



## GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DE LA ZONA DE RELEVO ENTRE LAS FALLAS NEÓGENO-CUATERNARIAS DE CONCUD Y TERUEL (CORDILLERA IBÉRICA)

*Geometry and kinematics of the relay zone between the Neogene-Quaternary Concud and Teruel faults (Iberian Chain)*

Paloma Lafuente<sup>1</sup>, Luís E. Arlegui<sup>1</sup>, Ismael Casado<sup>2</sup>, Lope Ezquerro<sup>1</sup>, Carlos L. Liesa<sup>1</sup>, Óscar Pueyo<sup>1</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. palomalt@unizar.es, arlegui@unizar.es, lope@unizar.es, carluis@unizar.es, opueyo@gmail.com, jsimon@unizar.es.

<sup>2</sup>Dpto. de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica, Universidad de Barcelona, C/ Martí i Franqués s/n, 08080 Barcelona. iscaferr@gmail.com.

**Abstract:** *A detailed structural study, combining map information and results of a magnetic, electromagnetic and georadar survey, is carried out in the area where the Concud fault (NW-SE striking, veering towards NNW-SSE at its southern sector) approaches the Teruel fault (N-S striking). Both faults are independent structures from the geometrical and kinematical point of view; they do not show any evidence of physical link and have distinct hanging-wall transport directions: N 220° E and N 271° E, respectively. The Concud and Teruel faults exhibit a right relay arrangement, and produce offsets up to 290-300 and 205-235 m, respectively, in the Neogene materials of the Teruel basin. Within the intermediate block, displacement is transferred between the faults by means of a relay ramp dipping towards N or NNW, with further complication arising from the transverse faulted synformal structure of Los Mansuetos-Valdecebro. Although no physical connection does exist, these faults undergo mechanical interaction. This is evidenced by their sudden slip transference; the displacement-length profiles show high displacement gradients as approaching the relay zone, which, on the other hand, suggests a tendency to coalescence in the future.*

**Key-words:** *Normal fault, relay zone, relay ramp, displacement-length profile, fault interaction.*

**Resumen:** En este trabajo se realiza un estudio estructural detallado de la zona de relevo entre la falla de Concud (dirección NO-SE, que se desvía a NNO-SSE en su sector más meridional) y la falla de Teruel (dirección N-S), combinando información cartográfica y resultados de una campaña de prospección magnética, electromagnética y de georadar. Ambas fallas son estructuras independientes desde el punto de vista geométrico y cinemático; no muestran evidencias de conexión física y tienen direcciones de transporte del bloque superior dispares: N 220° E y N 271° E, respectivamente. Las fallas de Concud y Teruel se disponen en relevo diestro, produciendo en los materiales neógenos de la fosa de Teruel desplazamientos máximos de 290-300 m y 205-235 m, respectivamente. El bloque intermedio entre ambas acomoda la transferencia de desplazamiento mediante un basculamiento (*relay ramp*) hacia el N o NNO, que se ve complicado además por la interferencia del sinforme transversal fallado de Los Mansuetos-Valdecebro. Aunque no exista conexión física, las dos fallas experimentan una interacción mecánica. Ésta se manifiesta por la transferencia brusca de desplazamiento entre ambas; sus perfiles de variación de salto muestran gradientes muy acusados al alcanzar la zona de relevo, lo que constituye, por otra parte, indicio de una tendencia a la coalescencia futura.

**Palabras clave:** Falla normal, zona de relevo, rampa de relevo, perfil distancia-salto, interacción de fallas.

Lafuente, P., Arlegui, L.E., Casado, I., Ezquerro, L., Liesa, C.L., Pueyo Ó. y Simón, J.L. (2012): 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 (1-2): 117-133.



Dentro de la Cordillera Ibérica, las fosas de Teruel y del Jiloca constituyen dos de las grandes macroestructuras recientes que atraviesan el edificio compresivo de la cadena y acomodan parte de la deformación extensional ligada al *rifting* del surco de Valencia (Vegas *et al.*, 1979; Roca y Guimerà, 1992). Ambas fosas se articulan, en las inmediaciones de la ciudad de Teruel, a través de la falla NO-SE de Concud, que corta el relleno neógeno de la fosa de Teruel y forma el borde oriental de la fosa del Jiloca en su extremo sur (Fig. 1 y 2). La relación estructural entre ambas cuencas es, por tanto, un escalón; desde el momento en que éste comienza a elevarse, a finales del Plioceno inferior, el relleno de la fosa de Teruel se interrumpe en el bloque levantado, mientras en el bloque hundido la sedimentación prosigue como parte ya de la fosa del Jiloca (Moissenet, 1982; Lafuente *et al.*, 2011a, b).

La falla de Concud es una falla activa, que ha mantenido una tasa media de movimiento de 0,07-0,08 mm/año desde el Plioceno medio. Su movimiento persiste en el Pleistoceno superior con tasas de 0,16-0,33 mm/año, habiendo generado en ese periodo secuencias reconocidas de paleosismos caracterizados por: (i) magnitud momento potencial  $M_w = 6,8$ ; (ii) periodos de recurrencia de entre 4 y 11 ka, y (iii) saltos cosísmicos medios de 2,0 m en el segmento suroriental y de 0,8 m en una de sus trazas en el sector central (Simón *et al.*, 2005; Lafuente *et al.*, 2010, 2011a; Lafuente, 2011).

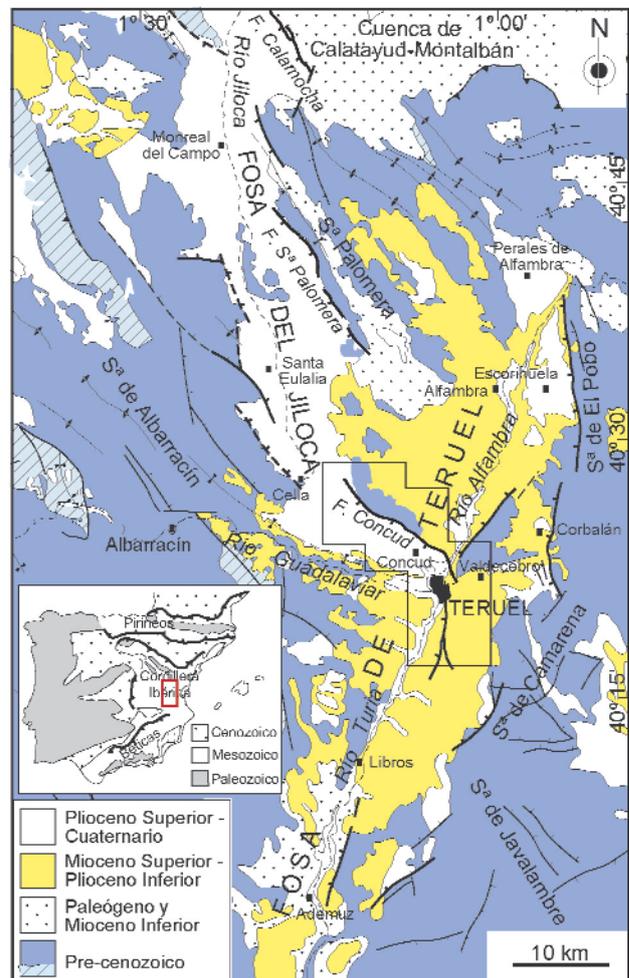
La falla de Teruel es una falla N-S que atraviesa longitudinalmente el casco urbano de la ciudad desplazando asimismo los materiales neógenos de la fosa (Fig. 2). En buena parte de su traza pone en contacto dos unidades detríticas (Rojo 1 y Rojo 2, según nomenclatura informal comúnmente utilizada en la zona; Godoy *et al.*, 1983a,b), de edades aproximadas Vallesiense superior y Turolense superior, respectivamente. El escaso contraste litológico entre ambas unidades hace que en algunos tramos su traza pueda pasar inadvertida.

La traza cartográfica de la falla de Concud resulta evidente hasta el valle del río Alfambra. La geología de superficie y algunos indicios complementarios indican que se continúa asimismo en el margen izquierdo del valle, hasta desaparecer junto a la rambla del Río Seco, al norte de Teruel (Fig. 2). Llega a acercarse así a la traza de la falla de Teruel, con la que cabría plantear la hipótesis de que llegaran a unirse, bien en superficie, bien en profundidad. De hecho, algunos autores mantienen dicha hipótesis (Gutiérrez *et al.*, 2008), o incluso llegan a referirse a ambas fallas como una sola estructura de 24 km de longitud total (Gutiérrez *et al.*, 2012). Tal posibilidad tiene gran relevancia desde el punto de vista sismogénico, por cuanto aumentaría la magnitud del sismo potencial máximo que podría originar.

Los objetivos de este trabajo son: (i) caracterizar la geometría 3D de la estructura de articulación entre las fallas de Concud y Teruel, utilizando cartografía geológica e información geofísica del subsuelo; (ii) dilucidar si entre ambas existe o no conexión estructural; (iii) caracterizar el patrón de transferencia de salto de una falla a otra, y (iv) interpretar la relación cinemática entre ambas.

## Marco geológico

La fosa de Teruel es un semigraben, al norte, y un graben asimétrico, al sur, controlado por fallas N-S localizadas en los frentes montañosos de las sierras de El Pobo, Camarena y Javalambre, respectivamente (Fig. 1). Aunque durante el Mioceno inferior se configura ya una pequeña cubeta sedimentaria en la zona de Libros-Ademuz, el relleno generalizado de la fosa de Teruel arranca al comienzo del Mioceno superior (Garcés *et al.*, 1997; Alcalá *et al.*, 2000; Alonso-Zarza y Calvo, 2000) y culmina a mediados del Plioceno. El grueso de la serie, que alcanza hasta 400-500 m de espesor, corresponde a un sistema endorreico con facies de abanico aluvial en las zonas de borde, y llanuras lúfiticas y sedimentos lacustres y palustres de carácter carbonatado y evaporítico en su centro (Alonso-Zarza y Calvo, 2000).



