la presencia de *Equus stenonis* determina una edad villafrankiense similar a la del yacimiento de La Puebla de Valverde (Adrover, 1975).

#### *Relaciones laterales de la serie de Masada Cociero*

La serie plio-pleistocena estudiada en la zona de confluencia de las fallas de Concud y Teruel, en cuanto que culmina con la sedimentación endorreica de la cuenca y es previa al encajamiento de la red fluvial cuaternaria, ocupa en la región la misma posición cronoestratigráfica y evolutiva que el sistema de *glacis villafrankienses*.

En el sector de Alfambra-Teruel-Concud, estos glacis no se encajan en las calizas lacustres del Páramo 2 ni en las lutitas del Rojo 3. Por el contrario, se disponen concordantes sobre estas últimas, bien en continuidad sedimentaria total o a través de un contacto plano con síntomas erosivos sólo a escala de afloramiento (Fig. 7a,b). No hay indicios, por tanto, del brusco descenso del nivel de base que cabría esperar como consecuencia de una eventual captura por la red exorreica. Cabe añadir, incluso, que el retazo de la Terraza Superior que se encuentra en el área de Concud-Polígono Platea se superpone asimismo al *glacis villafrankiense* en lugar de encajarse en él (Fig. 7c), lo que indica que durante parte del Pleistoceno continuó en esta



**Fig. 7.-** Ejemplos de la relación estratigráfica de superposición entre la unidad Rojo 3, *glacis villafranquiense* y Terraza Superior. (a) Panorámica de la serie sintectónica del Plioceno superior al sur del polígono Platea. (b) Panorámica de la serie en Perales de Alfambra. (c) Detalle en la carretera entre Concul y el polígono Platea. R2: Rojo 2; P2: calizas lacustres del Páramo 2; R3: areniscas y lutitas del Rojo 3, con niveles carbonatados intercalados (ca); V: cubierta del *glacis villafranquiense* de Gea. Ver situación en la Figura 1.

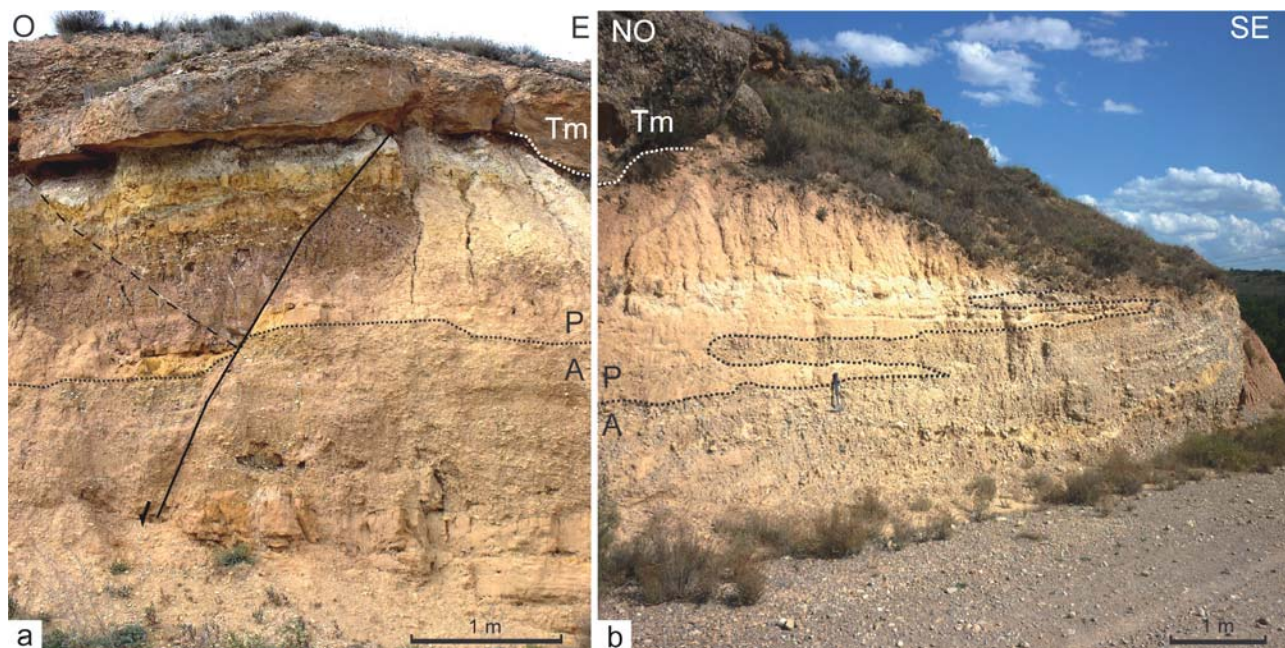
zona una subsidencia tectónica capaz de compensar la incisión fluvial.

En segundo lugar, en el paraje de Las Ramblillas, en la margen derecha del Alfambra unos 2 km al norte de Teruel, aparecen lutitas similares a las de Masada Cociero superpuestas a un nivel potente de gravas atribuible a los mantos aluviales villafranquienses (Fig. 8a), y localmente interdigitadas con ellos (Fig. 8b). Este hecho sugiere un paso lateral entre los sistemas aluvial y lacustre-palustre en esa época (Ezquerro *et al.*, 2011b), y por tanto la conexión del *glacis villafranquiense* de Gea, procedente de la Sierra de Albarracín, con un nivel de base local situado justo al norte de Teruel.

#### Discusión: implicaciones cronoestratigráficas y paleogeográficas

Una combinación de factores climáticos, hidrológicos y tectónicos hace que a partir del Plioceno inferior la mayor parte de las cuencas neógenas endorreicas de la Cordillera Ibérica centro-oriental pasen a condiciones exorreicas (Moissenet, 1982; Gutiérrez *et al.*, 1996, 2008). La instalación de los sistemas aluviales villafranquienses, erosivos sobre los depósitos anteriores y vertiendo hacia una red similar a la actual, se ha considerado habitualmente como indicador de dicho cambio (Moissenet, 1982; Gutiérrez *et al.*, 2008). Con las dataciones que habitualmente se manejan, éste tendría lugar en el área de Teruel hacia el Villafranquiense medio (zona MN16).

Sin embargo, la correlación de la serie lacustre-palustre de Masada Cociero con otras series estratigráficas plio-pleistocenas de la cuenca (Fig. 9) muestra que esa transición sedimentaria no es brusca ni sincrónica en toda la región, y debe de estar sin duda influida por las condiciones tectónicas, topográficas e hidrológicas locales. En la vecina cuenca de Sarrión-La Puebla de Valverde sí se produce la irrupción de una sedimentación aluvial que progresa rápidamente sobre el Mesozoico de los márgenes. El yacimiento del Cerro de los Espejos data su base cerca de Sarrión (zona MN16a; Adrover, 1986), mientras el de La Puebla de Valverde data aproximadamente su techo (edad de mamíferos situada en la zona MN17; Adrover, 1975; datación magnetoestratigráfica en 1,95-2,1 Ma: Sinusía *et al.*, 2004). En la cuenca de Teruel también comienza a verse una entrada progresiva de detríticos a partir del inicio del Villafranquiense (unidad informal Rojo 3), que se depositan sobre los carbonatos del Rusciniense (Páramo 2), pero durante un tiempo esos aportes aluviales coexisten o alternan con episodios lacustres-palustres. Así, la unidad Rojo 3 (⊕ Fm. Escorihuela de Weerd, 1976) intercala niveles carbonatados o carbonosos de pequeño espesor, que son los que albergan los yacimientos de mamíferos más recientes. Estos yacimientos y los estudios magnetoestratigráficos realizados en las series sedimentarias en los que están incluidos ha permitido identificar y datar las cubetas lacustres-palustres residuales de Concul-Teruel (en el labio hundido de la falla de Concul, ya mencionada) y de Orrios-Escorihuela (al pie de la falla de la Sierra del Pobo), ambas



**Fig. 8.-** (a) Superposición de facies lutítico-carbonatadas palustres (P) sobre gravas atribuíbles al sistema aluvial villafranquiense (A), todo ello coronado por gravas cementadas de la Terraza Media (Tm), en una antigua cantera situada en el paraje de Las Ramblillas (margen derecha del Alfambra, 2 km al Norte de Teruel). (b) Detalle de la interdigitación entre esas mismas facies en un camino contiguo al oeste del punto anterior.

