

TRABAJO DE FIN DE GRADO

Departamento de Ciencias de la Tierra

Universidad de Zaragoza

CURSO 2015 - 2016

UNA POSIBLE PROLONGACIÓN SEPTENTRIONAL DE LA FALLA DE TERUEL Y SU INTERACCIÓN CON LA FALLA DE CONCLUD

Alba Peiro Chamarro



Directores: **José Luis Simón y
Carlos Liesa**



**Universidad
Zaragoza**



ÍNDICE

1. Abstract	Pág. 1
2. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS	Pág. 1
3. METODOLOGÍA	Pág. 2
3.1. Toma de datos estructurales	Pág. 2
3.2. Prospección geofísica: magnetometría	Pág. 2
3.3. Sondeos mecánicos	Pág. 3
3.3.1. Técnica de perforación	Pág. 3
3.3.2. Trabajo de laboratorio: preparación de testigos y descripción	Pág. 3
4. SITUACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO	Pág. 4
4.1. La Cordillera Ibérica	Pág. 4
4.2. Las Fosas del Jiloca y Teruel	Pág. 5
4.3. Unidades estratigráficas de la zona de estudio	Pág. 5
4.4. Estructura de las fallas de Concud y de Teruel	Pág. 7
4.5. La zona de estudio	Pág. 8
5. RESULTADOS	Pág. 9
5.1. Estudio de estructuras recientes a partir de información de superficie	Pág. 9
5.1.1. Datos estructurales generales	Pág. 9
5.1.2. Estructuras a escala de afloramiento	Pág. 10
A) <i>Talud de la autovía A-23</i>	Pág. 10
B) <i>Las Ramblillas</i>	Pág. 12
C) <i>Cuesta de la Bajada</i>	Pág. 12
<i>Sector noreste</i>	Pág. 13
<i>Sector suroeste</i>	Pág. 14
D) <i>Noroeste de El Planizar</i>	Pág. 15
E) <i>El Chantre</i>	Pág. 15
F) <i>Parador</i>	Pág. 16
5.2. Información del subsuelo	Pág. 16
5.2.1. Columnas estratigráficas de los sondeos	Pág. 16
5.2.2. Magnetometría	Pág. 18
6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	Pág. 18
6.1. Correlación de las columnas estratigráficas de los sondeos	Pág. 18
6.2. La zona de relevo	Pág. 19
6.2.1. Síntesis de la estructura	Pág. 19
6.2.2. Análisis cinemático y dinámico	Pág. 20
6.3. Relación entre las fallas de Concud y Teruel: ¿posible prolongación de la Falla de Teruel hacia el norte?	Pág. 21
6.4. Futuro previsible	Pág. 22
7. CONCLUSIONS	Pág. 22
8. AGRADECIMIENTOS	Pág. 23
9. BIBLIOGRAFÍA	Pág. 23

ANEXO I: columna estratigráfica, situación y descripción del sondeo de Las Ramblillas (S4)

ANEXO II: situación y descripción de los sondeos mecánicos (S1, S2 y S3)

ANEXO III: mapas obtenidos de la prospección geofísica

ANEXO IV: correlación de los sondeos mecánicos

1. Abstract

The Concud fault is a normal fault with a dominant NW-SE strike that veers to NNW-SSE at its southern segment, where it approaches the N-S striking Teruel fault. They exhibit a right-relay arrangement with hectometric offsets in the Neogene materials of the Teruel basin. The displacement between them is being transferred by a relay ramp dipping towards NNW that shows no evidence of surface brittle deformation. They are considered to be independent structures from the geometrical and kinematical point of view, due to their differences regarding their hanging-wall transport directions and net slip distributions. Nevertheless, new map and geophysical information from brittle deformation in the relay ramp (additional to the already provided by other previous studies) shows that there is a mechanical interaction between them, through a grid of synthetic and antithetic faults, as well as associated bends. These structures are aligned with the northwards prolongation of the main trace of the Teruel Fault and reaffirm the hypothesis of a future linkage. This linkage would leverage the grid of faults located in the relay zone, till being stopped by the Concud fault. The result would be an active normal fault of about 23 km length, and therefore an increase of the seismic hazard in the region.

2. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS

La región en la que se engloba este estudio es la Cordillera Ibérica. Se trata de una cadena montañosa intraplaca ampliamente estudiada desde el punto de vista neotectónico ya que, a pesar de que su sismicidad sea poco significativa, presenta numerosas evidencias de actividad tectónica reciente.

Son varios los estudios que han sugerido relaciones entre algunas de las fallas recientes que podemos encontrar en la Cordillera Ibérica. Sin embargo, estas relaciones no siempre son tan evidentes; ya sea porque la acomodación de la deformación se hace por medio de complejas estructuras, porque la interacción se produce en profundidad o por otras razones, no siempre semejantes a los modelos teóricos.

Este es el caso de las fallas de Concud y Teruel, ya que las evidencias, tanto superficiales como del subsuelo, encontradas hasta ahora en su zona de relevo apuntan hacia la existencia de algún tipo de interacción entre ambas. En un primer momento, se planteó la hipótesis de que, de manera similar a la red de fracturas de Los Mansuetos, una falla de transferencia quebrara transversalmente la zona de relevo en el área de El Planizar (Lafuente *et al.*, 2011a). Cuando se encontraron otras evidencias alineadas con la prolongación de la traza de la falla de Teruel hacia el norte, se propuso una segunda hipótesis: la de su posible prolongación septentrional (Lafuente *et al.*, 2011a).

Es por ello que los objetivos de este trabajo son: (1) Ampliar el conocimiento general de las fallas de Concud y Teruel. (2) Complementar la información del subsuelo, mediante la prospección geofísica y la interpretación y correlación de las columnas estratigráficas obtenidas de varios sondeos mecánicos que se han realizado. (3) Caracterizar la geometría de su zona de relevo, aportando nuevos datos estructurales encontrados a escala de afloramiento. (4) Englobar toda la información obtenida en un marco común y realizar su análisis cinemático y dinámico. (5) A partir de todo ello, valorar si existe algún tipo de conexión estructural entre las fallas de Concud y Teruel y, en particular, si existe una posible prolongación de esta última hacia el norte y hasta dónde puede alcanzar.