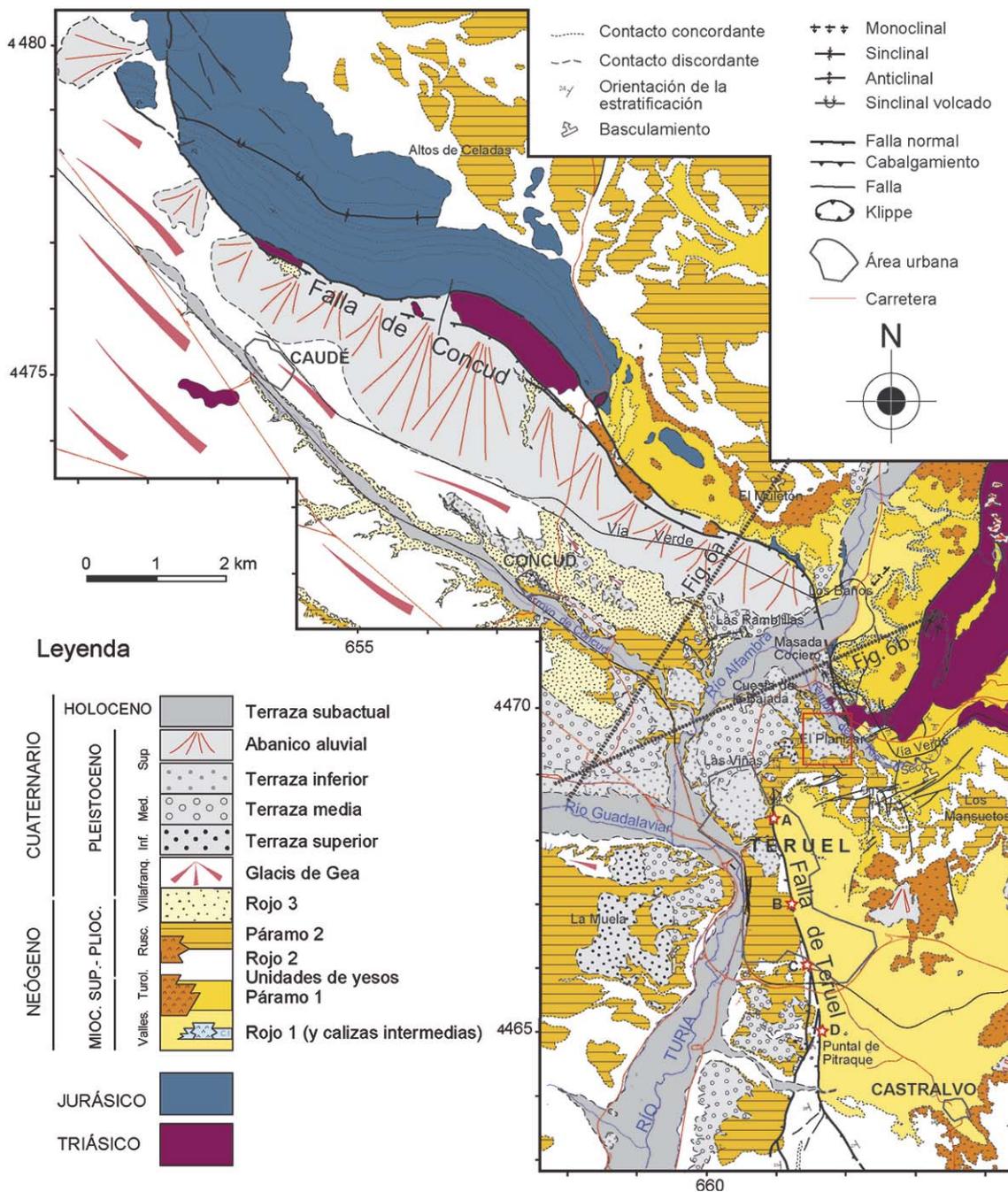
**Fig. 1.-** Mapa geológico de las fosas de Teruel y del Jiloca y localización del área de estudio (área recuadrada). El esquema inserto muestra la situación dentro de la Península Ibérica.

Diversos autores han dividido esta serie en unidades utilizando diferentes criterios. Weerd (1976) define para el sector norte de la cuenca varias unidades litoestratigráficas: Fms. Peral, Alfambra, Tortajada y Escorihuela. Godoy

et al. (1983a,b) dividen la serie del entorno de Teruel en unidades informales atendiendo a la alternancia de facies detríticas rojas y carbonatadas blancas o grises: Rojo 1-Unidad Detrítica Inferior, Páramo 1, Rojo 2, Páramo 2 y Rojo 3; a ellas se añaden varios cuerpos yesíferos que suelen constituir paso lateral desde las unidades carbonatadas (yesos de Tortajada, Los Aljezares y Cubla), junto a otros menores que aparecen localmente en la base de la unidad Rojo 2. Estas unidades informales resultan operativas para la descripción regional y son las adoptadas en la cartografía de la Figura 2. Finalmente, Alcalá et al. (2000) dividen

el relleno en cinco unidades genéticas que tratan de representar la tendencia evolutiva de la cuenca.

Sincrónicamente con este relleno se desarrollan en los márgenes montañosos diversas superficies de aplanamiento erosivo. Clásicamente se han definido dos niveles: la *Superficie de Erosión Intramiocena* y la *Superficie de Erosión Fundamental*. La primera se identificó inicialmente con la discordancia basal del Mioceno superior en el sector de Alfambra-Perales (Gutiérrez y Peña, 1976), y posteriormente, al menos de forma implícita, con el aplanamiento somital de la Sierra del Pobo, situado a más de 1700



**Fig. 2.-** Mapa geológico de las fallas de Conclud y Teruel. Se indica la situación de los cortes geológicos de la Fig. 6, la región prospectada con técnicas geofísicas (área recuadrada) y la localización de los puntos en los que aflora la falla de Teruel: (A) extremo norte del viaducto de la Vía Perimetral; (B) ladera contigua a la plaza de toros; (c) inicio de la carretera de Castralvo en el barrio de la Fuenfresca; (D) puntal de Pitraque.

m.s.n.m. (Moissenet, 1980; Pailhé, 1984; Sánchez Fabre, 1989). La *Superficie de Erosión Fundamental* estaría representada por los extensos aplanamientos localizados al norte y al este de dicha sierra (El Esquinazo-Galve-El Pobo-Ababuj), a altitudes de 1400-1500 m, 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 (Simón, 1983, 1989).

La fosa asimétrica del Jiloca presenta una dirección general NNO-SSE, resultante de la disposición escalonada diestra de las tres grandes fallas normales NO-SE que forman su borde oriental: fallas de Calamocha, Sierra Palomera y Concud (Fig. 1). En su sector central, el relleno sedimentario de la cuenca sólo muestra en superficie depósitos aluviales del Plioceno terminal y Pleistoceno, junto a algún enclave local palustre pleistoceno-holoceno. A diferencia de la fosa de Teruel, en la que el encajamiento de los ríos Alfambra y Turia ha permitido el afloramiento de todas las unidades que la rellenan, en la del Jiloca el encajamiento fluvial es casi nulo, lo cual impide que aflore el espesor completo de dicho relleno. Sin embargo, hay abundante información de sondeos que indica que el espesor total del Plio-Pleistoceno aluvial suele oscilar entre 40 y 80 m, y que por debajo de él existe, en el sector central de la cuenca, una unidad carbonatada que podría atribuirse al Mio-Plioceno (Rubio y Simón, 2007). Ésta representaría el relleno de una cubeta incipiente, coetánea y probablemente conectada con la vecina fosa de Teruel, anterior al hundimiento general de toda la depresión en el Plioceno superior.

En el sector más meridional de la fosa del Jiloca, sobre el bloque hundido de la falla de Concud, el encajamiento de la red fluvial del Alfambra y del Guadalaviar sí ha permitido que aflore la serie sedimentaria. En ella se identifican perfectamente las unidades neógenas más recientes de la fosa de Teruel, hundidas por la falla y cubiertas en aparente continuidad sedimentaria por una secuencia sintectónica que abarca casi todo Plioceno superior y Pleistoceno (Moissenet, 1982, 1985; Simón, 1983). En su parte inferior, esta serie registra la pervivencia de una pequeña cubeta residual palustre-lacustre, cuyos depósitos lutítico-carbonatados se interdigitan con depósitos aluviales finos formando conjuntamente la unidad Rojo 3 (Godoy *et al.*, 1983a,b); algo similar ocurre más al norte, al pie de las fallas de la Sierra del Pobo (Fm. Escorihuela de Weerd, 1976) (Moissenet, 1982). En ambas zonas esta unidad culmina con la cubierta detrítica de los glaciares villafranquienses de Gea y Perales. Finalmente, el Plioceno es recubierto por una orla de abanicos aluviales procedentes del escarpe de falla, así como por cuatro niveles de terrazas fluviales del sistema Alfambra-Guadalaviar: Terraza Superior, 85-90 m sobre los cauces, edad imprecisa; Terraza Media, 40-65 m, Pleistoceno Medio-Superior; Terraza Inferior, 15-30 m, Pleistoceno Superior tardío; Terraza Subactual, 3-5 m, Holoceno (Sánchez Fabre, 1989; Lafuente, 2011). El retazo de Terraza Superior que se encuentra en el sur de 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. Mientras, en el bloque levantado, la sedimentación queda interrumpida desde mediados del Plioceno, momento en el que cabe interpretar que la falla extensional de Concud comienza a moverse de forma significativa. Se forma así la plataforma estructural de Celadas a partir de las calizas lacustres del Páramo 2, datadas con micromamíferos en el Rusciense final (biozona MN 15b; Godoy *et al.*, 1983a; Opdyke *et al.*, 1997; Alcalá *et al.*, 2000).

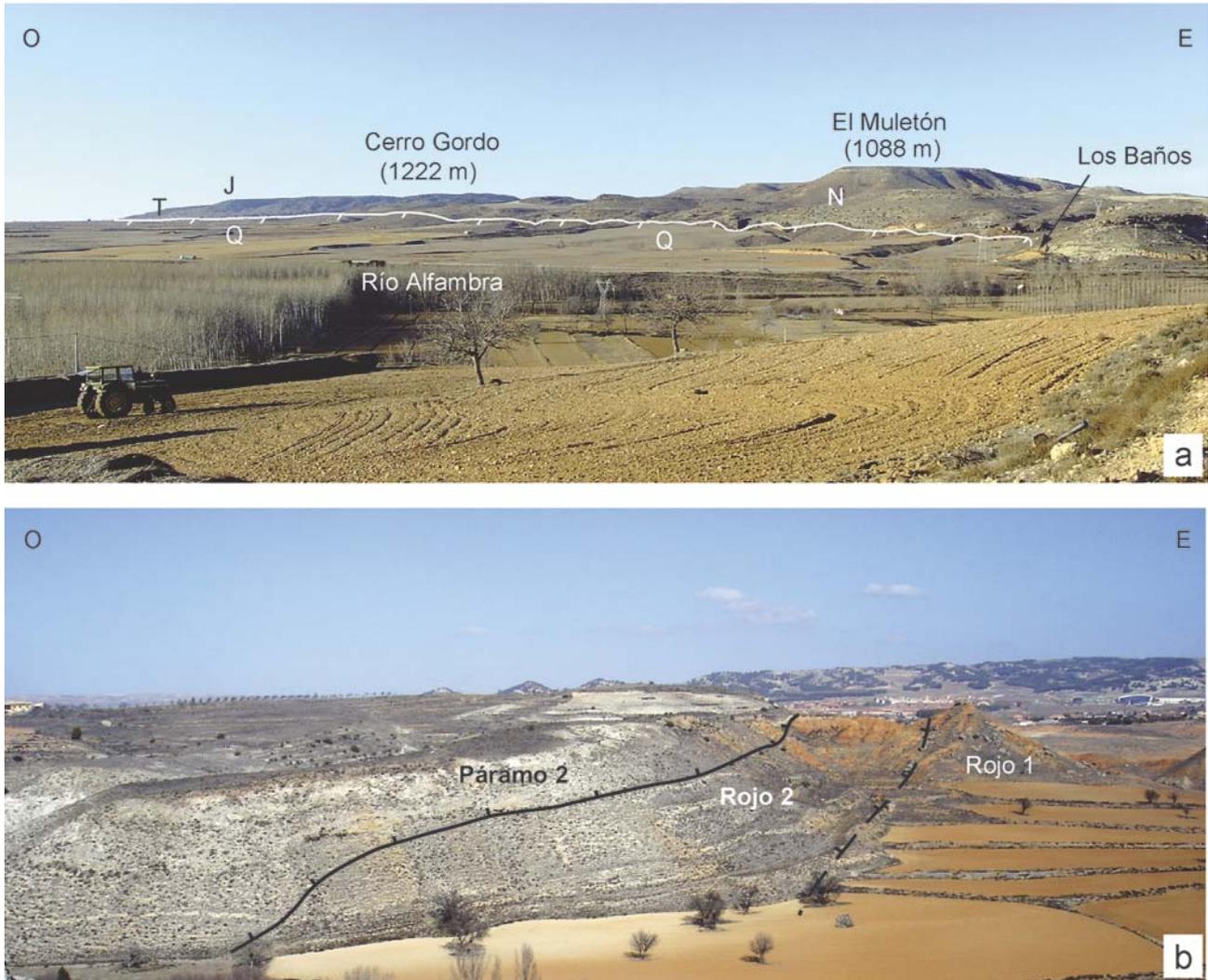
El campo regional de esfuerzos durante el Plioceno Superior y Cuaternario en la Cordillera Ibérica centro-oriental, bajo el cual se activan las fallas de Concud y de Teruel, es un campo de extensión radial o multidireccional ( $S_1$  vertical,  $\sigma_2 \sim \sigma_3$ ) con trayectorias primarias de  $\sigma_3$  preferentes ENE-OSO (Simón, 1983, 1989; Cortés, 1999; Arlegui *et al.*, 2005, 2006; Lafuente, 2011). Esta situación es consecuencia de la superposición de dos sistemas de esfuerzos (Simón, 1989): (a) la tensión relacionada con el *rifting* del margen mediterráneo, que hacia el interior de la Cordillera Ibérica es marcadamente isótropa en la horizontal, y (b) la compresión intraplaca, de dirección preferente NNO-SSE, que se manifiesta ocasionalmente mediante estados de esfuerzos locales de desgarre ( $\sigma_1$  horizontal y  $\sigma_2$  vertical) y, en todo caso, determina la dirección preferente del esfuerzo horizontal máximo  $S_{Hmax}$ . Este campo de esfuerzos permanece vigente en la actualidad, tal como indican los mecanismos focales de sismos (Herraiz *et al.*, 2000).