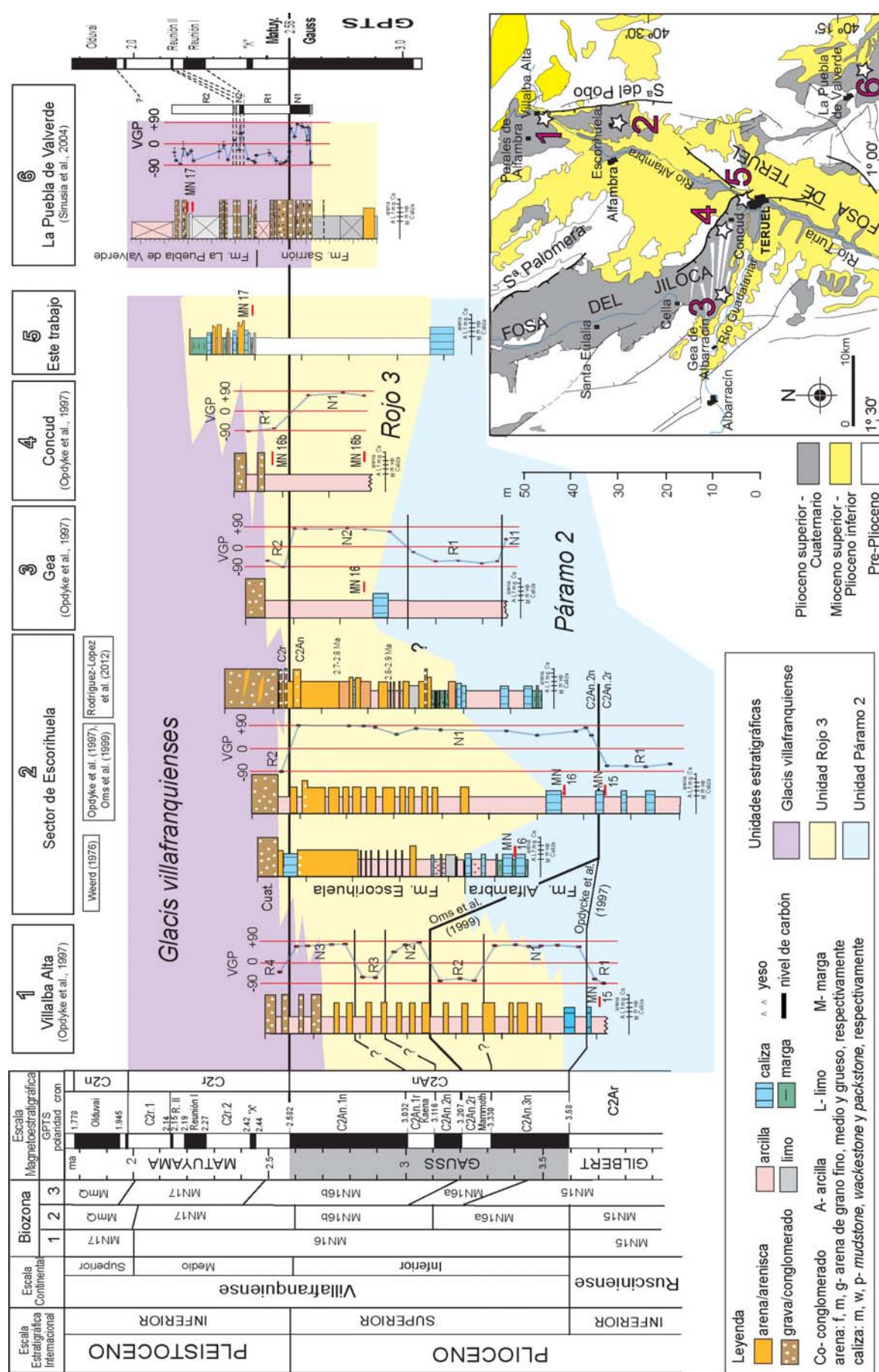
con fauna del Villafranquiense inferior (zona MN16a y 16b; Moissenet, 1982) (Fig. 9). A partir del tránsito Plioceno-Pleistoceno se produce la expansión de los mantos aluviales de gravas (cubierta de los *glacis villafranquienses*) que culminan toda esta etapa morfosedimentaria, previa al encajamiento de la red fluvial actual. En la cuenca de Teruel no hay datación paleontológica de esos materiales, pero la magnetoestratigrafía de los sedimentos posteriores a las capas fosilíferas (suponiendo continuidad sedimentaria de la serie) sitúa su entrada en 2,5-2,6 Ma (Fig. 9), inmediatamente posterior a la inversión Gauss-Matuyama (Opdyke *et al.*, 1997; Rodríguez-López *et al.*, 2012). En síntesis, la datación de los sedimentos lacustres de Masada Cociero retrasa en el tiempo el final de la evolución de la cubeta residual endorreica del norte de Teruel.

La razón de la persistencia temporal de la cubeta tiene que ver sin duda con su dispositivo estructural. Ya Moissenet (1982) la ubica en la articulación entre las fallas de Concud y Teruel. Ahora nuestro estudio precisa que se sitúa en un contexto de relevo de ambas fallas, y que coincide con la zona de mayor subsidencia total acumulada desde el final del Plioceno inferior (Fig. 10). Es la zona donde la unidad Páramo 2 se halla actualmente a cota más baja, dibujando un sinforme cerrado que resulta de la combinación del basculamiento general en *roll-over* del bloque superior, un leve monoclin de acomodación en la falla de Concud, y el confinamiento que supone la *relay ramp* de la zona de relevo (Fig. 10b). La subsidencia tectónica particularmente activa en esta área habría permitido que dicha cubeta persistiera no sólo hasta el Villafranquiense inferior (zona MN 16b, edad más reciente considerada hasta ahora), sino hasta el Villafranquiense medio (zona MN17; Pleistoceno inferior). Dada su situación en la encrucijada entre los ríos Alfambra y Guadalaviar-Turia, es improbable que coexistiera con la

red fluvial actual exorreica. Sin embargo, sí era contemporánea de los sistemas aluviales que culminan en los *glacis villafranquienses*, tal como atestiguan su edad análoga a la del yacimiento de La Puebla de Valverde y las evidencias sedimentológicas relativas a la interdigitación entre los sistemas aluvial y lacustre-palustre durante el tránsito del Plioceno al Pleistoceno. Por consiguiente, hay que pensar que al menos una parte de estos mantos aluviales, y en particular el glacis de Gea, vertía aún, al inicio del Pleistoceno, a la cubeta endorreica de Teruel (ver modelo paleogeográfico en la Fig. 10a). Así, la idea de que la instalación de ese sistema aluvial indica el paso a condiciones exorreicas debe ser revisada a la vista de los nuevos datos cronológicos.