3. METODOLOGÍA

3.1. Toma de datos estructurales

Partiendo de una cartografía de detalle ya existente de la zona de estudio, elaborada por Lafuente (2011), se procede a la realización de un exhaustivo trabajo de campo que abarca la toma de diversos datos estructurales básicos adicionales a los ya cartografiados.

En primer lugar, siempre que ha sido posible, se ha medido el buzamiento de la estratificación ya que, como es el caso, puede revelar valiosa información acerca de estructuras a mayor escala. En segundo lugar, el estudio de estructuras de carácter frágil, como son las fallas, se ha realizado siguiendo una serie de criterios. La observación de afloramientos que atraviesen y permitan observar un plano o zona de falla nos permite caracterizar sus aspectos geométricos (longitud, dirección, buzamiento, curvatura, ramificaciones, escalones...). También permiten la toma de datos cinemáticos de vital importancia para inferir la dirección y sentido de movimiento: estrías presentes en los planos de falla, desplazamiento de marcadores (generalmente de tipo estratigráfico), o disposición de cantos de gravas reorientados.

Además de estudiar las fallas principales, también hay que detectar las posibles fallas secundarias (ramificaciones y otras fallas asociadas), ya que: (1) acomodan localmente la deformación de la falla principal, normalmente con menores desplazamientos cuanto más alejadas están de la misma (Bonilla, 1970) pero con análoga dirección de transporte; (2) pueden ayudar a caracterizar la dirección y sentido de movimiento de la falla principal, en el caso de conformar zonas de cizalla semifrágil (fracturas de Riedel); (3) pueden ofrecer información acerca de los eventos sísmicos provocados por el movimiento de la falla principal (Slemmons y dePolo, 1986).

3.2. Prospección geofísica: magnetometría

A excepción de ciertos afloramientos relevantes, la zona de estudio presenta una topografía muy homogénea donde las estructuras difícilmente se encuentran expuestas en superficie. Por ello, resulta útil tratar de identificar las posibles fallas del subsuelo mediante prospección geofísica. En concreto, la técnica empleada para ello ha sido la magnetometría (Fig. 1).

La magnetometría es una técnica geofísica empleada para medir la intensidad del campo magnético terrestre y el gradiente magnético vertical, que se ven modificados por la distribución de los materiales del subsuelo. En nuestro caso, se han realizado dos campañas de prospección magnética: una primera que no aportó suficientes datos, ya que únicamente se realizaron cinco perfiles aislados de orientación E-W, y una segunda que terminó de cubrir el área con un mayor número de perfiles.

Para ello, se ha empleado un magnetómetro de efecto Overhauser (GSM-19, con dos sensores con una separación de 0,5 m) con GPS integrado. Las variaciones naturales del campo magnético terrestre y la corrección diurna de las variaciones de intensidad del mismo se han corregido con un magnetómetro de precesión protónica PMG-01 que ha servido de base en todo momento. Una vez obtenido el *datum* local de la zona, se ha realizado el cálculo de anomalías residuales para localizar los cambios relativos de la intensidad del campo magnético.



Fig. 1.- Adquisición de datos con magnetómetro de efecto Overhauser (GSM-19)

Finalmente, los datos obtenidos de ambas campañas se han integrado para poder obtener un mapa de variaciones de intensidad del campo magnético.

Se trata de una metodología compleja, donde tanto la toma de datos como el procesado e interpretación de los mismos son tareas muy especializadas. Es por ello que, en nuestro caso, se ha llevado a cabo en su totalidad con la inestimable ayuda de Óscar Pueyo, responsable del equipo de Geofísica del grupo Geotransfer de la Universidad de Zaragoza.

3.3. Sondeos mecánicos

3.3.1. Técnica de perforación

En el marco del proyecto “*Evolución integrada de las estructuras extensionales recientes y el relieve de la Cordillera Ibérica centro-oriental: de las cuencas neógenas a la paleosismicidad cuaternaria*” (proyecto CGL2012-35662 del Ministerio de Economía y Competitividad; Investigador principal: José Luis Simón) se han realizado en la zona de estudio tres sondeos mecánicos con el fin de obtener más información de la estratigrafía del subsuelo, así como de sus características estructurales.

El sistema empleado ha sido el de sondeo a rotación con recuperación de testigo continuo, uno de los procedimientos más extendidos para obtener muestras o testigos. El útil de corte que se ha empleado es una batería en cuya boca se implementa una corona de sección circular hecha de materiales resistentes al corte. Los diámetros de los testigos obtenidos oscilan entre 8 y 10 cm; ocasionalmente, en los tramos más superficiales, puede llegar hasta los 12 cm de diámetro.

3.3.2. Trabajo de laboratorio: preparación de testigos y descripción

Los testigos recuperados fueron previamente colocados en cajas portatestigos adecuadas, en este caso de cartón parafinado, conservando la posición y orientación originales y disponiendo separadores para indicar la profundidad de los diferentes puntos.

Con el fin de facilitar la descripción de los testigos, se ha procedido a cortarlos longitudinalmente en dos mitades iguales. Este procedimiento requiere de una sierra radial de abrasión con refrigeración por agua (Fig. 2a), y de una meticulosa manipulación de los testigos para orientarlos de manera correcta y no fraccionarlos.

La testificación de los tres sondeos en el laboratorio ha consistido en varias fases. La primera de ellas es el estudio como tal de los testigos obtenidos (Fig. 2b); se ha examinado cada uno siguiendo un orden estricto y siempre de base a techo. El procedimiento ha sido el siguiente: (1) delimitar tramos de características similares y medirlos, (2) identificar su litología y color, y (3) describir sus estructuras sedimentarias, orgánicas u otras. Cabe destacar que la observación ha de hacerse de ambas mitades del corte, ya que puede darse el caso de que las estructuras estén mejor desarrolladas o sean más reconocibles en una mitad que en la otra. En segundo lugar, se ha procedido a levantar los perfiles con toda la información obtenida previamente. El resultado son tres columnas estratigráficas donde se plasman, de manera sistemática, todos los datos y medidas tomadas en la primera fase.