Dentro de este campo, las trayectorias preferentes de  $\sigma_3$  se ven localmente perturbadas por efecto de las estructuras activas: sufren frecuentes desviaciones en las proximidades de las fallas, haciéndose paralelas o perpendiculares a ellas, mientras los ejes  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  locales pueden intercambiarse (Simón, 1989; Cortés, 1999; Arlegui *et al.*, 2005, 2006). Este fenómeno es fácilmente explicable mediante modelos teóricos de perturbación de esfuerzos dentro de un régimen extensional (Simón *et al.*, 1988; Kattenhorn *et al.*, 2000). En la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel también se advierte una reorientación de las trayectorias de  $\sigma_3$ , que se acercan a la dirección de las fallas y tienden a colocarse, por tanto, ortogonales al eje de la *relay ramp* (rampa de relevo) que transfiere el salto de una a otra (Lafuente, 2011).

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

### Geometría y cinemática de la falla de Concud

La falla de Concud tiene una longitud de 14,2 km y una dirección general NO-SE, aunque gira a NNO-SSE en su sector más meridional y se aproxima así a la dirección de la falla de Teruel (Fig. 2). Su buzamiento está comprendido habitualmente entre 65° y 70° O. Los sedimentos aluviales del Pleistoceno que ocupan en superficie su bloque superior se ponen en contacto, en el sector NO, con el Triásico y Jurásico de Cerro Gordo y, al SE, con el Neógeno de la fosa de Teruel (Fig. 3a). Cerca de sus extremos se ha reconocido una sola traza de falla, mientras que en el sector central la superficie de falla se duplica (Fig. 2). El Neógeno del blo-



**Fig. 3.-** (a) Panorámica de la traza de la falla de Concud en su sector suroriental. (b) Aspecto de campo de las ramas central y occidental en que se bifurca la falla de Teruel en su extremo sur (zona del Pitraque-Rambla de Valdelobos).

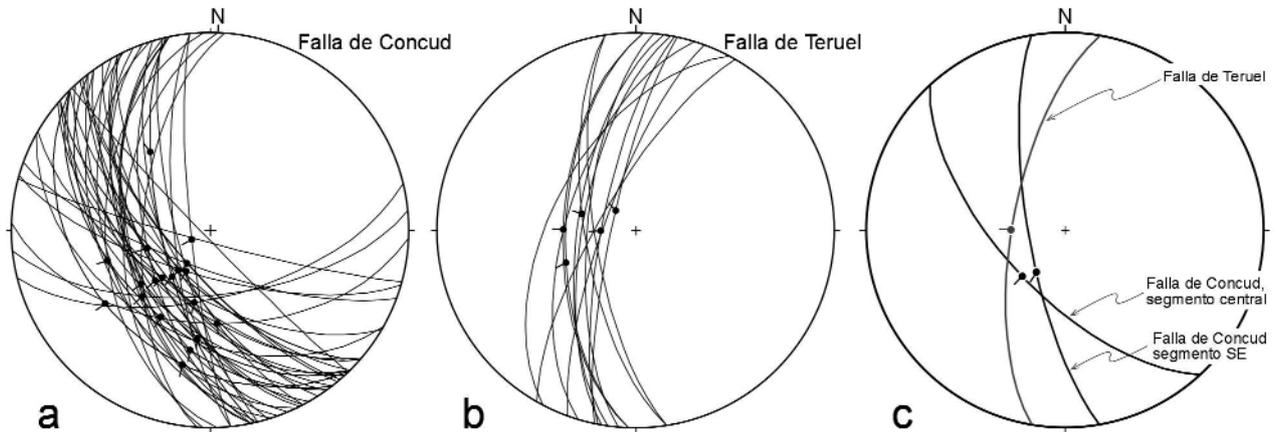
que levantado y del bloque intermedio entre ambas trazas muestra con frecuencia un monoclin de adaptación.

La falla de Concud sigue el flanco, subvertical a invertido, de un anticlinal de dirección NO-SE, cuyo núcleo triásico aflora en una franja del bloque levantado y en un pequeño enclave dentro de la depresión situado 1 km al suroeste de Caudé (Fig. 2). Este dispositivo sugiere que la falla extensional de Concud representa la inversión negativa de una falla inversa anterior asociada a un anticlinal de propagación. Esta interpretación se ve apoyada por otros dos hechos (Lafuente, 2011; Lafuente *et al.*, 2011a): (i) una *klippe* de escala hectométrica visible en el sector central de la falla, inmediatamente al este de la carretera de Celadas, y (ii) una banda de cizalla dúctil inversa en lutitas del Triásico inferior, contigua y subparalela a la falla normal actual, con una fábrica interna S-C que indica una dirección de transporte de componente inversa-dextral.

La dirección de transporte dominante para el movimiento extensional reciente queda registrada en superficies estriadas que se observan a lo largo de toda la traza de la falla. El movimiento es normal casi puro, con ángulos de cabeceo habituales entre 82° NO y 75° SE que llegan, ex-

cepcionalmente, a 58° SE (Fig. 4a). El cabeceo de las estrías en el sector suroriental, donde la falla pasa a tener una dirección más próxima a N-S, es de 75° S. Como muestra el estereograma sintético de la Figura 4c, los movimientos dominantes o más representativos en el tramo principal NO-SE y en el tramo N-S, respectivamente, son prácticamente paralelos entre sí, con una dirección de transporte del bloque superior hacia N 220° E. Ello evidencia su compatibilidad cinemática y sugiere que el movimiento del extremo SE, con mayor componente direccional, podría ser un movimiento conducido supeditado al movimiento normal puro de la falla.

La geometría general de la deformación reciente de componente vertical acumulada en el entorno de la falla puede reconstruirse mediante un mapa de contornos estructurales de la superficie marcadora integrada por: (i) techo de la unidad Páramo 2, nivel de colmatación general de la fosa de Teruel antes de que la falla de Concud comenzase a cortarla, y (ii) *Superficie de Erosión Fundamental* de la Cordillera Ibérica, que modela el Jurásico del Cerro Gordo (Fig. 5). En este mapa se observa un bloque levantado al NE, donde el marcador se sitúa en general por



**Fig. 4.-** (a) Esterograma de planos y estrías medidos en la superficie de falla de Concud. (b) Esterograma de planos y estrías medidos en los puntos en que aflora la falla de Teruel (ver situación en Fig. 2). (c) Estereograma sintético que muestra los planos y direcciones de transporte promedio para el segmento principal de la falla de Concud, para su segmento suroriental y para la falla de Teruel.

encima de 1100 m de altitud, alcanzando los 1200-1220 m en un alto de orientación NE-SO que se extiende en su sector centro-septentrional. En el bloque hundido el techo del Páramo 2 va disminuyendo su altitud desde 1050 m hasta menos de 900 m, dibujando un extenso pliegue de *roll-over* al que, en las inmediaciones de la falla, se añade un sinclinal de acomodación. El glacis villafranquiense de Gea, procedente de la Sierra de Albarracín, muestra una pendiente hacia el este relativamente constante y elevada (2,5%), probablemente superior a su pendiente original, que sugiere que el basculamiento del *roll-over* le afecta igualmente.

A partir de la diferencia de altura indicada entre el Páramo 2 de la plataforma de Celadas (bloque levantado) y los llanos de Concud-Caudé (bloque hundido), Simón *et al.* (2005) y Lafuente *et al.* (2011a) hacen una estimación preliminar del desplazamiento de la falla en su sector central durante la inversión negativa plio-cuaternaria (desde el Ruscinense final, hace 3,6 Ma). El salto vertical es de unos 240 m, que teniendo en cuenta el buzamiento medio de la falla (65-70°) y el movimiento normal casi puro de ésta implica un desplazamiento neto de unos 255 m. Este cálculo puede afinarse a partir del mapa de la Figura 5 y del corte geológico de la Figura 6a. En esta transversal puede interpretarse que la base del Páramo 2 es desplazada a lo largo de la falla entre 250 y 360 m, según la reconstrucción que se haga en profundidad de la superficie utilizada como marcador (dependiendo, fundamentalmente, de la amplitud que se asigne al *roll-over* y al monoclinial de adaptación). Dentro de este rango, consideramos como más probable un valor comprendido entre 290 y 300 m, que dado el paralelismo entre el corte y la dirección de transporte de la falla puede considerarse como salto neto.

En su sector SSE la traza superficial de la falla se interrumpe bajo los depósitos holocenos del río Alfambra. Sin embargo, existen indicios firmes que atestiguan su continuidad. Por un lado, una campaña de prospección magnética, electromagnética y de georradar ha mostrado una serie de anomalías en los materiales pre-holocenos que siguen su probable traza (Lafuente, 2011). A través de la llanura de inundación se observan asimismo una serie de surgencias termaleas alineadas en dirección NNO-SSE. La más impor-

tante de ellas, localizada junto a la traza de la falla en el talud de enlace de la Terraza Inferior con la Terraza Subactual, abasteció antiguamente el balneario que da nombre al lugar (Los Baños). El agua mana a una temperatura entre 21 y 23°C, procedente del sistema acuífero que forman las dolomías y calizas dolomíticas de las formaciones Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas, y su salida a través de la falla habría permitido un ascenso relativamente rápido desde profundidades de unos cientos de metros (IDRENA, 1994). La traza de la falla se continúa en la otra margen del valle, poniendo en contacto Jurásico con Cuaternario y afectando luego al Neógeno (Fig. 2).