La evolución de nuestra zona de estudio habría sido distinta a la de la cuenca de Sarrión, donde no existen depósitos lacustres o palustres plio-pleistocenos, y donde toda la sedimentación de las unidades de Sarrión (asimilable en litología y edad al Rojo 3) y La Puebla de Valverde (equiparable a la cubierta de los *glacis villafranquienses*) es enteramente aluvial (Moissenet, 1982; Somón, 1983). Posiblemente una captura más temprana por el río Mijares, que vierte al Mediterráneo a una distancia mucho menor que la que ha de recorrer el Turia, explicaría esta diferencia. La erosión remontante del río Mijares no pudo franquear, sin embargo, el bloque levantado que forman las sierras del Pobo y Camarena, en el borde este de la fosa de Teruel, y no llegó por tanto a capturar la cuenca turolense.

Cabría pensar, en principio, que el sistema lacustre que actuaba como nivel de base local en el área de Teruel fuese un pequeño lago cerrado. Alternativamente, también podría tratarse de un lago abierto, de modo que representase un dispositivo de transición entre las cuencas endorreicas *s.s.* y la red fluvial cuaternaria. Esta segunda hipótesis supondría la combinación de una tendencia regional bien asen-



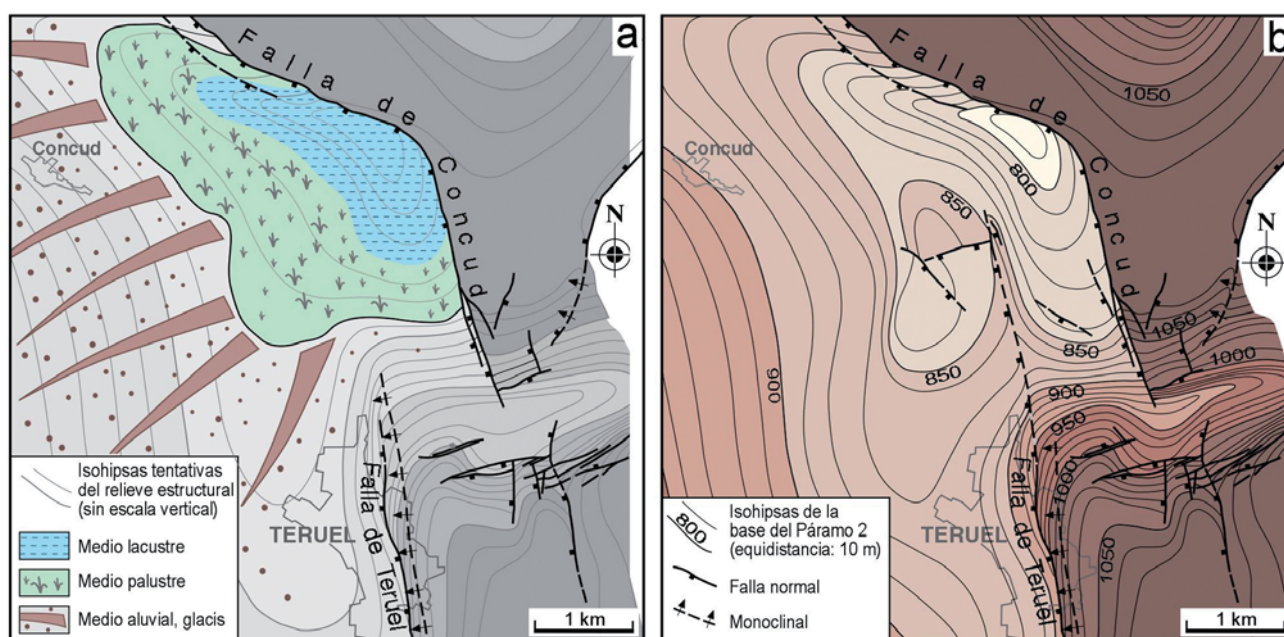
**Fig. 9.-** Correlación de las principales secciones del Plio-Pleistoceno en la cuenca de Teruel y su entorno (se sitúan los yacimientos de mamíferos y su edad) y de las biozonas de mamíferos (MN) con la escala magnetoestratigráfica global (GPTS). En el mapa se indica la localización de las distintas series estratigráficas (1 a 6). La columna 5 se ha completado con el espesor estimado de la unidad Rojo 3 a partir del corte de la Figura 3. Escala magnetoestratigráfica según Berggren *et al.* (1995). Biozonas según (1) Opdycke *et al.* (1997), (2) Vangengeim *et al.* (2005) y (3) Oms *et al.* (1999).

tada a lo largo del Plio-Pleistoceno (organización progresiva de una red fluvial exorreica) con condiciones locales determinadas por la tectónica (mantenimiento de áreas lacustres en enclaves con subsidencia anómalamente alta). Un análisis detallado de las relaciones espaciales y temporales entre depósitos aluviales y carbonatos lacustres en el Villafrankiense de Teruel, así como una caracterización isotópica de estos últimos, debería en un futuro próximo contribuir a precisar el modelo paleogeográfico y a valorar su coherencia con el dispositivo estructural. Ciertamente, los dispositivos estructural y paleogeográfico no son independientes entre sí. Las probabilidades en favor de uno u otro modelo de drenaje podrían depender de que, en el tránsito del Plioceno al Pleistoceno, la falla de Teruel tuviese realmente su extremo norte en las proximidades del casco urbano o, por el contrario, se prolongase un par de kilómetros más. En el primer caso, la cubeta residual quedaría alojada en el área de subsidencia máxima (hipótesis adoptada en la reconstrucción de la Figura 10a), por lo que sería compatible con un lago endorreico *s.s.* En el segundo, la cubeta quedaría alojada dentro de la zona de relevo, en el bloque levantado de la falla de Teruel. Aunque el salto mucho mayor de la falla de Concud mantendría el área sometida a una subsidencia importante, un desplazamiento moderado en la de Teruel podría bastar para que el drenaje encontrara salida hacia el Turia. A partir de ese instante, la relación entre la tasa de movimiento en una y otra falla determinaría si tal conexión fluvial coexistiría con condiciones lacustres en la cubeta residual de Masada Cociero o si, por el contrario, la captura se consumaba por completo. No obstante, el hecho de que los indicios de una posible propagación de la falla de Teruel hacia el norte se sitúen ya en el Pleistoceno medio (Lafuente *et al.*, 2011a), cuando ya con seguridad se había instalado la red exorreica, resta relevancia a dicha falla como detonante efectivo de la captura.