Dentro de dichas columnas, se han ido diferenciando tramos que, basándonos en su evolución litológica, han podido ser posteriormente identificados con las diferentes unidades de Godoy *et al.* (1983). Asimismo, se han asociado a los pisos continentales a los que pertenecen y se ha interpretado el medio sedimentario en el que se depositaron.

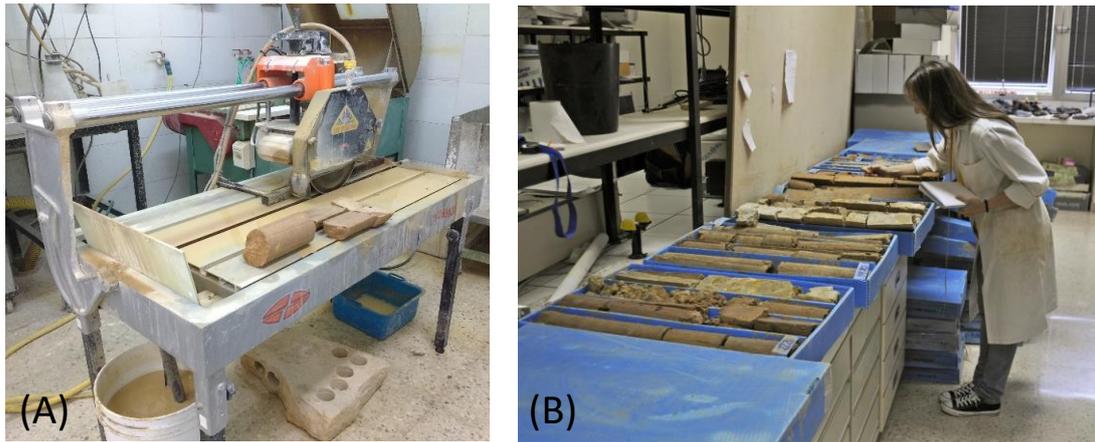


Fig. 2.- (a) Sierra radial de abrasión con refrigeración por agua. (b) Testificación de sondeos (Laboratorio de Hidrogeología, Universidad de Zaragoza).

4. SITUACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

4.1. La Cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica se sitúa al NE de la Península Ibérica, entre la Cuenca del Ebro y la Meseta Central, y es una cadena montañosa de dirección NW-SE que alcanza una longitud de casi 400 km. Abarca desde la Sierra de la Demanda hasta el Mediterráneo y actúa de divisoria entre la cuenca del río Ebro y las del Duero, Tajo, Guadiana, Júcar y Turia.

Se trata de una cadena que se originó durante la Orogenia Alpina debido a la inversión tectónica positiva de una cuenca mesozoica preexistente, el denominado *Rift Ibérico* o *Aulacógeno Ibérico* (Álvaro *et al.*, 1979). La compresión generada por la convergencia oblicua entre las placas Ibérica y Euroasiática, que ya a finales del Cretácico había empezado a formar el Pirineo, se transmitió también a la región del *Rift Ibérico* a partir del Eoceno. De esta forma, comenzaba a formarse la Cordillera Ibérica por reactivación de fallas transcurrentes variscas y tardivariscas y de la inversión de fallas extensionales mesozoicas (Capote *et al.*, 2002).

Posteriormente, superponiéndose a las estructuras compresivas y transpresivas paleógenas, se produce una inversión tectónica negativa de algunas de dichas estructuras producida por la extensión que desencadenó el *rifting* del Surco de Valencia a partir del Mioceno medio (Álvaro *et al.*, 1979; Vegas *et al.*, 1979; Simón, 1982, 1986).

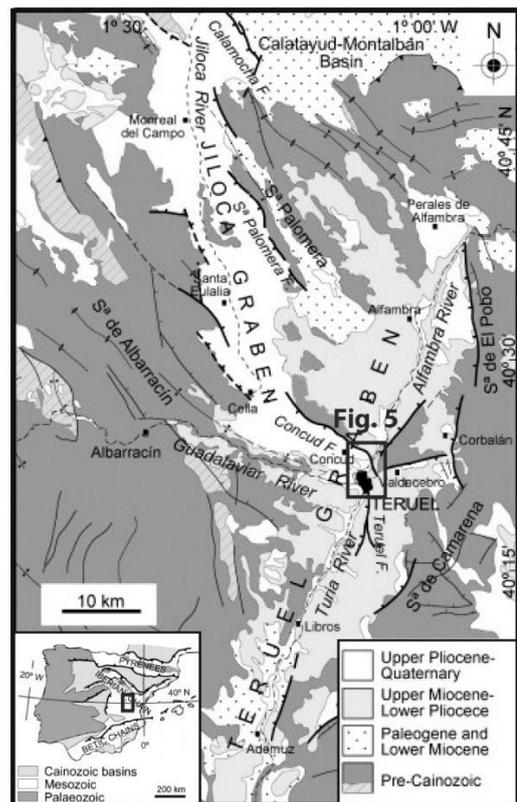


Fig. 3.- Mapa geológico de las fosas de Teruel y del Jiloca (modificado de Lafuente *et al.*, 2014) y su situación dentro de la Península Ibérica. Se señala la zona de intersección entre ambas, (ampliada en la Fig. 5).

Este campo extensional, que continúa activo en la actualidad (Herraiz *et al.*, 2000; Arlegui *et al.*, 2005), fue el que dio lugar a las cuencas neógeno-cuaternarias de Teruel y del Jiloca, entre otras. Ambas cuencas están situadas en la parte centro-oriental de la Cordillera Ibérica (Fig. 3).