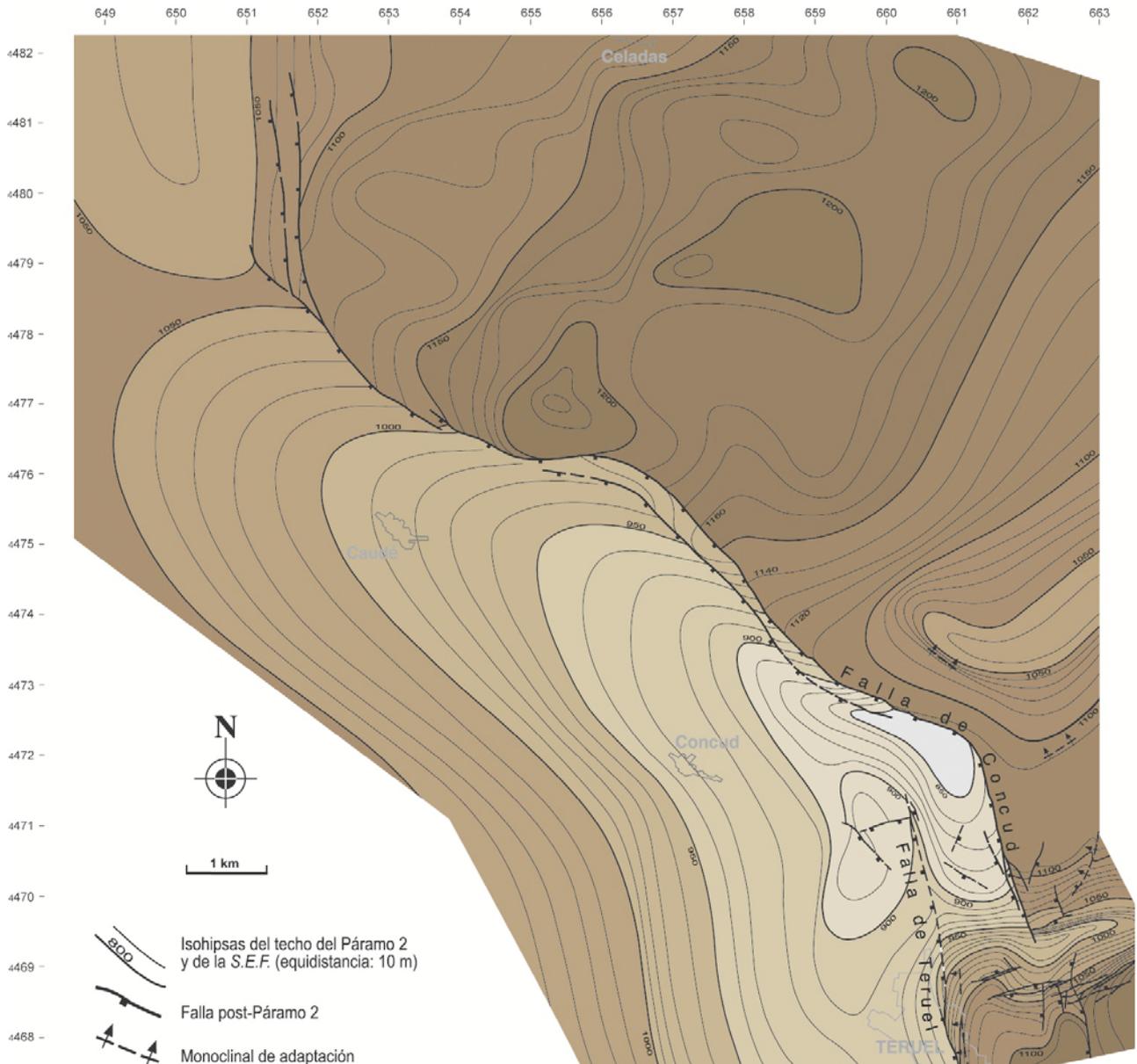
#### *Geometría y cinemática de la falla de Teruel*

La falla de Teruel es una falla normal de dirección N-S que se extiende desde el norte de la ciudad hasta el sur de Villaspesa, con una longitud total de unos 9 km. Al sur de Teruel se bifurca en dos fallas principales de direcciones respectivas NNE-SSO y N-S (Fig. 3b), además de aparecer otras asociadas de menor entidad. La rama N-S muestra luego un cambio de dirección hacia NO-SE y se desdibuja dentro de la unidad de arcillas rojas (atribuible al Rojo 2) que se interdigita con los yesos de Cubla-Villaspesa.

La falla tiene buzamientos de entre 60 y 80° O, según muestran algunos afloramientos en los que aparece expuesta con nitidez, y donde ha podido realizarse su medición directa (puntos A, B, C y D en Fig. 2; estereograma en Fig. 4b).

Las escasas estrías de deslizamiento observadas indican un movimiento normal casi puro (Fig. 4b) y una dirección de transporte media N 271° E (Fig. 4c).

La falla de Teruel produce un salto importante en las unidades neógenas que rellenan la cuenca, siendo su bloque hundido el situado al oeste. En todos los afloramientos mencionados en el párrafo anterior se observa el contacto mecánico entre unidades neógenas, bien entre Rojo 1 y Rojo 2 (difícil de reconocer en tal caso, dada la convergencia litológica; puntos A, C y D de la Fig. 2) o entre Rojo 1 y Páramo 2 (punto B de la Fig. 2). El bloque hundido presenta una estructura en *roll-over*, expresada por el buza-



**Fig. 5.-** Mapa de contornos estructurales de la superficie de techo de la unidad Páramo 2 y de la *Superficie de Erosión Fundamental* (S.E.F.), correlativa de la anterior, en el entorno de la falla de Conclud.

miento continuado hacia el Este que presentan las calizas del Páramo 2 en la plataforma de la Muela (margen derecha del río Turia, enfrente del casco urbano de Teruel). El buzamiento medio de dichas calizas es de unos  $2^\circ$ , y su desnivel absoluto, de unos 140 m: su base desciende desde los 1020 m del vértice de la Muela a menos de 880 m en la ribera del Turia. Esta disposición puede visualizarse en el mapa de contornos estructurales de la Figura 7. En este mapa, complementario con el de la Figura 5, se ha utilizado como nivel de referencia la base de la unidad Páramo 2. Ésta resulta más operativa que el marcador conjunto formado por su techo y por la *Superficie de Erosión Fundamental* dado que en la zona meridional de estudio éstos no se conservan de forma tan extensa y continua como en el norte.

Continuando hacia el este, la base del Páramo 2 en el bloque levantado pasa a situarse a una altitud de 1070-1100 m (plataforma de Los Mansuetos). Ello supone un salto ver-

tical total de 190-220 m, que implicaría, considerando un buzamiento medio calculado de  $68^\circ$  y un movimiento normal puro, un salto neto de unos 205-235 m. Este desplazamiento conlleva una importante componente dúctil de *bending*, desarrollándose un monoclinal de acomodación paralelo a la falla de Teruel a lo largo de casi todo su recorrido. El buzamiento de este monoclinal alcanza los  $17^\circ$  en las capas del Rojo 1 que afloran inmediatamente al este de Teruel y hasta  $30^\circ$  en el sector meridional, a la altura de Villaspesa. La combinación del *roll-over* del bloque hundido y el monoclinal visible en el bloque levantado da lugar a una estructura sinforme de traza subparalela a la falla (Fig. 7).

#### **La zona de relevo**

La cartografía detallada de las fallas de Conclud y Teruel muestra, en principio, que sus respectivas trazas no llegan

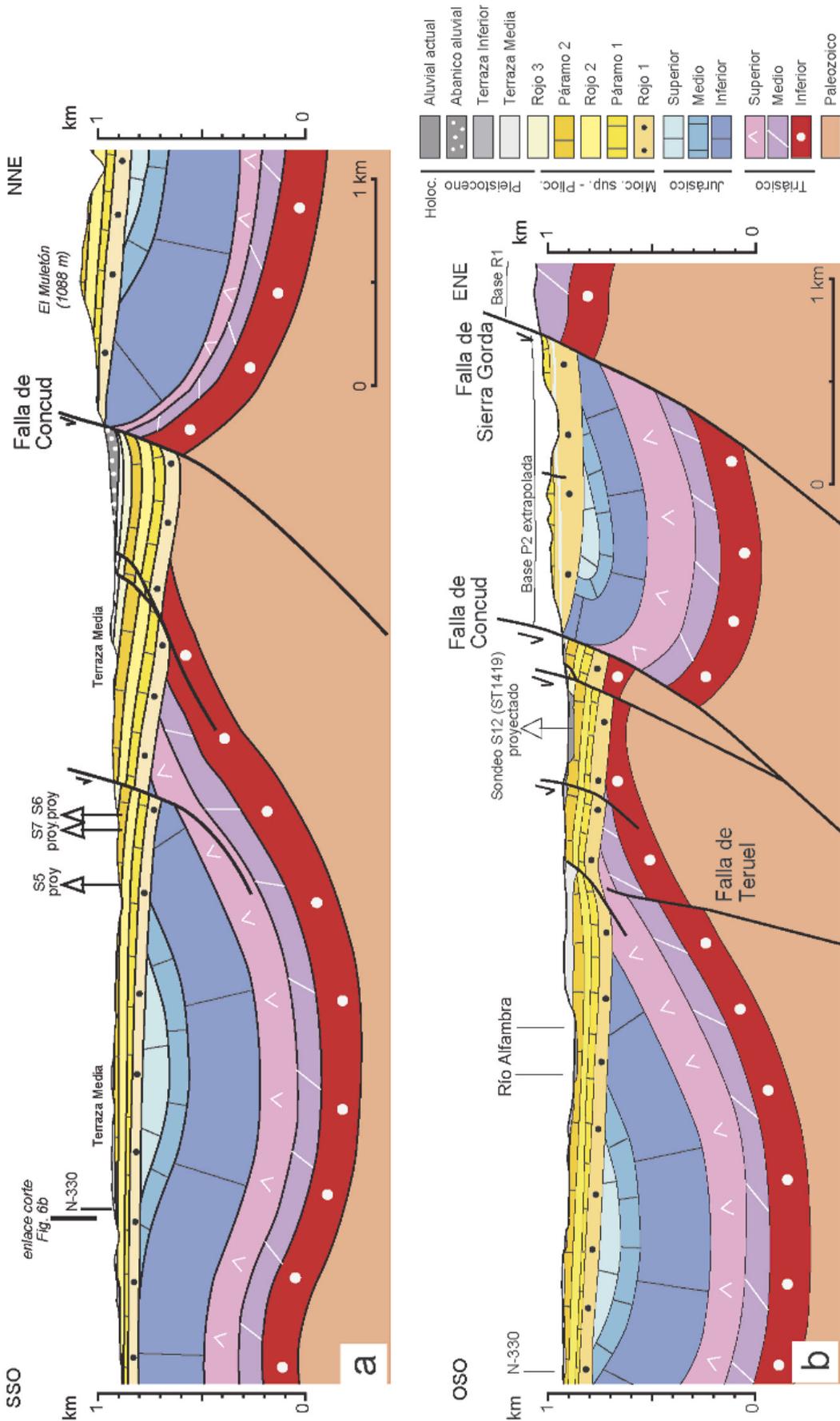
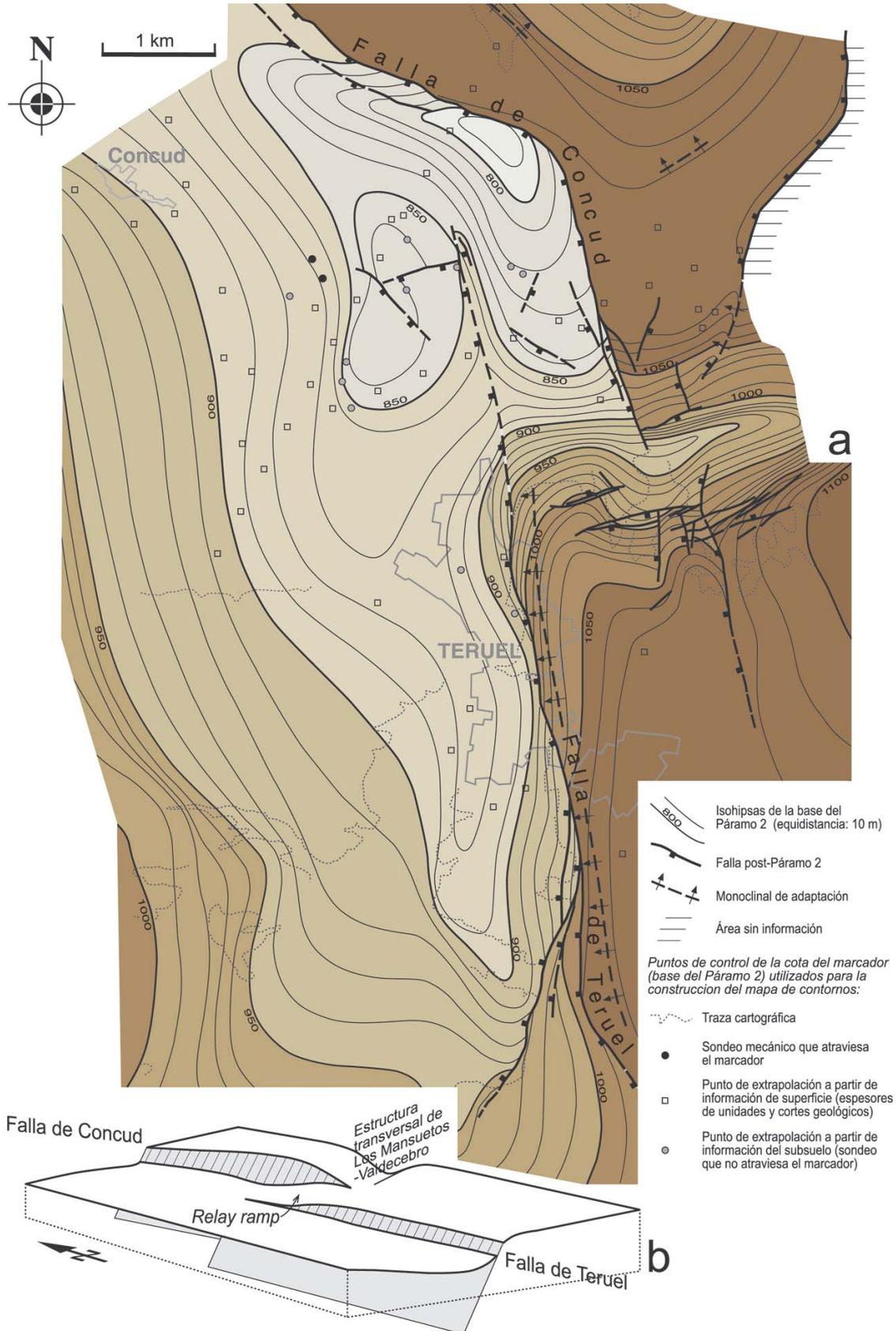