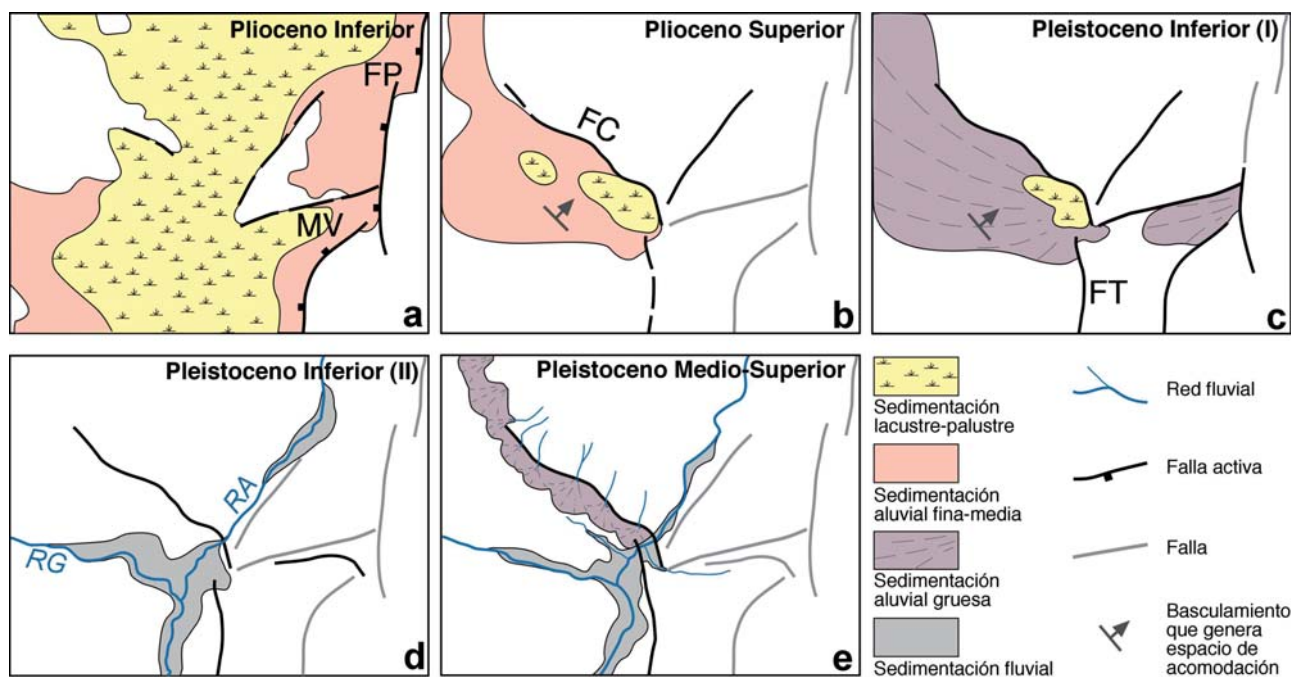
## Conclusiones

El dispositivo estructural de la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel condiciona la sedimentación en esta zona de la cuenca neógena de Teruel a partir de mediados del Plioceno. Ambas fallas cortan los materiales neógenos y producen desplazamientos de orden hectométrico posteriores a la unidad Páramo 2 (Rusciniense, Plioceno inferior). A partir de la caracterización geométrica y cinemática de la zona de relevo por Lafuente *et al.* (2011a), sabemos que el área enmarcada entre el cambio de dirección de la falla de Concud y su zona de relevo con la de Teruel es la que muestra mayor subsidencia tectónica total desde el final del Plioceno inferior (hasta cerca de 300 m). Tres serían los factores que condicionan este hecho: (i) la interacción mecánica entre ambas fallas, que inhibe su propagación aun cuando aumente el salto cerca de los extremos; (ii) la interferencia de la estructura transversal de Los Mansuetos-Valdecebro; (iii) una acomodación pasiva del labio superior en respuesta a un movimiento conducido divergente sobre el segmento SE de la falla de Concud. La combinación del *roll-over* del bloque superior y un leve monoclinal de acomodación en la falla de Concud, más el confinamiento que supone la brusca *relay ramp* de la zona de relevo, hacen que esa zona de máxima subsidencia adopte la geometría de una cubeta cerrada (Fig. 10).

Desde que la falla extensional de Concud comienza a moverse, a finales del Plioceno inferior (Rusciniense, zona MN 15b), el relleno de la cuenca de Teruel se interrumpe en el bloque levantado, formándose la plataforma estructural de Celadas a partir de las calizas lacustres del Páramo 2 (Fig. 11a,b). Mientras, en el bloque hundido se acumula una serie sintectónica continua que abarca casi todo el Plioceno superior y Pleistoceno. En su parte inferior, esa serie registra la pervivencia de una cubeta residual endorreica



**Fig. 10.-** (a) Reconstrucción paleogeográfica de la cubeta endorreica plio-pleistocena de Concud-Teruel. (b) Mapa de contornos estructurales de la disposición actual de la base de la unidad Páramo 2, que permite caracterizar el marco estructural en que se desarrolla la cubeta (tomado de Lafuente *et al.*, 2011a).



**Fig. 11.-** Esquema de evolución estructural y paleogeográfica de la zona de confluencia entre las fosas del Jiloca y Teruel durante el Plioceno-Pleistoceno inferior. FP: zona de fallas de la Sierra del Pobo; FC: falla de Concud; FT: falla de Teruel; MV: fallas transversales de Los Mansuetos-Valdecebro; RG: río Guadalaviar; RA: río Alfambra.

que queda alojada en la zona de máxima subsidencia. En ella se sedimenta una alternancia de areniscas, lutitas y calizas, producto de la interferencia de un lago carbonatado somero con las llanuras distales de los sistemas aluviales que drenan al mismo (Fig. 11b). Dicha cubeta persiste hasta el inicio del Pleistoceno (Fig. 11c), como demuestra la datación proporcionada por el nuevo yacimiento de mamíferos *Rotonda Teruel-Centro*, cuya asociación de taxones lo sitúa en la zona MN17 (Villafrankiense medio, Pleistoceno inferior). Esta edad es más reciente que todas las documentadas hasta el presente en la misma cubeta residual de Concud-Teruel y en la vecina de Escorihuela, que alcanzaban sólo al Villafrankiense inferior (zona MN16a y 16b).

A partir del Plioceno inferior la mayor parte de las cuencas neógenas endorreicas de la Cordillera Ibérica centro-oriental pasan a condiciones exorreicas, a través de un proceso progresivo y heterócrono de captura de las cubetas lacustres por la red fluvial que va abriéndose al Mediterráneo. No obstante, el desarrollo del sistema aluvial que se superpone a los sistemas lacustres y culmina con la expansión los *glacis villafrankienses* ( $\oplus$  2,5-2,6 Ma) no debe ser considerado necesariamente como la evidencia sedimentaria de dicho tránsito. En una primera etapa (unidad Rojo 3  $\oplus$  Fm. Escorihuela), los sedimentos aluviales alternan aún con niveles carbonatados o carbonosos palustres y lacustres, lo que evidencia la interdigitación entre ambos. Pero incluso los sedimentos detríticos gruesos de la cubierta de glacis parecen mantener ese mismo tipo de relación lateral, y se superponen al Rojo 3 sin indicios del descenso del nivel de base que cabría esperar como consecuencia de una eventual captura por la red exorreica. Todo apunta a que al menos una parte de esos mantos aluviales, y en particular el glacis de Gea, vertía aún al inicio del Pleistoceno a la cubeta residual de Concud-Teruel, bien a un pequeño

lago cerrado o a un lago abierto. Esta segunda hipótesis dibujaría un dispositivo de transición entre las cuencas endorreicas s.s. y la red fluvial cuaternaria. Ésta se instala en la zona avanzada ya probablemente el Pleistoceno inferior (Fig. 11d), antes de que se desarrolle el sistema de abanicos aluviales procedentes de la falla de Concud y se propague hacia el norte la falla de Teruel solapándose con la anterior (Fig. 11e).

En definitiva, la heterocronía en el paso del endorreísmo al exorreísmo en las cuencas neógenas de la Cordillera Ibérica centro-oriental es consecuencia de la interacción, durante el Plioceno superior y el inicio del Pleistoceno, de dos tendencias: una organización y encajamiento progresivo de la red fluvial vertiente al Mediterráneo, y condiciones locales de subsidencia tectónica anómalamente alta capaces de mantener enclaves lacustres-palustres.

### Agradecimientos

Agradecemos a la Dirección General de Patrimonio Cultural del Gobierno de Aragón su ayuda en la excavación y preparación de fósiles del yacimiento *Rotonda Teruel-Centro* (exp. 185/2007 y 102/2009), así como la autorización otorgada por la Unidad de Carreteras de Teruel (Ministerio de Fomento). También al gabinete geológico de la Diputación Provincial de Teruel por la información de superficie y subsuelo aportada. M<sup>a</sup>. A. Soriano nos asesoró en algunos aspectos geomorfológicos. Los comentarios y sugerencias realizados por las Dras. A. Alonso-Zarza y C. Moreno durante la revisión del artículo han contribuido a la mejora del mismo. Este trabajo está financiado por el proyecto CGL2009-13390 (Ministerio de Ciencia e Innovación y FEDER), por el Gobierno de Aragón (grupos de investi-

gación *Geotransfer* y *Focontur*, e Instituto Aragonés de Fomento) y por la beca FPI (Ministerio de Ciencia e Innovación, BES-2010-031339) de L. Ezquerro.