4.2. Las fosas del Jiloca y Teruel

La **fosa del Jiloca** constituye una depresión alargada de unos 70 km de longitud y una altitud media de 1000 m. Presenta una dirección NNW-SSE y está flanqueada por la Sierra Palomera y por la Sierra de Albarracín, que oscilan entre los 1200 y 1500 metros de altitud (Fig. 3). Es el resultado de la disposición escalonada diestra de tres grandes fallas normales NW-SE que forman su borde oriental: fallas de Calamocha, Sierra Palomera y Concud (Lafuente *et al.*, 2011a). Es ésta última la que forma el borde oriental de la fosa en su extremo sur.

Cabe destacar que, 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 su serie sedimentaria aflore por completo (Lafuente *et al.*, 2011a). Toda la información de la que se dispone a día de hoy de los materiales que rellenan la fosa del Jiloca proviene de los numerosos sondeos que se han ido realizando en la zona, así como de su sector más meridional, donde sí que afloran parte de éstos.

La **fosa de Teruel** se extiende desde Fuentes Calientes (Teruel) hasta Mira (Cuenca), de manera que tiene una extensión de más de 100 km de longitud. Al igual que la fosa del Jiloca, su orientación es transversa a la orientación de la cordillera, ya que es NNE-SSW. Sus límites son la Sierra Palomera y las Serranías de Albarracín y Cuenca, en su borde occidental, y las sierras del Pobo, Camarena y Javalambre, en el oriental (Fig. 3).

Geográficamente, se puede subdividir en dos sectores: el sector norte, donde se encauza el río Alfambra que actúa como eje de la depresión, y el sector sur, por donde discurre el río Turia, al unirse los ríos Alfambra y Guadalaviar a partir de las inmediaciones de la ciudad de Teruel. Es entre estos dos sectores donde se sitúan la falla de Teruel y la macroestructura de Los Mansuetos-Valdecebro que, junto con la falla de Concud, cortan el relleno neógeno de la fosa.

La fosa de Teruel es un semigraben, en su parte norte, y un graben asimétrico, al sur, controlado por fallas N-S localizadas en los frentes montañosos de las sierras que la limitan por su parte oriental. A pesar de que durante el Mioceno inferior ya se configurara una pequeña cubeta sedimentaria en la zona de Libros-Ademuz, el relleno generalizado de la fosa comienza al inicio del Mioceno superior y culmina a mediados del Plioceno (Simón, 1983; Garcés *et al.*, 1997; Alcalá *et al.*, 2000; Alonso-Zarza y Calvo, 2000).

Simultáneamente al relleno de esta fosa, se desarrollaban en los márgenes montañosos diversas superficies de aplanamiento erosivo, definiendo dos niveles principales: *Superficie de Erosión Intramiocena* y *Superficie de Erosión Fundamental*.

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 lutíticas y sedimentos lacustres y palustres de carácter carbonatado y evaporítico en su centro (Alonso-Zarza y Calvo 2000; Ezquerro *et al.*, 2012a, 2014).

4.3. Unidades estratigráficas de la zona de estudio

Los autores que han descrito e interpretado los materiales neógenos de la fosa de Teruel lo han hecho atendiendo a diferentes criterios. Sin embargo, en cuanto a dataciones se refiere, estos

materiales se encuentran datados con bastante exactitud por su abundante contenido en macro y micromamíferos (Adrover, 1986, Alcalá 1994, Alcalá *et al.* 2000).

En primer lugar, Weerd (1976) distinguió cuatro formaciones que representan la sedimentación en la cuenca endorreica del Mioceno y Plioceno inferior del sector septentrional de la fosa de Teruel, donde se dispone de un mejor control cronoestratigráfico. Más tarde, Godoy *et al.* (1983) divide la serie neógena en varias unidades informales superpuestas, atendiendo a la alternancia de facies detríticas rojas y carbonatadas blancas o grises que dominan en la zona de Teruel: Rojo 1-Unidad Detrítica Inferior (UDI), Páramo 1, Rojo 2, Páramo 2 y Rojo 3. Posteriormente, Alonso-Zarza y Calvo (2000) y Alcalá *et al.* (2000) han dividido el registro neógeno de este sector en cuatro unidades genéticas con valor cronoestratigráfico. Más recientemente, Ezquerro *et al.* (2012a, 2014) definen cinco megasecuencias basadas en los patrones de evolución granulométrica.

Existen dificultades para correlacionar de manera clara unas y otras, ya que la única cartografía disponible de las mismas (Weerd, 1976) no tiene el detalle suficiente. Es por ello que en este trabajo se adoptará la nomenclatura de las unidades informales utilizadas en la cartografía MAGNA de la zona de estudio (Godoy *et al.*, 1983). Dichas unidades son las siguientes:

- Rojo 1 - Unidad Detrítica Inferior (UDI) (Vallesiense): arcillas rojas con intercalaciones locales de conglomerados y areniscas. Ocasionalmente aparecen pequeños afloramientos de yesos intercalados en la serie. Son sedimentos aluviales que forman la base de la secuencia y ocupan, asimismo, los bordes de cuenca.
- Páramo 1 (Tuoliense): calizas blancas estratificadas, con niveles intercalados margosos o arcillosos, blancos y grisáceos, en ocasiones lignitíferos. Se trata de sedimentos palustres y lacustres.
- Rojo 2 (Tuoliense – Rusciniense): areniscas, limolitas y arcillas rojo-anaranjadas, con intercalaciones esporádicas de paleocanales conglomeráticos.
- Páramo 2 (Rusciniense): calizas y calizas arcillosas, con intercalaciones de arcillas y margas negras y grises. De manera esporádica aparece algún paleocanal conglomerático. De nuevo son sedimentos de origen palustre y lacustre.
- Rojo 3 (Rusciniense – Villafranquiense): paleocanales conglomeráticos, areniscas, limolitas y arcillas rojas.