Fig. 6.- Cortes geológicos en el sector central de la falla de Concud (a) y en la zona de relevo (b). S5, S7, S6 y S12: sondeos realizados por el Gabinete Geológico de la Diputación de Teruel (1991, informe inédito) y el Ministerio de Fomento (1999, informe inédito). Ver situación en Fig. 2.



**Fig. 7.-** (a) Mapa de contornos estructurales de la base de la unidad Páramo 2 en la zona de relevo de las fallas de Concud y Teruel. (b) Esquema 3D de la estructura reconstruida a partir del mapa anterior.

a unirse (Fig. 2). La falla de Concud se atenúa y termina, aparentemente, en el enclave de Triásico Superior que hay al este de la rambla del Río Seco, cubierto por el relleno holoceno de la misma. La traza de la falla de Teruel tiene aparentemente su extremo septentrional en las lomas de Las Viñas, a una distancia aproximada de 1,5 km al SO de la anterior.

Alineados con la traza de la falla de Teruel, hay dos puntos en los que se registran deformaciones que podrían reflejar una prolongación hacia el norte de la misma, bien en superficie o bien como falla ciega. El primero es la gravera de Cuesta de la Bajada, al NO del km 583,5 de la carretera N-420, donde los depósitos de la Terraza Media aparecen basculados hasta 36° al ENE sugiriendo una estructura en *roll-over*. El segundo es el paraje de Las Ramblillas, al norte del anterior en la margen derecha del Alfambra, donde otro retazo de Terraza Media aparece desplazado por dos fallas sintéticas NNO-SSE y dividido en dos bloques basculados también en *roll-over* (10° E y 18° E, respectivamente; Fig. 8a,b). En este segundo afloramiento, la Terraza Media se superpone en paraconformidad a gravas, lutitas y carbonatos villafranquienses, basculados en el mismo grado, lo que permite inferir que la deformación observada, al igual que en la Cuesta de la Bajada, es esencialmente posterior al Pleistoceno Medio. Si estas deformaciones realmente representan una propagación de la falla de Teruel hacia el norte durante el Pleistoceno, la longitud total se ampliaría a más de 11 km, y la longitud de solape respecto a la falla de Concud pasaría de 0 a más de 2 km. En cualquier caso, ambas se mantienen paralelas, representando estructuras independientes dispuestas en relevo diestro y con trazas separadas entre sí entre 1 y 1,5 km, sin que parezca existir tampoco ninguna discontinuidad que las conecte (Fig. 7).

La disposición en relevo hace que el bloque intermedio entre ambas fallas acomode la transferencia de desplazamiento mediante un basculamiento hacia el N o NNO (Fig. 7). La estructura monoclinial de buzamiento al O que caracteriza el bloque levantado de la falla de Teruel sufre un giro junto al extremo norte de la misma, pasando la estratificación de una dirección N-S a otra próxima a E-O. El buzamiento en esa zona de acomodación suele oscilar entre 12° y 22° N. El basculamiento afecta asimismo a las terrazas pleistocenas que cubren el Neógeno en la zona al norte del Planizar (ladera oeste del montículo de cota 962 que hay al sur del km 584 de la carretera N-420). En esta zona se han observado sendos buzamientos de 18° y 16° hacia el NNO en los depósitos de la Terraza Media y de la Inferior, respectivamente (Fig. 8c). Ello es compatible con el hecho de que ambas fallas por separado (particularmente la de Concud) muestren evidencias de movimiento continuado a lo largo del Pleistoceno Medio-Superior (Moissenet, 1983, 1985; Simón, 1983; Simón y Soriano, 1993; Simón *et al.*, 2005; Lafuente *et al.*, 2011a).

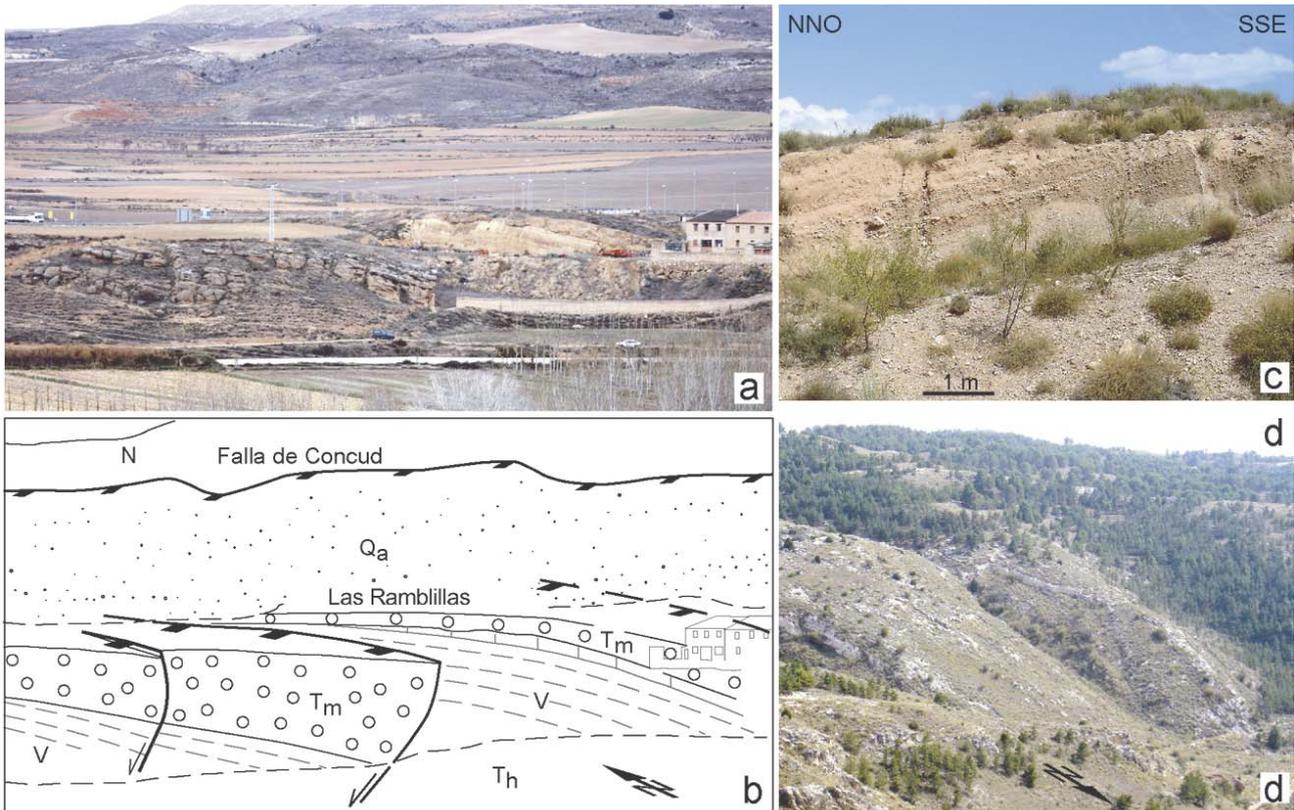
La estructura de acomodación entre las dos fallas se ve amplificada por la existencia, en la vertiente norte de Los Mansuetos, de un fuerte monoclinial E-O (Figs. 7 y 8d); en él las capas neógenas presentan un buzamiento promedio de 15° N y llegan localmente a sobrepasar los 45° N. A esta

estructura se añade un sistema de fallas y fracturas que se entrecruzan formando una red aproximadamente ortogonal, con una familia de dirección dominante N-S, subparalela a la falla de Teruel, y otra en torno a E-O. Esta zona intensamente trastocada parece formar parte de una macroestructura de mayor entidad que se prolonga hacia el este (fuera ya de la zona cartografiada en las Figs. 2 y 7) y se manifiesta como una sinforma ENE-OSO abrupta en materiales neógenos, limitada al norte por una falla normal E-O que la separa del Jurásico de Corbalán (banda deformada de Los Mansuetos-Valdecebro). Cabe interpretar que el origen de esta estructura estaría en la adaptación de la serie neógena a una falla transversal en el margen oriental de la fosa de Teruel, probablemente heredada de la compresión alpina y quizá continuación de la propia falla inversa paleógena de Concud. Calvo *et al.* (1999) y Gutiérrez *et al.* (2012), sin embargo, la atribuyen a subsidencia producida por karstificación de las evaporitas triásicas subyacentes.