## Referencias

- Adrover, R. (1975): Principales yacimientos paleomastológicos de la provincia de Teruel y su posición estratigráfica relativa. En: *Actas I Coloq. Intern. Bioestratigrafía Continental del Neógeno Superior-Cuaternario Inferior* (M.T. Alberdi y E. Aguirre, Eds): 31-48.
- Adrover, R. (1986): *Nuevas faunas de roedores en el Mio-plioceno continental de la región de Teruel (España). Interés biostratigráfico y paleoecológico*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 433 p.
- Alberdi, M.T. (1974): El género *Hipparion* en España. Nuevas formas en Castilla y Andalucía, revisión e historia evolutiva. *Trabajos Neógeno Cuaternario*, 1: 1-146.
- Alberdi, M.T. y Bonadonna, F.P. (1989): *Geología y paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza*. Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 11, 355 p.
- Alberdi, M.T., Cerdeño, E., López-Martínez, N., Morales, J. y Soria, M.D. (1997): La fauna Villafranchiense de El Rincón-1 (Albacete, Castilla-La Mancha). *Estudios Geológicos*, 53: 69-93.
- Alberdi, M.T., Prado, J.L. y Ortiz-Jaureguizar, E. (1995): Patterns of body mass changes in fossil and living Equini (Perissodactyla). *Biological Journal of Linnean Society*, 54: 349-370.
- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Álvarez, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez, P., Pérez-González, A., Sánchez, S., Sancho, R. y Sanz, E. (2000): El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 323-343.
- Alcalá, L. y Morales, J. (2006): Antilopinae (Bovidae, Mammalia) from the Lower Pliocene of Teruel Basin (Spain). *Estudios Geológicos*, 62: 559-570.
- Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (2000): Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the Northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160: 1-21.
- Alonso-Zarza, A.M. y Wright, V.P. (1992): Palustrine Carbonates. En: *Carbonates in sedimentary settings. Facies, environments and processes* (A.M. Alonso-Zarza y L.H. Tarnner, Eds). Elsevier, vol. I, 378 p.
- Antón, M., Turner, A., Salesa, M.J. y Morales, J. (2006): A complete skull of *Chasmaporthetes lunensis* (Carnivora, Hyaenidae) from the Spanish Pliocene site of La Puebla de Valverde (Teruel). *Estudios Geológicos*, 62: 375-388.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. y Orife, T. (2005): Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion. *Journal of Structural Geology*, 27: 693-705.
- Berggren, W.A., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Kent, D.K., Obradovich, J.D., Raffi, Y., Raymo, M.E. y Shackleton, N.J. (1995): Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 107(11), 1272-1287.
- Boeuf, O. (1986): L'Équidé du site Villafranchien de Chilhac (Haute-Loire, France). *Annales de Paléontologie*, 72: 29-67.
- Cerdeño, E. (1993): Remarks on the Spanish Plio-Pleistocene *Stephanorhinus etruscus*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317: 1363-1367.
- Crégut-Bonnoure, É. y Valli, A.M.F. (2004): Les Bovidés du gisement pliocène supérieur (Villafranchien moyen) de Saint-Vallier (Drôme, France). *Geobios*, 37: 233-258.
- Eisenmann, V. (1980): *Les Chevaux (Equus sensu lato) fossiles et actuels: crânes et dents jugales supérieures*. Cahiers de Paléontologie, Editions du C.N.R.S., Paris, 186 p.
- Eisenmann, V. (2004): Les Équidés (Mammalia, Perissodactyla) de Saint-Vallier (Drôme, France) et les Équidés plio-pléistocènes d'Europe. *Geobios*, 37: 279-305.
- Eisenmann, V., Alberdi, M.T., Giuli, C. de y Staesche, U. (1988): Collected papers after the "New York International Hipparion Conference, 1981". En: *Studying fossil Horses, I, Methodology* (M. Woodburne y P. Sondaar, Eds.). E.J. Brill, Leiden, 1-77.
- Ezquerro, L., Luzón, M<sup>a</sup>. A., Liesa, C. L. y Simón, J. L. (2011a): Evolución megasecuencial del relleno neógeno del sector norte de la Fosa de Teruel y factores alocíclicos de control. En: *Documentos sobre el Terciario de Iberia a comienzos del Siglo XXI* (F.J. Ruiz y C. Santisteban, Eds), Grupo Español del Terciario, Valencia, 13-16.
- Ezquerro, L., Pesquero, M<sup>a</sup>. D., Arlegui, L.E., Liesa, C. L., Luque, L., Lafuente, P., Rodríguez-Pascua, M. A. y Simón, J. L. (2011b): Una cubeta lacustre residual con fauna del Pleistoceno inferior (MN 17) en el extremo SE de la falla de Concud (Teruel, Cordillera Ibérica). En: *Documentos sobre el Terciario de Iberia a comienzos del Siglo XXI* (F.J. Ruiz y C. Santisteban, Eds), VII Congreso del Grupo Español del Terciario, Valencia, 17-20.
- Garcés, M., Krijgsman, W., van Dam, J., Calvo, J.P., Alcalá, L. y Alonso Zarza, A.M. (1997): Late Miocene alluvial sediments from the Teruel area: Magnetostratigraphy, magnetic susceptibility, and facies organization. *Acta Geológica Hispánica*, 32: 171-184.
- Godoy, A., Olivé, A., Moissenet, E., Gutiérrez Elorza, M., Aguilar, M.J., Ramírez, J.I., Aragonés, E., Giner, J. y Portero, J.M. (1983a): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja n° 590 (La Puebla de Valverde)*. IGME, Madrid.
- Godoy, A., Ramírez, J.I., Olivé, A., Moissenet, E., Aznar, J.M., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Jerez Mir, L., Adrover, R., Goy, A., Comas, M.J., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero, J.M. y Gabaldón, V. (1983b): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja n° 567 (Teruel)*. IGME, Madrid.
- Gupta, S. y Scholz, C.H. (2000): A model of normal fault interaction based on observations and theory. *Journal of Structural Geology*, 22: 865-880.
- Gutiérrez, F., Gracia, F.J. y Gutiérrez, M. (1996): Consideraciones sobre el final del relleno endorreico de las fosas de Calatayud y Teruel y su paso al exorreísmo. Implicaciones morfo-estratigráficas y estructurales. En: *IV Reunión de Geomorfología, Sociedad Española de Geomorfología* (A. Grandal y J. Pagés, Eds), O Castro (A Coruña), 23-43.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Gracia, F.J., McCalpin, J.P., Lucha, P. y Guerrero, J. (2008): Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage networks development in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain). *Geomorphology*, 102: 21-42.
- Gutiérrez, F., Lucha, P., Guerrero, J., Gutiérrez, M. y Carbonel, D. (2012): Discussion on the article "Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Concud fault (Iberian Chain, eastern Spain)". *International Journal of Earth Sciences*, 101: 579-585.

- Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1976) Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia de Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, 87: 561-570.
- Huggins, P., Watterson, J., Walsh, J.J. y Childs, C. (1995): Relay zone geometry and displacement transfer between normal faults recorded in coal-mine plans. *Journal of Structural Geology*, 12: 1741-1755.
- Lafuente, P. (2011): *Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica central)*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 253 p + anexos.
- Lafuente, P. y Arlegui, L.E. (2009): Where faults meet: Palaeostress analysis at the juncture of Concud and Teruel faults. *Trabajos de Geología*, 29: 417-423.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Casado, I., Ezquerro, L., Liesa, C.L., Pueyo, Ó. y Simón, J.L. (2011a): Geometría y cinemática de la zona de relevo entre las fallas neógeno-cuaternarias de Concud y Teruel (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24: 109-125.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2011b): Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Concud fault (Iberian Chain, Eastern Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 100: 1713-1732.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2012): Reply to the Discussion by F. Gutiérrez, P. Lucha, J. Guerrero, M. Gutiérrez, and D. Carbonel on the article "Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Concud fault (Iberian Chain, eastern Spain)". *International Journal of Earth Sciences* (en prensa). DOI: 10.1007/s 00531-011-0661-3.
- Lafuente, P., Rodríguez-Pascua, M.A., Simón, J.L., Arlegui, L.E. y Liesa, C.L. (2008): Simitas en depósitos pliocenos y pleistocenos de la fosa de Teruel. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21: 133-149.
- Mazza, P. (1988): The Tuscan Early Pleistocene rhinoceros *Dicerorhinus etruscus*. *Palaeontographia Ital.*, 75: 1-78.
- Mein, P. (1990) "Updating of MN Zones". En: *European Neogene Mammal Chronology* (E.H. Lindsay, V. Fahlbusch y P. Mein, Eds), Plenum Press, 73-90.
- Ministerio de Fomento. Secretaría de Estado de Infraestructuras y Transportes (1999). Sondeo ST-14,19. En: *Proyecto de construcción Autovía de Levante a Francia por Aragón, Tramo Teruel-Zaragoza, Subtramo Escandón-Teruel (Norte)*. Informe inédito.
- Moissenet, E. (1980): Relief et déformations récentes: trois transversales dans les fossés internes des Chaînes Ibériques orientales. *Rév. Géograph. Pyrénées et Sud-Ouest*, 51: 315-344.
- Moissenet, E. (1982): Le Villafranchien de la région de Teruel (Espagne), Stratigraphie-Déformations-Milieus. En: *Colloque "Le Villafranchien Méditerranéen"*, Lille: 229-253.
- Moissenet, E. (1983): Aspectos de la neotectónica en la fosa de Teruel. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, Tomo 2*, (J.A. Comba, Ed). IGME, Madrid, 427-446.
- Moissenet, E. (1985): Le Quaternaire moyen alluvial du fossé de Teruel (Espagne). *Physio-Géo.*, 14/15: 61-78.
- Moissenet, E. (1993): L'âge et les déformations des terrasses alluviales du Fossé de Teruel. En: *El Cuaternario de España y Portugal*, IGME-AEQUA, Madrid, 1: 267-279.
- Oms, O., Dinarés-Turell, J., Agustí, J. y Parés, J.M. (1999): Refinements of the European mammal biochronology from the magnetic polarity record of the Plio-Pleistocene Zújar section. Guadix-Baza Basin, SE Spain. *Quaternary research*, 51: 94-103.
- Opdyke, N., Mein, P., Lindsay, E., Pérez-González, A., Moissenet, E. y Norton, V.L. (1997): Continental deposits, magnetotratigraphy and vertebrate paleontology, Late Neogene of Eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133: 129-148.
- Pailhé, P. (1984). *La Chaîne Ibérique Orientale. Étude géomorphologique*. Tesis Doctoral, Univ. de Bordeaux, 682 p.
- Peacock, D.C.P. (2002): Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews*, 58: 121-142.
- Peña, J.L. (1981): Las acumulaciones cuaternarias de la confluencia de los ríos Alfambra y Guadalquivir en las cercanías de Teruel. *Actas VII Col. Geografía*, Pamplona: 1-13.
- Prat, F. (1968): *Recherches sur les Équidés pléistocènes en France*. Thèse d'État, Univ. de Bordeaux, 692 p.
- Prat, F. (1980): Les Équidés villafranchiens en France, genre *Equus*. *Cahiers du Quaternaire*, 2: 1-290.
- Roca, E. y Guimerà, J. (1992): The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 203-218.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., van Dam, J., Lafuente, P., Arlegui, L., Ezquerro, L. y de Boer, P.L. (2012): Aeolian construction and alluvial dismantling of a fault-bounded intracontinental aeolian dune field (Teruel Basin, Spain); a continental perspective on late Pliocene climate change and variability. *Sedimentology* (en prensa).
- Ros, X., Galobart, A., García-Fernández, D. y Cerdeño, E. (2003): "Stephanorhinus etruscus" (Rhinocerotidae) en el Villafranchiense de Crespià (Girona, NE de la Península Ibérica). *Paleontologia i Evolució*, 34: 279-296.
- Rubio, J.C. (2004): *Estudio hidrogeológico e histórico arqueológico de los humedales del alto Jiloca*. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza, 216 p.
- Rubio, J.C. y Simón, J.L. (2007): Tectonic subsidence vs. erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain). *Geological Magazine*, 144: 1-15.
- Sánchez Fabre, M. (1989): *Estudio geomorfológico de la Depresión de Alfambra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 926 p.
- Sancho, R., Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (2000): El Terciario del sector Alfambra-Villalba Alta (Fosa de Teruel). *Teruel*, 88-89: 39-84.
- Santonja, M., Moissenet, E., Pérez-González, A., Villa, P., Sesé, C., Soto, E., Eisenmann, V., Mora, R. y Dupré, M. (1994): Cuesta de la Bajada: un yacimiento del Pleistoceno Medio en Aragón. *Arqueología Aragonesa*, 21: 61-68.
- Simón, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69: 21-97.
- Simón, J.L. y Soriano, M. A. (1993): La falla de Concud (Teruel): actividad cuaternaria y régimen de esfuerzos asociado. En: *El Cuaternario de España y Portugal, Tomo 2*, (T. Aleixandre y A. Pérez González, Eds). IGME, Madrid, 729-737.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Lafuente, P., Liesa, C.L. (2012): Active extensional faults in the central-eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Iberian Geology*. En prensa.
- Simón, J.L., Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Soriano, M.A. (2005): Caracterización paleosísmica preliminar de la falla de Concud (fosa del Jiloca, Teruel). *Geogaceta*, 38: 63-66.
- Sinúsa C., Pueyo E.L., Azanza B. y Pocoví A. (2004): Datación magnetoestratigráfica del yacimiento paleontológico de Puebla de Valverde (Teruel). *Geo-Temas*, 6(4): 339 -342.
- van Dam, J.A., Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Garcés, M. y Krijgsman, W. (2001): High-resolution late Miocene mammal biochronology and paleoecology of the Teruel-Al-

- fambra region (NE Spain). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 21: 367–385.
- Vangengeim, E.A., Pevzner, M.A. y Tesakov, A.S. (2005): Ruscinian and Lower Villafranchian: age of boundaries and position in magnetochronological scale. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 13: 530–546.
- Vegas, R., Fontboté, J.M. y Banda, E. (1979): Widespread Neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. En; *Proceedings Symposium Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas* (EGS, Viena), Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Special Publication 201: 109–128.
- Weerd, A. van de (1976): *Rodent faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra region, Spain*. Utrecht Micropaleontology Bulletin, Special Publication 2: 217 p.
- MANUSCRITO RECIBIDO EL 12 DE MARZO DE 2012.
- ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 21 DE JUNIO DE 2012.