Además de estas unidades, 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, Los Aljezares y Cubla) que suelen constituir el paso lateral desde las unidades carbonatadas (Ezquerro *et al.*, 2012b).

La relación estructural entre las cuencas del Jiloca y Teruel es, por tanto, el escalón que produce la falla de Conclud; 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). Hasta el inicio del Pleistoceno, la zona de máxima subsidencia del bloque hundido de la Falla de Conclud alojaba una cubeta residual endorreica a la que llegaban y se sedimentaban los materiales de la unidad Rojo 3 (Ezquerro *et al.*, 2012b). Esta unidad, hacia el oeste (zona de Conclud – Gea de Albarracín), queda cubierta por las gravas y limos del sistema de *glacis villafranquienses* (Glacis de Gea). Sin embargo, estos sedimentos aluviales no sólo cubren sino que también se interdigitan con niveles carbonatados o carbonosos palustres y lacustres. Ello sugiere que al menos una parte de ese sistema aluvial aún vertía sedimentos al inicio del Pleistoceno a la cubeta residual (Ezquerro *et al.*, 2012b).

Posteriormente, se establece la red fluvial exorreica en la cuenca, siendo éste un proceso muy común en la mayoría de las cuencas neógenas endorreicas de la Cordillera Ibérica centro-oriental a partir del Plioceno inferior (Gutiérrez *et al.*, 2008; Simón *et al.*, 2014). Los materiales cuaternarios se depositaron formando varios niveles de terraza, además de un conjunto de abanicos aluviales que parten desde el escarpe de la falla de Concud. Los principales niveles de terraza reconocibles son cuatro (Peña 1981; Godoy *et al.*, 1983):

- Terraza Superior (T_3): niveles de gravas con cementación moderada que, en general, están reducidos a retazos aislados situados a alturas de 85-90 m sobre el cauce del Alfambra. Su edad es imprecisa.
- Terraza Media (T_2): generalmente se trata de 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. Su distribución altitudinal irregular puede deberse a la actividad tectónica cuaternaria (Simón y Soriano, 1993). Existen diversas evidencias paleontológicas y arqueológicas, éstas últimas localizadas en el yacimiento de *Cuesta de la Bajada*, en las proximidades de Teruel, que sitúan este nivel en el Pleistoceno Medio (Moissenet, 1985; Santonja *et al.*, 1994, 2014). Asimismo, han sido datadas por U/Th las tobas que coronan la terraza en la zona de Los Baños (entre 250 ± 32 y 116 ± 4 ka; Arlegui *et al.*, 2005; Gutiérrez *et al.*, 2008). Cabe destacar también, que la Terraza Media se desdobra localmente en otro nivel 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 (T_1): Está formada por arenas y gravas menos cementadas que las de la terraza media, con alturas de 20-30 m sobre el cauce del Alfambra. Varias dataciones absolutas mediante OSL la sitúan a finales del Pleistoceno Superior (entre $22,0 \pm 1,6$ y $14,9 \pm 1,0$ ka; Gutiérrez *et al.*, 2008; Lafuente, 2011; Lafuente *et al.*, 2014).
- Terraza Subactual (T_0): 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).

4.4. Estructura de las fallas de Concud y de Teruel

La **falla de Concud** alcanza una longitud de 14,2 km y se dispone en dirección NW-SE, aunque en su sector más meridional se orienta más NNW-SSE aproximándose a la dirección de la falla de Teruel. Presenta un plano de falla que buza entre 65° y 70° , así como numerosas superficies estriadas observables a lo largo de toda su traza que indican un movimiento normal casi puro, con cabeceos habituales entre 82° NW y 75° SE. A excepción de ello, en su sector suroriental, la falla se dispone en dirección más N-S y muestra una mayor componente direccional de 75° S (Lafuente, 2011; Lafuente *et al.*, 2011a).

Es una falla activa que ha mantenido una tasa media de movimiento de 0,07-0,08 mm/año desde el Plioceno medio (Lafuente *et al.*, 2011a). Esta tasa parece haberse incrementado durante el Pleistoceno Superior, alcanzando un valor medio de 0,29 mm/año (Simón *et al.*, 2016a).

La **falla de Teruel** es una falla normal en dirección N-S a NNE-SSW que se extiende unos 9 km, con un plano de falla que buza entre 60° y 80° W. Las estrías de deslizamiento indican un movimiento normal casi puro y una dirección de transporte media N 271° E (Lafuente *et al.*, 2011a).

En el mapa de contornos estructurales (Fig. 4), donde se usa como nivel de referencia la base de la unidad Páramo 2, se puede observar una disminución de la altitud progresiva en el bloque hundido de la falla de Concud. Se trata de un extenso pliegue de *roll-over* al que, en las inmediaciones de la falla, se le añade un sinclinal de acomodación. De la misma manera, el bloque hundido de la falla de

Teruel también presenta una estructura en *roll-over* (mucho más marcada que en el caso de la falla de Concud (Lafuente *et al.*, 2011a).