La estructura transversal de Los Mansuetos-Valdecebro hace que la transferencia de desplazamiento entre las fallas de Concud y Teruel no sea progresiva, como correspondería a una zona de relevo simple. El afloramiento más septentrional de la falla de Teruel (punto A de la Fig. 2) muestra todavía un salto estratigráfico de 30 m en la base del Páramo 2, que supondría un salto neto de alrededor de 40 m teniendo en cuenta los buzamientos de la serie y de la falla. Hay que subrayar que este salto de falla representa sólo una pequeña parte del desplazamiento total del Páramo 2, cuya base aparece desnivelada unos 140 m (cota aproximada 930 en el bloque hundido frente a 1070 en el oeste de la plataforma de los Mansuetos). El monoclinial asociado a la falla de Teruel sería responsable, por tanto, del resto del desplazamiento. Unos cientos de metros más hacia el norte desaparecen las evidencias de la falla en superficie y el monoclinial se atenúa considerablemente, pasando rápidamente a los buzamientos hacia NNO propios de la zona de acomodación (Fig. 7).

En el caso de la falla de Concud la situación es aun más singular, según se advierte en la zona de la Masada Cociero, junto a la rotonda de acceso a la Autovía Mudéjar. La deformación se distribuye en una zona de falla compleja (Fig. 2), con varios planos escalonados que producen un salto total post-Páramo 2 de unos 270 m, sólo ligeramente inferior al calculado para el sector central de la falla. Este salto ha podido calcularse a partir del corte de la Figura 6b, teniendo en cuenta los espesores de las unidades neógenas en el entorno y algunos datos de sondeos (informes inéditos: Gabinete Geológico de la Diputación de Teruel, 1991; Ministerio de Fomento, 1999), y resulta sorprendente para una zona que se sitúa a tan sólo 1 km del extremo sureste de la falla.

La zona de falla de Masada Cociero forma una banda intensamente fracturada en la que se distinguen fallas normales y fracturas de pequeña escala con dos direcciones preferentes: una NO-SE y otra N-S a NNE-SSO (Lafuente y Arlegui, 2009). La fracturación afecta a calizas y yesos neógenos, así como a depósitos fluviales pertenecientes a las terrazas medias e inferiores del Alfambra. Estas estructuras pueden observarse en el tramo contiguo de la Vía



**Fig. 8.-** (a) y (b) Desplazamiento y basculamiento del Villafranchiense (V) y de la Terraza Media ( $T_m$ ) provocado por las fallas de Las Ramblillas, que representan una probable propagación hacia el norte de la falla de Teruel; N: Neógeno;  $Q_a$ : Pleistoceno Superior aluvial;  $T_h$ : Terraza Subactual. (c) Basculamiento hacia el NNO (*relay ramp*) de los depósitos de la Terraza Inferior en el centro de la zona de relevo. (d) Monoclinal E-O que afecta a las unidades Rojo 2 y Páramo 2 en la vertiente norte de Los Mansuetos.

Verde y en los taludes de la intersección de las carreteras N-420 y A-226, tal como describen Simón *et al.* (2005) y Lafuente (2011).

### Prospección geofísica en la zona de relevo

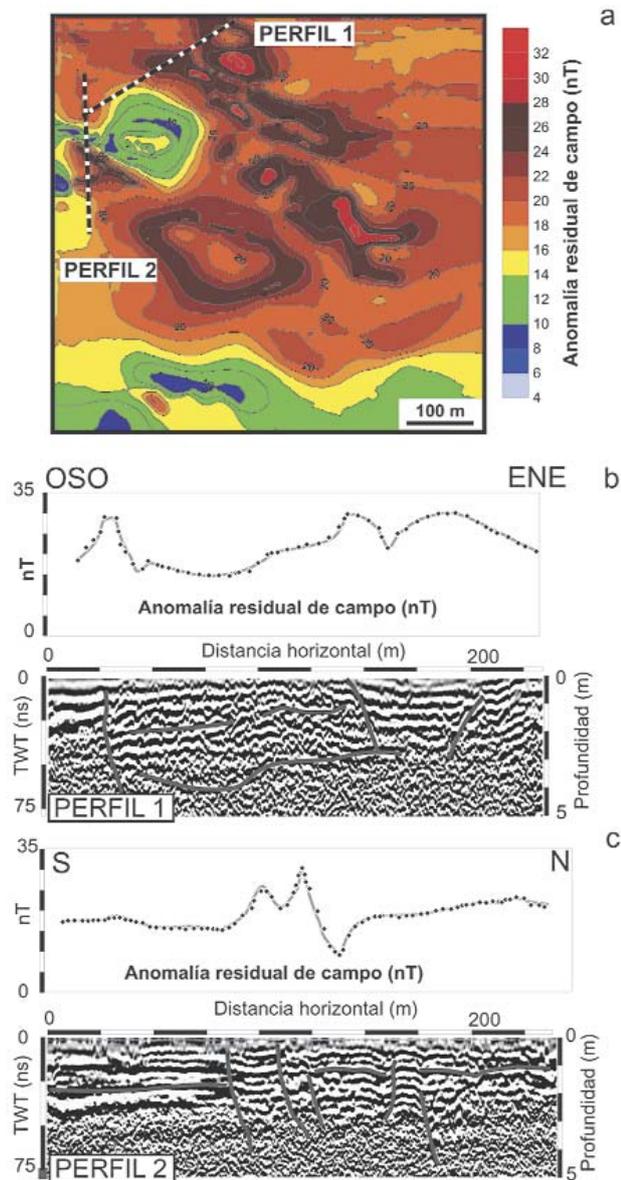
El modelo estructural que se dibuja en el apartado anterior ha sido construido a partir de la cartografía de superficie. En él subsisten algunas incertidumbres acerca de la posible conexión de las fallas de Conclud y Teruel. La zona controvertida en la que tal cuestión se dirime está cubierta en buena parte por materiales cuaternarios; el relleno holoceno del fondo de la Rambla, que tiene aquí unos 200 m de anchura, y un nivel de la Terraza Inferior que forma un amplio rellano (El Planizar) a 30-35 m de altura en su margen izquierda.

En el curso de este estudio hemos realizado una prospección del subsuelo en esa área mediante distintas técnicas geofísicas (prospección magnética, electromagnética y georradar). La prospección por magnetometría se ha realizado con un magnetómetro de efecto Overhauser geoposicionado (GSM-19) que ha registrado las variaciones de intensidad y gradiente vertical de campo y un magnetómetro protónico que se ha utilizado como base (PMG-01). El magnetómetro base se ha utilizado para el cálculo de la corrección diurna y de las anomalías residuales de campo. Estos datos se han utilizado para la realización de un modelo de anomalías de campo magnético en la zona. En la

prospección electromagnética de frecuencia variable se ha utilizado un equipo GEM-2 (configuración de medida para 5 frecuencias de diferentes) y sus resultados se han utilizado para el cálculo de conductividades y susceptibilidades aparentes. La prospección geofísica por georradar se ha realizado con un equipo con antenas apantalladas y frecuencia central de 100 MHz (CUI-2 Ramac). El procesado de los perfiles de georradar ha consistido en la amplificación de la señal con la profundidad (lineal y exponencial), filtro de frecuencias fuera de rango y suavizado de los perfiles por medias móviles para disparos progresivos.

La zona de prospección (Fig. 2) contiene varias construcciones antrópicas como vallados metálicos y conducciones. La impronta de estos elementos superficiales se ha evitado durante la prospección y se han filtrado aquellos datos que presentaban influencia de dichos elementos (por ejemplo, datos con alto gradiente vertical de campo o desfases en conductividades aparentes). Una vez filtradas tales perturbaciones, se ponen de manifiesto algunas anomalías significativas.

Así, en la prospección magnética se reconocen anomalías lineales de orientación N 130°-150° E (Fig. 9a), que representan dipolos magnéticos de tipo normal, variaciones del gradiente vertical de campo magnético (también desarrollando anomalías en dipolo magnético) y picos locales de conductividad aparente para intervalos someros. Mediante la prospección electromagnética se han obtenido variaciones de conductividad muy pequeñas y sin alineación.



**Fig. 9.-** Resumen de resultados de la campaña de prospección geofísica llevada a cabo en la zona de El Planizar, dentro de la zona de relevo. (a) Mapa de anomalía residual de campo magnético y situación de los perfiles de georradar. (b) y (c) Ejemplos de perfiles de georradar.

En cambio, sí que aparecen variaciones de susceptibilidad magnética aparente alineadas NNO-SSE, de manera similar a las anomalías identificadas por magnetometría. Estas alineaciones han servido para realizar el dimensionamiento de la posterior campaña de georradar.

Los perfiles de georradar realizados muestran que tanto la alineación localizada en el sector NE de la zona prospectada como la anomalía identificada en el sector centro-occidental se correlacionan en los perfiles de radar con anomalías de geometría hiperbólica, variaciones geométricas entre reflectores de tipo menor y cambio del comportamiento electromagnético de los materiales (Fig. 9b y c). La correlación general entre la magnetometría y los perfiles de georradar es buena, indicando interrupciones de la estructura de los materiales del subsuelo o cambios latera-

les netos asociados a cambios en la intensidad de campo magnético y conductividad aparente.

El origen de estas anomalías no es inequívoco, ya que cambios similares pueden deberse simplemente a la adaptación del aluvial a geometrías previas, a contactos erosivos, o a cambios en la composición de los sedimentos. Sin embargo, las características identificadas (cambios netos en los perfiles de georradar y dipolos magnéticos de tipo agudo tanto en intensidad como en gradiente magnético), junto a la orientación de las anomalías y su correlación lineal en planta, son coherentes con una de las direcciones de fracturación presentes en la zona de los Mansuetos (colindante con la zona prospectada), con la fracturación N-S existente en el sector sur de la falla de Concud, y con la propia dirección de la falla de Teruel.

Las alineaciones de anomalías que pueden interpretarse como fracturas no parecen estar reflejando una estructura importante propagada a través de la zona prospectada, sino más bien un conjunto de estructuras menores paralelas de orientación general NNO-SSE. En definitiva, los resultados obtenidos no parecen indicar que las fallas de Concud y Teruel presenten una unión física a través de la zona de relevo.

**Relación estructural e interacción entre las fallas de Concud y Teruel: discusión**

La información de superficie y las evidencias geofísicas del subsuelo indican que las fallas de Concud y Teruel son estructuras independientes. Por otro lado, la diferencia entre sus respectivas direcciones de transporte medias (N 220° E frente a N 271° E) corrobora que no existe compatibilidad cinemática entre ellas. En consecuencia, la hipótesis defendida por algunos autores (p.e., Gutiérrez *et al.*, 2008, 2012) de que ambas se hallan conectadas formando una única estructura (lo que comportaría, recordemos, sismos potenciales de mayor magnitud) no cuenta por el momento con una base empírica.

No obstante, tratándose de dos fallas que se sitúan espacialmente tan próximas, cabe plantearse la posibilidad de que exista una interacción mecánica entre ambas, esto es, una superposición parcial de sus respectivos campos de deformación elástica en torno a los extremos que pueda influir en sus respectivas pautas de movimiento o de propagación (Gupta y Scholz, 2000; Peacock, 2002). Esa posible interacción entre ambas fallas puede valorarse mediante el análisis de sus curvas de distribución de saltos (Nicol *et al.*, 1996; Cartwright y Mansfield, 1998; Peacock, 2002). Los saltos verticales para las fallas de Concud y Teruel (Fig. 10) han sido calculados a partir de cortes geológicos en localizaciones discretas (Fig. 6), y reconstruidos luego de forma continua a partir de los mapas de contornos estructurales (Fig. 5 y 7).