## Anexo 1

**Estudio Paleontológico del Yacimiento Rotonda Teruel-Centro (M<sup>a</sup> D. Pesquero)****Sistemática**

(Abreviaturas: L.: longitud, A.: anchura, Pr.: protocono, máx.: máxima, ant.: anterior, post.: posterior).

Orden Carnivora BOWDICH, 1821

Familia Hyaenidae GRAY, 1869

Género *Chasmaportetes* HAY, 1921

*Chasmaportetes lunensis* DEL CAMPANA, 1914

**Material estudiado:** 2 incisivos, 2 caninos, 1 P<sup>3</sup>, 2 fragmentos (frag.) premolar inferior.

**Material de comparación:** *Chasmaportetes lunensis* de La Puebla de Valverde (Antón *et al.*, 2006).

**Descripción:**

P<sup>3</sup> derecho (RTC-84): L. mesiodistal: 17,57 mm, A. bucolingual: 11,55 mm, Altura de la corona: 13,31. El material recuperado es muy escaso y está fracturado, por lo que sólo se han podido tomar medidas de un premolar superior completo. Sin embargo, tanto la talla de este premolar como de los fragmentos dentarios es similar a las de los dientes correspondientes del cráneo de *Chasmaportetes lunensis* del yacimiento de La Puebla de Valverde (Antón *et al.*, 2006).

Orden Perissodactyla OWEN, 1848

Familia Equidae GRAY, 1821

Género *Equus* LINNAEUS, 1758

*Equus stenonis* COCCHI, 1867

**Material estudiado:** 1 P<sup>2</sup>, 2 P<sup>3</sup>, 2 P<sup>4</sup>, 2 M<sup>1</sup>, 2 M<sup>2</sup>, 1 M<sup>3</sup>, 1 P<sup>2</sup>, 3 calcáneos (2 frag.), 7 astrágalos (2 frag.), 1 frag. 2<sup>a</sup> falange, 1 frag. 3<sup>a</sup> falange.

**Material de comparación:** *Equus stenonis* de La Puebla de Valverde (Alberdi, 1974), *Equus stenonis* de Senèze (Prat, 1980), *Equus stenonis guthi* de Chilac (Boeuf, 1986; Prat, 1968), *Allohippus stenonis vireti* de Saint-Vallier (Eisenmann, 1980, 2004), *Equus livezovensis* de El Rincón (Alberdi *et al.*, 1997; Eisenmann, 2004) y *Equus livezovensis* de Huélago (Alberdi y Bonadonna, 1989).

Las medidas se han tomado según la metodología de Eisenmann *et al.* (1988) y están expresadas en milímetros. El peso corporal se ha estimado tomando la medida 5 de la 1<sup>a</sup> FIII (r = 0,991) según Alberdi *et al.* (1995).

**Descripción:**

Dentición: P<sup>2</sup> derecho (RTC-1a): L. máx. 38,5, A. máx. 28,6, L. Pr. 7,4; P<sup>3</sup> derecho (RTC-1b): L. máx. 30,1, A. máx. 30,1, L. Pr. 8,1; P<sup>4</sup> derecho (RTC-1c): L. máx. 31,8, A. máx. 30,2, L. Pr. 10,2; M<sup>1</sup> derecho (RTC-1d): L. máx. 27,4, A. máx. 28,2, L. Pr. 8,3; M<sup>2</sup> derecho (RTC-1e): L. máx. 29,1, A. máx. 27,6, L. Pr. 9,6; P<sup>3</sup> izq. (RTC-1f): L. máx. 33,1, A. máx. 30,9, L. Pr. 9,8; P<sup>4</sup> izq. (RTC-1g): L.

máx. 32,8, A. máx. 31,5, L. Pr. 11,2; M<sup>1</sup> izq. (RTC-1h): L. máx. 27,5, A. máx. 29,7, L. Pr. 9,8; M<sup>3</sup> izq. (RTC-1i): L. máx. 30,1, A. máx. 27,4, L. Pr. 11,9; P<sup>2</sup> (RTC-17): L. máx. 37,8, A. máx. 19,1, L. prefléxico 8,8. Todas las dimensiones se han medido en la superficie oclusal.

**Esqueleto postcraneal:** Tres calcáneos, dos de ellos muy fracturados con una tuberosidad más pequeña y algo menos robusta que *Equus livezovensis*. Calcáneo (RTC-95): L. total 109,6, L. del cuerpo (75,6), A. de la tuberosidad 32,5, A. ant.-post. de la tuberosidad 49,9, A. transversal distal 53,2, A. ant.-post. distal 57,7; calcáneo (RTC-48): L. del cuerpo 76,1, A. de la tuberosidad 32,9, A. ant.-post. de la tuberosidad 47,6; calcáneo (RTC-97): A. del cuerpo 22,8, A. de la tuberosidad 30,6, A. ant.-post. de la tuberosidad 49,1. Siete astrágalos, dos de ellos muy deteriorados. Astrágalo (RTC-98): L. total 58, A. de la tróclea 25,6, A. máx. 61,8, A. de la articulación distal 47,9, A. ant.-post. de la articulación distal 30,5, A. distal sobre el lado interno 47,8; astrágalo (RTC-101): L. total 60,6, diámetro labio interno 61,1, A. de la tróclea 29,7, A. máx. 62,4, A. de la articulación distal 50,9, A. ant.-post. de la articulación distal 33,2, A. distal sobre el lado interno 47,9; astrágalo (RTC-100): L. total 63,9, diámetro labio interno 60,1, A. de la tróclea 28,4, A. máx. 66,5, A. de la articulación distal 55,4, A. ant.-post. de la articulación distal 33,9; astrágalo (RTC-29): L. total 60,6, diámetro labio interno 56,9, A. de la tróclea 26,4; astrágalo (RTC-112): A. de la tróclea 28,4, A. de la articulación distal 53,2, A. ant.-post. de la articulación distal 35,4; astrágalo (RTC-131): A. de la articulación distal 51,7, A. ant.-post. de la articulación distal 35,6. Epífisis proximal de 2<sup>a</sup> FIII (RTC-15): A. proximal 48,1, A. ant.-post. proximal 32,2. Epífisis proximal 3<sup>a</sup> FIII muy deteriorada. La estimación de su peso corporal es de 223,8 kg.

**Discusión:**

Los dientes superiores tienen un protocono con morfología claramente estenoniana. El único diente inferior registrado tiene caracteres morfológicos también estenonianos, con la morfología característica del doble lazo con el metacónido redondeado y el metastilido ligeramente puntiagudo. En los análisis bivariantes, las medidas de los molares superiores y del único molar inferior hallado entran dentro de la variabilidad de los ejemplares de *Equus stenonis* con los que hemos comparado.

Familia Rhinocerotidae OWEN, 1845

Género *Stephanorhinus* KRETZOI, 1942

*Stephanorhinus etruscus* (FALCONER), 1859

**Material estudiado:** Serie superior izquierda (P<sup>2</sup>-P<sup>4</sup>), serie superior derecha (P<sup>2</sup>-M<sup>3</sup>).

**Material de comparación:** *Stephanorhinus etruscus* de El Rincón (Alberdi *et al.*, 1997), *Stephanorhinus etruscus* de Senèze (Cerdeño, 1993), *Stephanorhinus etruscus* de Valdarno (Mazza, 1988), *Stephanorhinus etruscus* de Crespiá (Ros *et al.*, 2003).

**Dimensiones:** P<sup>2</sup> (RTC-27a): L. máx. 32,2, A. máx. 38,7; P<sup>2</sup> (RTC-23): L. máx. 33,5, A. máx. 38,1; P<sup>3</sup> (RTC-27b): L. máx. 38,4, A. máx. 48,5; P<sup>3</sup> (RTC-23b): L. máx. 37,9, A. máx. 48,9; P<sup>4</sup> (RTC-27c): L. máx. 42, A. máx. 52,8.