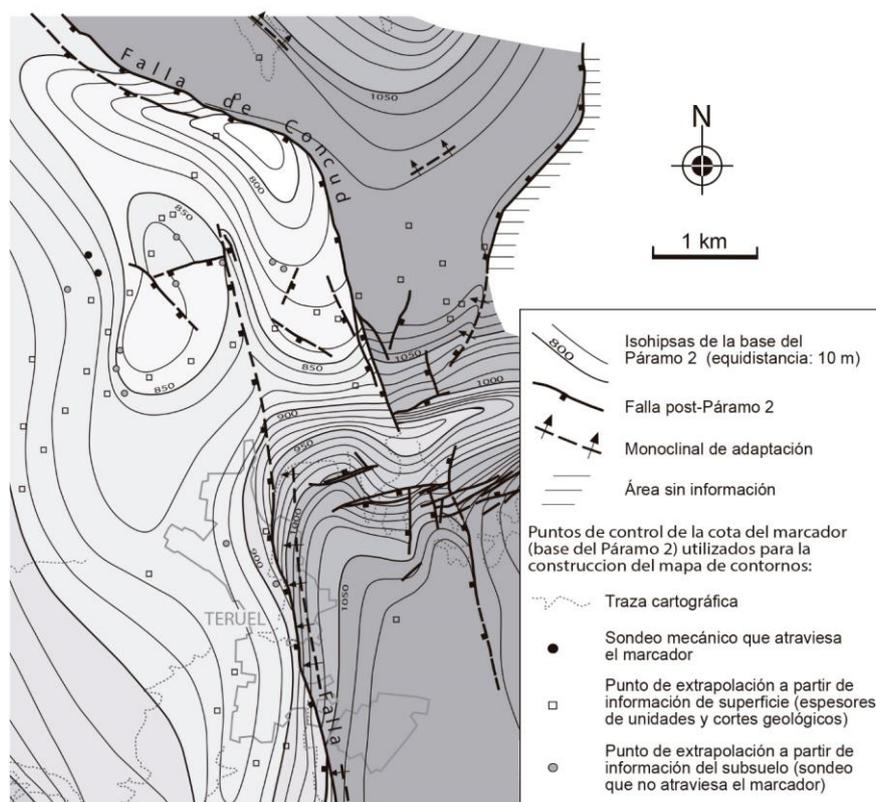


Fig. 4.- Mapa de contornos estructurales de la base de la unidad Páramo 2 en la zona de relevo de las fallas de Concud y Teruel (Lafuente *et al.*, 2011a)

La falla de Teruel produce un salto importante en las unidades neógenas que rellenan la fosa, tal y como se aprecia en el mismo mapa (Fig. 4). Respecto al bloque levantado, el salto vertical total es de 190-220 m, lo que supone (tomando un buzamiento medio de 68° 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 a lo largo de casi todo su recorrido cuyo buzamiento varía desde los 17° a los 30° (Lafuente *et al.*, 2011a).

El relevo diestro de las fallas de Concud y Teruel obliga a que el bloque intermedio entre ambas acomode la transferencia de desplazamiento mediante un basculamiento hacia el N o NNW (*relay ramp*). Sin embargo, la macroestructura de dirección ENE-OSO de Los Mansuetos-Valdecebro, que consiste en un sinforme transversal fallado longitudinal y transversalmente, también interfiere en dicha estructura amplificándola y haciendo que la transferencia de desplazamiento entre ambas no sea progresiva, como correspondería a una zona de relevo simple (Lafuente *et al.*, 2011a).

4.5. La zona de estudio

El área que abarca el estudio es aquella que corresponde a la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel. De oeste a este comprende desde la Masía El Chantre hasta El Planizar y el sector más meridional de la falla de Concud y, de norte a sur, desde la propia falla de Concud hasta las inmediaciones de la ciudad de Teruel (Fig. 5).

Es un área de unos 10 km^2 donde se han podido observar y registrar diversas evidencias de deformación reciente en seis puntos diferentes. Cuatro de ellos están localizados en la zona de relevo:

autovía A-23, Las Ramblillas, Cuesta de la Bajada y noroeste de El Planizar. Los otros dos, El Chantre y Parador, se encuentran más alejados de la misma. Cabe destacar que el paraje de Las Ramblillas (Lafuente, 2011; Lafuente *et al.*, 2011a; Ezquerro *et al.*, 2012b; Santonja *et al.*, 2014; Simón *et al.*, 2016b; Ezquerro *et al.*, 2016) y Cuesta de la Bajada (Moissenet, 1985; Santonja *et al.*, 1994; Santonja *et al.*, 2014; Arnold *et al.*, 2016) ya habían sido estudiados con anterioridad, mientras que los restantes son analizados por primera vez en el presente trabajo.

El estudio en detalle de la geología del subsuelo mediante prospección geofísica se ha realizado en la parte noroeste de la zona de relevo, en las inmediaciones de la Vía Verde Ojos Negros-Sagunto (Fig. 5). Finalmente, los cuatro sondeos mecánicos estudiados se sitúan asimismo en la parte norte. Tres de ellos –Barranco (S1), Camino de Celadas (S2) y Viaducto (S3)– fueron realizados con la finalidad de contribuir a los objetivos del presente trabajo, y el cuarto –Las Ramblillas (S4)– ya había sido estudiado con anterioridad por Ezquerro *et al.* (2016).