La distribución de saltos a lo largo de la falla de Teruel (Fig. 10) muestra una forma simétrica en campana (excepto en su extremo norte, al que nos referiremos más adelante), con un máximo amplio en forma de meseta. Éste es el patrón común en fallas normales aisladas, según el cual éstas presentan un salto máximo cerca de su centro que va dis-

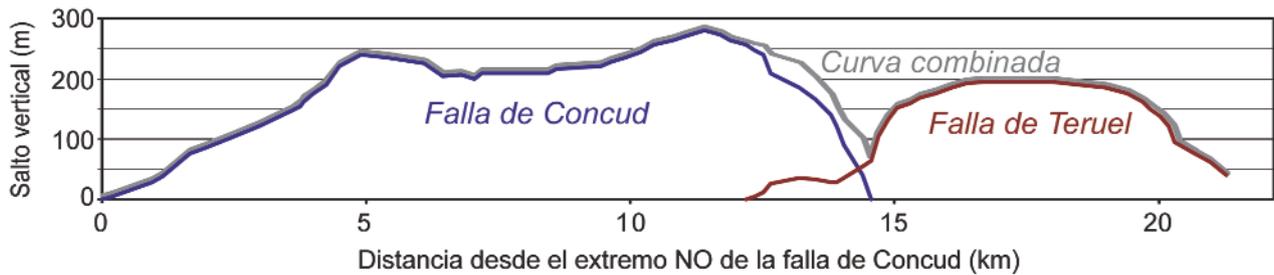


Fig. 10.- Perfiles distancia-salto vertical de las fallas de Concud y Teruel y perfil combinado de ambas fallas (línea gris), elaborados a partir de los mapas de contornos estructurales de las Figuras 5 y 7.

minuyendo progresivamente hacia los extremos (e.g. Dawers *et al.*, 1993; Nicol *et al.*, 1996, 2005; Cowie y Shipton, 1998). Dicho patrón es consecuencia de la evolución habitual de las estructuras de deformación discontinua, que se nuclean en un punto y se propagan a partir del mismo en ambos sentidos, a la vez que va aumentando la deformación que acomodan. Si la propagación (y consiguiente aumento de longitud) de una falla se acompaña con el crecimiento del salto, su desarrollo sigue una pauta de autosemejanza. Esto explicaría la relación empírica entre longitudes y saltos máximos que muchos autores han puesto de manifiesto en conjuntos de fallas de diversas regiones del mundo (e.g. Walsh y Watterson, 1988; Cowie y Scholz, 1992a; Dawers *et al.*, 1993; Nicol *et al.*, 1996). Las propiedades mecánicas del material afectado determinan la facilidad que tiene o no cada falla para propagarse, y por tanto el gradiente de salto a lo largo de la misma (Cowie y Scholz, 1992b; Cowie y Shipton, 1998; Cartwright y Mansfield, 1998), pero en general se mantendrá un patrón de distribución de saltos aproximadamente simétrico, con un máximo cerca de su centro.

La distribución de saltos en la falla de Concud es diferente y algo más compleja (Fig. 10): aumento paulatino del salto a partir del extremo noroeste, un máximo relativo en el sector centro-noroeste, un máximo absoluto cercano al extremo sureste, y un gradiente negativo muy acusado a partir de este último. La existencia de dos máximos sugiere un origen de la falla por coalescencia de dos estructuras anteriores (Gawthorpe y Leeder, 2000; Cowie y Roberts, 2001). El límite entre aquéllas habría estado próximo al tránsito entre el sector noroccidental, dominado por materiales mesozoicos en el bloque levantado, y el suroriental, donde la falla corta ya el Neógeno.

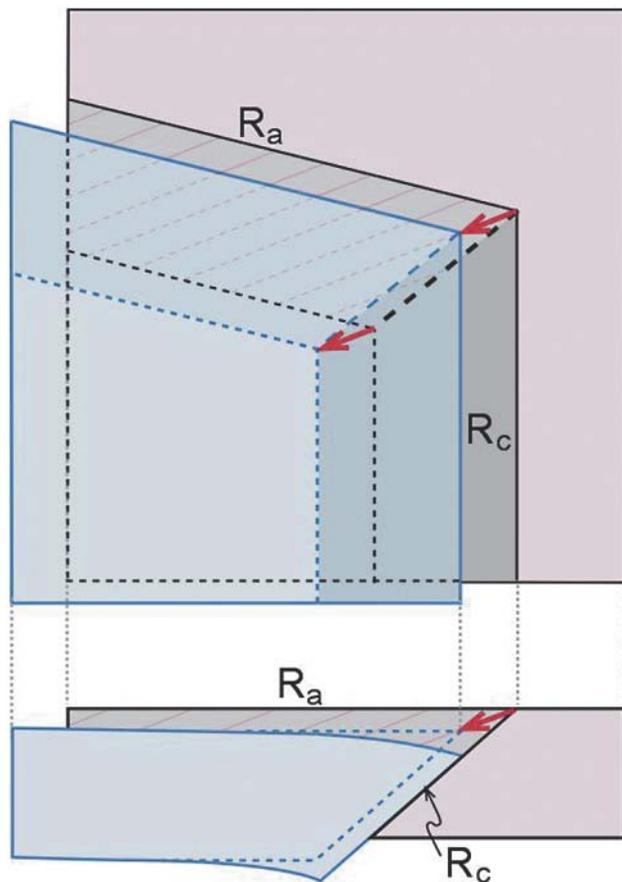
Por otro lado, para explicar la aparente mayor actividad cerca del extremo suroriental cabría plantear tres hipótesis: (1) Interacción mecánica con la falla de Teruel. Es conocido que los patrones simétricos y progresivos de los diagramas distancia-salto se ven modificados severamente cerca de las zonas de relevo de fallas. Ello se debe a que la interacción mecánica entre ellas inhibe o restringe su propagación, lo que se traduce en una asimetría general del perfil y en un elevado gradiente de salto allí donde sus trazas se aproximan (Huggins *et al.*, 1995; Cartwright y Mansfield, 1998; Gupta y Scholz, 2000; Peacock, 2002).

(2) Influencia de la estructura transversal de Los Mansuetos-Valdecebro, que complica la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel y podría haber bloqueado la propagación de la primera. Ello haría que el salto de la falla de Concud se mantuviera muy alto cerca del extremo SE, y que la transferencia de desplazamiento entre ambas fallas fuese más brusca de lo esperable.

(3) Un mecanismo cinemático específico, por el cual se produciría un desplazamiento extra en el segmento norteado (suroriental) de la falla. Ya hemos indicado que el movimiento en dicho segmento tiene exactamente la misma dirección de transporte que en el segmento principal NO-SE (Fig. 4c), lo que puede interpretarse como un movimiento conducido: el segmento NO-SE se mueve en dirección N 220° E, activado por el campo de esfuerzos regional (Lafuente, 2011), y gobierna el movimiento de todo el bloque superior; el segmento norteado experimenta un movimiento conducido supeditado al anterior. Sin embargo, existe una oblicuidad entre esa dirección de transporte común y la línea de intersección de los planos promedio de ambos segmentos (Fig. 4c). Ello induciría la creación de un hueco y la consiguiente acomodación pasiva del labio superior (*bending* gravitacional) que produciría una subsidencia extra en superficie (Fig. 11). El efecto podría denominarse '*roll-over* lateral', y constituiría una respuesta al desacople del labio superior y apertura del segmento norteado análoga a la que se produce en los extremos extensivos de una falla de desgarre.

Estas hipótesis no son excluyentes entre sí; probablemente los tres mecanismos han contribuido a configurar la relación actual entre ambas fallas. Esta resultaría, en suma, de la concurrencia de factores geométricos (cambio de dirección de la falla de Concud, cercanía espacial con la falla de Teruel, presencia de la estructura transversal de Los Mansuetos-Valdecebro), cinemático-dinámicos (dirección de transporte impuesta por el campo de esfuerzos remoto, movimiento conducido y *roll-over* lateral sobre el segmento norteado) y mecánicos (interacción entre fallas e inhibición de su propagación).

Partiendo de este escenario, cabría preguntarse cuál es la previsible evolución futura de ambas fallas. Según Peacock y Sanderson (1991, 1994), existen cuatro etapas principales para la evolución de una zona de relevo entre dos fallas normales: (1) los dos segmentos o fallas, subparale-



**Fig. 11.-** Modelo cinemático (planta y perfil) que muestra un tipo de interacción posible entre dos rampas contiguas de falla normal con distinta orientación. La rampa activa ( $R_a$ ) se mueve en la dirección impuesta por el campo de esfuerzos remoto. El movimiento divergente del bloque superior respecto a la línea de intersección hace que sobre la rampa pasiva o conducida ( $R_c$ ) tienda a generarse un hueco. El bloque superior se adapta pasivamente dando lugar a un *roll-over lateral*.

los y no coplanares, no interactúan; (2) se genera entre las dos fallas un monoclin de acomodación (*relay ramp*), por el que se transfiere el desplazamiento de una a otra; (3) el monoclin comienza a fracturarse por discontinuidades transversales (*“breached ramp”*), y (4) ambas fallas se unen en una única estructura de traza irregular. Según este modelo, la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel se encontraría en la etapa 3, ya que muestra un monoclin de acomodación fracturado, pero sin que exista evidencia de conexión entre las fallas principales.

Cartwright *et al.* (1995), Gupta y Scholz (2000) y Gawthorpe y Leeder (2000) proponen modelos evolutivos similares, a cada uno de cuyos etapas se asocia un patrón característico del perfil distancia-salto, así como determinadas fluctuaciones en la relación desplazamiento máximo/longitud que explicarían la variabilidad natural de esta ratio D/L. La interacción mecánica entre las fallas antes de su unión hace que los saltos aumenten cerca de los extremos sin aumentar proporcionalmente su longitud; con ello crecen transitoriamente tanto los gradientes de salto cerca de la zona de relevo como la relación D/L de cada falla. Las fallas estudiadas muestran perfiles de variación de salto

(Fig. 10) coherentes con esa situación transitoria. En particular, la curva combinada (trazo gris) mantiene un mínimo muy acusado en la zona de relevo, lo que indica que la transferencia de salto entre ambas fallas es brusca y confirma la idea de que se trata de estructuras nucleadas de forma independiente (Peacock y Sanderson, 1991; Huggins *et al.*, 1995).

En definitiva, la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel se encontraría en un estadio intermedio entre la independencia completa y la coalescencia. La ausencia de una conexión física entre ellas no es contradictoria con su interacción mecánica, es decir, con la interferencia entre sus respectivos campos de deformación elástica asociada a los esfuerzos perturbados cerca de los extremos. Tal situación es definida por Childs *et al.* (1995) como *interdependencia cinemática*. Sin embargo, ese concepto no equivale al de *compatibilidad cinemática* que manejamos en este trabajo, entendida ésta como movimiento coherente en una dirección de transporte común de dos segmentos geométricos de falla o de dos fallas contiguas. Así, hemos visto cómo todo el bloque superior de la falla de Concud se movía con una misma dirección de transporte sobre sus segmentos de dirección NO-SE y NNO-SSE, mientras que la falla de Teruel lo hace en una dirección distinta; por tanto, las fallas de Concud y Teruel no muestran compatibilidad cinemática, aunque sí síntomas claros de interacción. Por otro lado, la falta de una transferencia completa de salto entre ambas fallas indica que éstas no han alcanzado tampoco el estadio de *coherencia geométrica*, tal como la definen Walsh y Waterson (1988) y Childs *et al.* (1995), al que es presumible que tenderán conforme avance el proceso de conexión.

No podemos asegurar cuál es el mecanismo más probable por el que ambas fallas lleguen a conectarse en el futuro. Puede que la red de fracturas de Los Mansuetos termine de quebrar transversalmente la zona de relevo, resolviéndose la transferencia de desplazamiento mediante una *transfer fault* (Gibbs, 1984). Sin embargo, es probable asimismo que se consolide la propagación de la falla de Teruel hacia el norte, de la que ya hemos apuntado que existen evidencias durante el Pleistoceno tardío. En tal caso, la conexión se produciría al alcanzar aquella a la falla de Concud, quedando el segmento de Los Baños como una *splay fault* probablemente inactiva (Childs *et al.*, 1995).