#### Discusión:

Tanto el material hallado en el yacimiento *Rotonda Teruel-Centro* como el material de comparación de otros yacimientos españoles, como El Rincón y La Puebla de Valverde, es muy escaso; no coinciden los elementos anatómicos registrados, ya que en estos dos últimos yacimientos sólo se han recuperado restos del esqueleto postcraneal. Sin embargo, tanto los caracteres morfológicos como biométricos de los dientes de *Rotonda Teruel-Centro* presentan gran similitud con el material del yacimiento francés de Senèze y el italiano de Valdarno, donde se registra dentición típica de la especie *Stephanorhinus etruscus* (Cerdeño, 1993; Mazza, 1988).

Orden Artiodactyla OWEN, 1848

Familia Bovidae GRAY, 1821

Género *Gazella* DE BLAINVILLE, 1816

*Gazella borbonica* DEPÉRET, 1884

**Material estudiado:** Serie P<sup>4</sup>-M<sup>3</sup>; 2 P<sup>3</sup>; 2 M<sup>2</sup>; 2 M<sup>3</sup>; 2 P<sup>2</sup>; 2 P<sup>3</sup>; 2 P<sup>4</sup>; 3 M<sup>1</sup>; 6 M<sup>2</sup>; 5 M<sup>3</sup>.

**Material de comparación:** *Gazella borbonica* de La Puebla de Valverde y El Rincón (datos propios), *Gazella borbonica* de Saint-Vallier (Crégut-Bonnoure y Valli, 2004), *Gazella soriae* de La Calera (Alcalá y Morales, 2006) y *Gazella baturra* de la Gloria 4 (Alcalá y Morales, 2006).

#### Dimensiones:

Dentición: P<sup>3</sup> (RTC-82): L. máx. 6,1, A. máx. 6,2; P<sup>3</sup> (RTC-120): L. máx. 6,4, A. máx. 6,2; P<sup>4</sup> (RTC-2a): L. máx. 6,9, A. máx. 8,6; M<sup>1</sup> (RTC-2b): L. máx. 10,7, A. máx. 9,5; M<sup>2</sup> (RTC-2c): L. máx. 13,8, A. máx. 8,8; M<sup>2</sup> (RTC-82a): L. máx. 14,9, A. máx. 9,9; M<sup>2</sup> (RTC-46): L. máx. 14,1, A. máx. 8,8; M<sup>3</sup> (RTC-2d): L. máx. 14,7, A. máx. 8; M<sup>3</sup> (RTC-82b): L. máx. 17, A. máx. 11,8; M<sup>3</sup> (RTC-72): L. máx. 14,2, A. máx. 8,4; P<sup>2</sup> (RTC-64): L. máx. 4,9, A. máx. 2,8; P<sup>3</sup> (RTC-26a): L. máx. 4, A. máx. 2,2; P<sup>3</sup> (RTC-24): L. máx. 8,7, A. máx. 5,5; P<sup>3</sup> (RTC-26b): L. máx. 8,1, A. máx. 4,1; P<sup>4</sup> (RTC-61a): L. máx. 9,5, A. máx. 4,7; P<sup>4</sup> (RTC-70): L. máx. 8,9, A. máx. 4,6; M<sup>1</sup> (RTC-64): L. máx. 11,5, A. máx. 7,1; M<sup>1</sup> (RTC-77): L. máx. 10, A. máx. 6,8; M<sup>1</sup> (RTC-61b): L. máx. 11,3, A. máx. 7,1; M<sup>2</sup> (RTC-10): L. máx. 15,4, A. máx. 6,5; M<sup>2</sup> (RTC-71a): L. máx. 15,2, A. máx. 6,6; M<sup>2</sup> (RTC-32): L. máx. 14,3, A. máx. 7,1; M<sup>2</sup> (RTC-42): L. máx. 12,1, A. máx. 7,2; M<sup>2</sup> (RTC-81a): L. máx. 12,4, A. máx. 7,6; M<sup>2</sup> (RTC-61c): L. máx. 14,9, A. máx. 7,5; M<sup>3</sup> (RTC-11): L. máx. 19,8; M<sup>3</sup> (RTC-9): L. máx. 17,8, A. máx. 6,1; M<sup>3</sup> (RTC-71b): L. máx. 19,1, A. máx. 6,4; M<sup>3</sup> (RTC-81b): L. máx. 18,5, A. máx. 6,9; M<sup>3</sup> (RTC-72): L. máx. 14,2, A. máx. 8,4.

Núcleos óseos: (RTC-3): L. base 33,3, A. base: 22,6; (RTC-3b): A. base: 22,4; (RTC-74): L. base 30,5, A. base:

21,3; (RTC-8): L. base 33,1, A. base: 22,7; (RTC-32a): L. base 31,7, A. base: 21,5; (RTC-32b): L. base 30,5, A. base: 22,6; (RTC-86): L. base 31,9, A. base: 21,4.

#### Discusión:

La dentición registrada en el yacimiento *Rotonda Teruel-Centro* presenta tanto caracteres morfológicos como biométricos que encajan con los de *Gazella borbonica* de El Rincón-1 y La Puebla de Valverde. Todos los núcleos óseos de cuerno registrados pertenecen a individuos macho y su sección, curvatura, morfología con cara aplanada y presencia de estrías finas en la superficie son muy similares a las de *Gazella borbonica*.

Familia Bovidae GRAY, 1821

Género *Gallogoral* GUÉRIN, 1865

*Gallogoral meneghinii* RÜTIMEYER, 1878

**Material estudiado:** M<sup>3</sup> y M<sup>1</sup>.

**Material de comparación:** *Gallogoral meneghinii* de La Puebla de Valverde (datos propios) y *Gallogoral meneghinii* de Saint-Vallier y Senèze (Crégut-Bonnoure y Valli, 2004).

**Descripción:** M<sup>3</sup> (RTC-41): L. máx. 26,7, A. máx. 19,7.

#### Discusión:

Los dos únicos molares de bóvidos de talla grande recuperados se han determinado como *Gallogoral meneghinii* por la similitud, tanto en talla como en morfología, con los de los yacimientos de La Puebla de Valverde y Saint-Vallier.

## Conclusiones

En la asociación registrada en el yacimiento *Rotonda Teruel-Centro* se han determinado los siguientes taxones: *Chasmaportetes lunensis*, *Equus stenonis*, *Stephanorhinus etruscus*, *Gazella borbonica* y *Gallogoral meneghinii*. La fauna encontrada muestra que el yacimiento se sitúa en la unidad MN17 del Villafrankiense. Por un lado, tanto *Gazella borbonica* como *Stephanorhinus etruscus* son característicos del Villafrankiense, encontrándose ambas especies representadas tanto en la unidad MN16 como en la MN17. Sin embargo, se han recuperado algunos restos de équido determinados como *Equus stenonis*, que se caracteriza por una morfología dentaria estenoniana y un esqueleto postcraneal de talla similar al resto de las formas de *Equus stenonis* conocidas en Eurasia en la unidad MN17. Por el contrario, los restos de *Equus livezovensensis* del Villafrankiense medio (MN16b) son algo más pequeños en talla y menos robustos. *Equus livezovensensis* se registra únicamente en la unidad MN 16 y es la especie más antigua registrada en Europa occidental. *Equus stenonis* es más reciente que *Equus livezovensensis* y se registra en Eurasia desde el final del Villafrankiense medio hasta el Villafrankiense superior. Por tanto, la presencia de *Equus stenonis* indicaría una edad villafrankiense similar a la del yacimiento de La Puebla de Valverde.