5. RESULTADOS

5.1. Estudio de estructuras recientes a partir de información de superficie

5.1.1. Datos estructurales generales

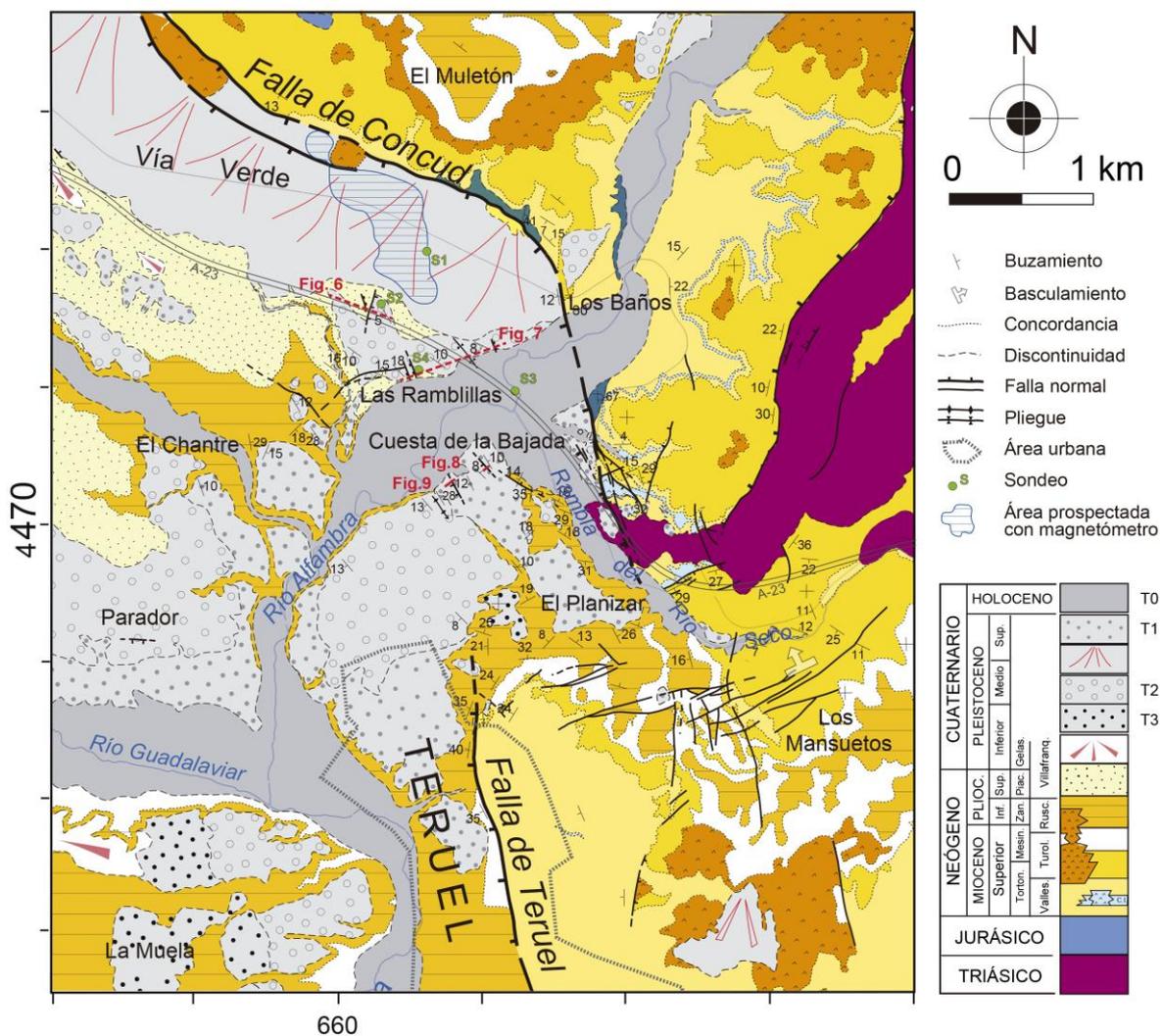


Fig. 5.- Mapa geológico de las fallas de Concud y Teruel y de su zona de relevo (modificado de Lafuente, 2011). Se indica la situación de las Figuras 6, 7, 8 y 9, de los sondeos y del área prospectada con técnicas geofísicas.

Tal y como se explicará en el siguiente apartado, se ha visto que existe un mayor número de evidencias de deformación en superficie a lo largo de toda la zona de estudio que las ya descritas por otros autores. En el mapa geológico anterior (Fig. 5), realizado por Lafuente (2011), se ha procedido a modificar ciertos datos y a añadir las estructuras nuevas explicadas en el presente trabajo.

De manera general, el resultado son un conjunto de fallas, orientadas NNW-SSE y, ocasionalmente, NNE-SSW, alineadas con la posible prolongación hacia el norte de la traza principal de la falla de Teruel. También se ha constatado la existencia de pliegues asociados a las mismas cuyas charnelas se orientan de manera similar. Asimismo, los datos de buzamiento tomados aportan información acerca de los diferentes basculamientos de materiales cuaternarios, probablemente causados por la actividad de las fallas.

5.1.2. Estructuras a escala de afloramiento

A) *Talud de la autovía A-23*

La construcción de la autovía A-23, también denominada autovía Mudéjar, sacó a la luz un extenso corte en el que pueden apreciarse diferentes estructuras de deformación que afectan tanto la Terraza Media como a la unidad Rojo 3 (Fig. 6). Se trata de un talud de entre 3 y 6 m de altura que aflora desde el kilómetro 117,4 hasta el 117,8 (Fig. 6a), a unos 2,5 km al norte de la ciudad.

En primer lugar, llama la atención la presencia de tres fallas (F1, F2 y F3) y de una zona de falla principal (ZF), todas de carácter normal y antitéticas a la falla de Concud. Las orientaciones de las tres primeras son, en gran medida, similares: (F1) 135, 74 E; (F2) 157, 66 E; y (F3) 159, 57 E (Fig. 6e). Por otra parte, la zona de falla ZF está formada por numerosas fallas y fracturas de menor tamaño que se cortan unas a otras con dos orientaciones preferentes: 012, 82 E y 025, 81 W (Fig. 6d). Aquellas fallas que muestran la primera de las orientaciones parecen coincidir, en mayor medida, con lo que aparenta ser la orientación general de la banda de falla, y el resto se disponen oblicuas a la misma y sintéticas con ella. Al buzarse en sentido contrario al de la zona de falla, su desplazamiento resulta ser inverso. Se interpretan como fallas secundarias de Riedel asociadas a la zona de falla principal. Las dos estriaciones medidas en ZF y F1, respectivamente, indican una dirección de transporte común del bloque superior hacia ENE. Además de ello, se han medido fracturas sin desplazamiento tanto en el bloque levantado de ZF (Fig. 6e), como en el bloque hundido (Fig. 6f).

El salto de la primera de las fallas (F1) es mínimo; de hecho, acomoda el desplazamiento casi en su mayor parte por medio de una estructura sinforme. Del mismo modo, la falla F2 presenta un salto aparente máximo de 90 cm, el cual se va suavizando hacia la superficie hasta el punto de ser fosilizada la falla por uno de los niveles arenosos. El salto de la falla F3 también es visible y medible en el afloramiento, ya que el nivel conglomerático al que afecta está desplazado unos 3 m. Sin embargo, el salto producido por ZF no es medible, ya que pone directamente en contacto la Terraza Media con las unidades del Rojo 3. No obstante, se ha procedido a proyectar gráficamente la base de la Terraza Media, de la manera más coherente posible, de forma que nos permitiese calcular su salto aparente (Fig. 6a). El valor mínimo obtenido es de unos 12 m.