Es interesante notar cómo el perfil de variación de salto de la falla de Teruel es coherente con esa hipótesis de una reanudación reciente de su propagación. Tras un elevado gradiente de salto en el tramo en que se acerca a la falla de Concud (en torno a la abscisa 15 km de la Fig. 10, poco antes de que la traza cartográfica de aquella se pierda), muestra una fuerte reducción de gradiente coincidiendo con la zona de solape. Hemos de recordar que este último tramo de la falla, y por tanto la existencia de dicho solape, ha sido inferido de observaciones puntuales y no de evidencias cartográficas concluyentes. No obstante, de ser real, su patrón de variación de salto es exactamente el que Willemse *et al.* (1996) describen como característico de las fallas que se solapan en longitud, y resultaría coherente con una propagación muy reciente de la falla de Teruel en dicho tramo.

## Conclusiones

Las fosas del Jiloca y de Teruel se articulan a través de la falla de Concud, que forma el borde oriental de la fosa del Jiloca en su extremo sur. Dicha falla tiene una dirección general NO-SE, aunque se desvía a NNO-SSE en el sector más meridional. La falla de Teruel atraviesa, con dirección NNO-SSE a N-S, la parte oriental de la ciudad. Las dos fallas se disponen en relevo diestro, situándose sus trazas a una distancia de 1,5 km en la zona de solape. Las dos cortan y desplazan los materiales neógenos de la fosa de Teruel, con saltos máximos de orden hectométrico. La cartografía de superficie y los resultados de la prospección geofísica indican que son estructuras independientes, existiendo sólo entre ellas un conjunto de discontinuidades menores paralelas o ligeramente oblicuas que no constituyen fallas de transferencia.

Ambas fallas no son tampoco compatibles cinemáticamente, ya que registran direcciones de transporte medio significativamente distintas: movimiento del bloque superior hacia N 220° E en la falla de Concud y hacia N 271° E en la de Teruel. El desplazamiento total de la falla de Concud en su sector central, desde que se activó como falla extensional a finales del Plioceno inferior (Rusciniense final, 3,6 Ma), puede evaluarse entre 250 y 360 m, siendo más probable un valor de 290-300 m. El salto neto en la de Teruel se estima en unos 205-235 m, desplazamiento que es en buena parte acomodado por un monoclinial de *bending*. El bloque hundido de las fallas de Concud y Teruel presenta, por otra parte, una disposición en *roll-over*, con buzamientos medios en torno a 2° hacia el SE y E. La combinación de *roll-over* y monoclinial da lugar a una estructura sinforme, muy acusada a la altura de Teruel.

La disposición en relevo hace que el bloque intermedio entre las fallas de Concud y Teruel acomode la transferencia de desplazamiento mediante un basculamiento hacia el N o NNO. La estructura de acomodación se ve amplificada por la existencia de una macroestructura compleja transversal al margen oriental de la fosa de Teruel (sinforme fallado de Los Mansuetos-Valdecebro), causada probablemente por la adaptación de la serie neógena a una falla heredada. Dicha estructura transversal contribuye a que la transferencia de desplazamiento entre ambas fallas no sea progresiva sino brusca.

El salto vertical calculado en la zona de Masada Cociero, cerca ya del extremo SE de la falla de Concud, puede estimarse aún en unos 270 m, sólo ligeramente inferior al máximo calculado para el sector central de la falla. Este salto anormalmente alto se explica por una combinación de tres mecanismos: (i) Interacción mecánica con la falla de Teruel, que inhibe su propagación y se traduce en una asimetría general del perfil distancia-salto y en un elevado gradiente de salto donde ambas trazas se aproximan. (ii) Acomodación pasiva del labio superior por *bending* gravitacional, como respuesta a un movimiento conducido divergente sobre el segmento norreado de la falla de Concud (*roll-over* lateral). (iii) Influencia de la estructura transversal de Los Mansuetos-Valdecebro, que podría haber contribuido a bloquear la propagación de la falla de Concud y

hacer más brusca la transferencia de desplazamiento, a la vez que habría facilitado el desacople y transporte pasivo de dicho labio superior.

La zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel se encuentra en un estadio intermedio entre la independencia completa y la coalescencia. La ausencia de conexión física no excluye que exista la interacción mecánica, es decir, la interferencia entre sus respectivos campos de deformación elástica, y de ahí la transferencia brusca de desplazamiento entre una y otra y los elevados gradientes de salto en la zona de relevo. Todo ello son indicios de una tendencia a la coalescencia final de ambas estructuras, que podría resolverse bien mediante una *transfer fault* propagada desde la estructura transversal de Los Mansuetos-Valdecebro, bien por la propagación de la falla de Teruel hacia el norte hasta alcanzar la falla de Concud.

## Agradecimientos

Este trabajo está financiado por el proyecto CGL2009-13390 (Ministerio de Ciencia e Innovación y FEDER), por el Gobierno de Aragón (grupo de investigación *Geotransfer*) y por la beca FPI (Ministerio de Ciencia e Innovación, BES-2010-031339) de L. Ezquerro. Agradecemos a J. Meléndez y P. Cañada, del Gabinete Geológico de la Diputación Provincial de Teruel, la información que nos han facilitado procedente de sondeos mecánicos. Agradecemos a dos revisores anónimos sus sugerencias para la mejora del artículo.

## Referencias

- 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.
- 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.
- 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.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. y Orife, T. (2006): Analysis of non-striated faults in a recent extensional setting: the Plio-Pleistocene Concud fault (Jiloca graben, eastern Spain). *Journal of Structural Geology*, 28: 1019-1027.
- Calvo, J.P., Alcalá, L., Alonso Zarza, A.M., van Dam, J. y Gutiérrez Santolalla, F. (1999): Estratigrafía y estructura del área de Los Mansuetos (Cuenca de Teruel). Precisiones para la definición del estratotipo del Turoliense. *Geogaceta*, 25: 55-58.
- Cartwright, J.A. y Mansfield, C.S. (1998): Lateral displacement variation and lateral tip geometry of normal faults in the Canyonlands National Park, Utah. *Journal of Structural Geology*, 20, 3-19.
- Cartwright, J.A., Trudgill, B.D. y Mansfield, C.S. (1995): Fault

- growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology*, 17: 1319-1326.
- Childs, C., Watterson, J. y Walsh, J.J. (1995): Fault overlap zones within developing normal fault systems. *Journal of the Geological Society of London*, 152: 535-549.
- Cortés, A.L. (1999): *Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza: 409p.
- Cowie, P.A. y Roberts, G.P. (2001): Constraining slip rates and spacings for active normal faults. *Journal of Structural Geology*, 23: 1901-1915.
- Cowie, P.A. y Scholz, C.H. (1992a): Displacement-length scaling relationships for faults: data synthesis and discussion. *Journal of Structural Geology*, 14: 1149-1156.
- Cowie, P.A. y Scholz, C.H. (1992b): Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model. *Journal of Structural Geology*, 14: 1133-1148.
- Cowie, P.A. y Shipton, Z.K. (1998): Fault tip displacement gradients and process zone dimensions. *Journal of Structural Geology*, 20: 983-997.
- Dawers, N.H., Anders, M.H. y Scholz, C.H. (1993): Growth of normal faults: Displacement-length scaling. *Geology*, 21: 1107-1110.
- 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.
- Gawthorpe, R.L. y Leeder, M.R. (2000): Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12: 195-218.
- Gibbs, A.D. (1984): Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 609-620.
- 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. (1983a): Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 567 (Teruel). IGME, Madrid.
- Godoy, A., Olivé, A., Moissenet, E., Gutiérrez Elorza, M., Aguilar, M.J., Ramírez, J.I., Aragonés, E., Giner, J. y Portero, J.M. (1983b): Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 590 (La Puebla de Valverde). 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., 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., Carbonel, D., Guerrero, J., McCalpin, J.P., Linares, R., Roqué, C. y Zarroza, M. (2012) Late Holocene episodic displacement on fault scarps related to interstratal dissolution of evaporites (Teruel Neogene Graben NE Spain). *Journal of Structural Geology*, 34: 2-19.
- 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 (6): 561-570.
- Herraz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, 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. y Lucini, M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19: 762-786.
- 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.
- IDRENA, S.A. (1994). Estudio y evaluación del estado actual de las aguas minero-medicinales, minero-industriales, termales y de bebida envasadas en la comunidad autónoma de Aragón. Inventario de puntos de agua mineral. Provincia de Teruel. DGA-ITGME.
- Kattenhorn, S.A., Aydin, A. y Pollard, D.D. (2000): Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3-D numerical models of fault-perturbed stress fields. *Journal of Structural Geology*, 22: 1-23.
- Lafuente, P. (2011): Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concu (Cordillera Ibérica central). Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 253 pp + anexos.
- Lafuente, P. y Arlegui, L.E. (2009): Where faults meet: Palaeostress analysis at the juncture of Concu and Teruel faults. *Trabajos de Geología*, 29: 417-423.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2010). Nuevo estudio paleosismológico en el sector central de la falla de Concu (Fosa del Jiloca, Teruel): resultados preliminares. En: *Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica* (J.M. Insua y F. Martín-González, Eds.), Sigüenza (Guadalajara, España), 67-70.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2011a): Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Concu 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. (2011b): 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 Concu fault (Iberian Chain, eastern Spain)". *International Journal of Earth Sciences* (en prensa).
- 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 (3): 315-344.
- Moissenet, E. (1982): Le Villafranchien de la région de Teruel (Espagne), Stratigraphie-Déformations-Milieux. En: Collòque "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.
- Nicol, A., Watterson, J., Walsh, J.J. y Childs, C. (1996): The shapes, major axis orientations and displacement patterns of fault surfaces. *Journal of Structural Geology*, 18: 235-248.
- Nicol, A., Walsh, J., Berryman, K. y Nodder, S. (2005): Growth of a normal fault by the accumulation of slip over millions of years. *Journal of Structural Geology*, 27: 327-342.

- Opdyke, N., Mein, P., Lindsay, E., Pérez-González, A., Moissenet, E. y Norton, V.L. (1997): Continental deposits, magnetostratigraphy 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.
- Peacock, D.C.P. y Sanderson, D.J. (1991): Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13: 721-733.
- Peacock, D.C.P. y Sanderson, D.J. (1994): Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 78: 147-165.
- 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.
- 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.
- Simón, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69: 21-97.
- Simón, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 11: 285-294.
- Simón, J. L., Serón, F. y Casas, A. M. (1988): Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples. *Annales Tectonicae*, 2: 21-32.
- Simón, J.L. y Soriano, M. A. (1993): La falla de Conclud (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., Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Soriano, M.A. (2005): Caracterización paleosísmica preliminar de la falla de Conclud (fosa del Jiloca, Teruel). *Geogaceta*, 38: 63-66.
- Simón, J.L. y Soriano, M. A. (1993): La falla de Conclud (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.
- 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.
- Walsh, J.J. y Watterson, J. (1988): Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology*, 10: 239-247.
- 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.
- Willemsse, E.J.M., Pollard, D.D. y Aydin, A. (1996): 3-Dimensional analyses of slip distributions on normal-fault arrays with consequences for fault scaling. *Journal of Structural Geology*, 18: 295-309.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 19 DE ENERO DE 2012.

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 30 DE ABRIL DE 2012.