La orientación de la serie en el extremo este del corte es de 150, 05 W, mientras que a medida que los niveles se aproximan a la zona de falla van perdiendo buzamiento para llegar luego a buzarse 17° E. Se trata de una estructura sinforme, que probablemente acomoda parte del desplazamiento provocado por ZF. La serie mantiene la misma orientación en el bloque levantado de la zona de falla y, dado que hacia el suroeste pasa a buzarse menos de 5°, conforma un pliegue de tipo monoclinial (Fig. 6a,b,c). Integrando el desplazamiento asociado a todas estas estructuras individuales (F3, ZF, sinclinal y monoclinial) se obtiene un salto aparente total de unos 18 m.

UNA POSIBLE PROLONGACIÓN SEPTENTRIONAL DE LA FALLA DE TERUEL
Y SU INTERACCIÓN CON LA FALLA DE CONCUD

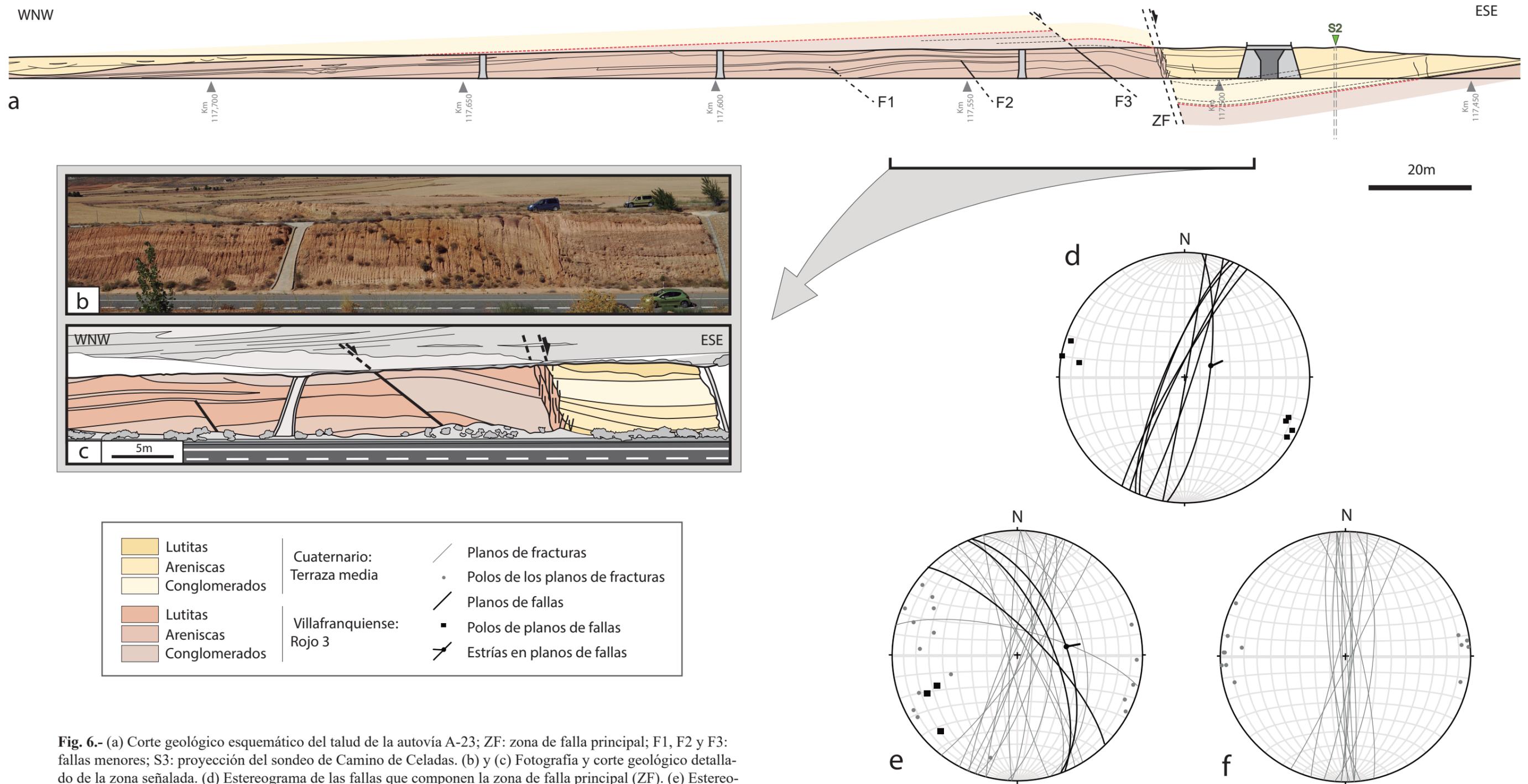


Fig. 6.- (a) Corte geológico esquemático del talud de la autovía A-23; ZF: zona de falla principal; F1, F2 y F3: fallas menores; S3: proyección del sondeo de Camino de Celadas. (b) y (c) Fotografía y corte geológico detallado de la zona señalada. (d) Estereograma de las fallas que componen la zona de falla principal (ZF). (e) Estereograma de las fallas menores (F1, F2 y F3) y fracturas del bloque levantado. (f) Estereograma de las fracturas del bloque hundido.

A) Las Ramblillas

El corte de Las Ramblillas (Fig. 7), en la margen derecha del Alfambra y a unos 2 km al norte de Teruel, se extiende unos 800 m en dirección WSW-ENE. En él pueden observarse varias estructuras afectando tanto al Cuaternario, en concreto a la Terraza Media del río Alfambra, como a los materiales villafranquienses subyacentes. Este nivel de Terraza Media cuenta con una datación absoluta reciente mediante luminiscencia óptica (OSL) que indica una edad de 206 ± 20 ka (Santonja *et al.*, 2014).

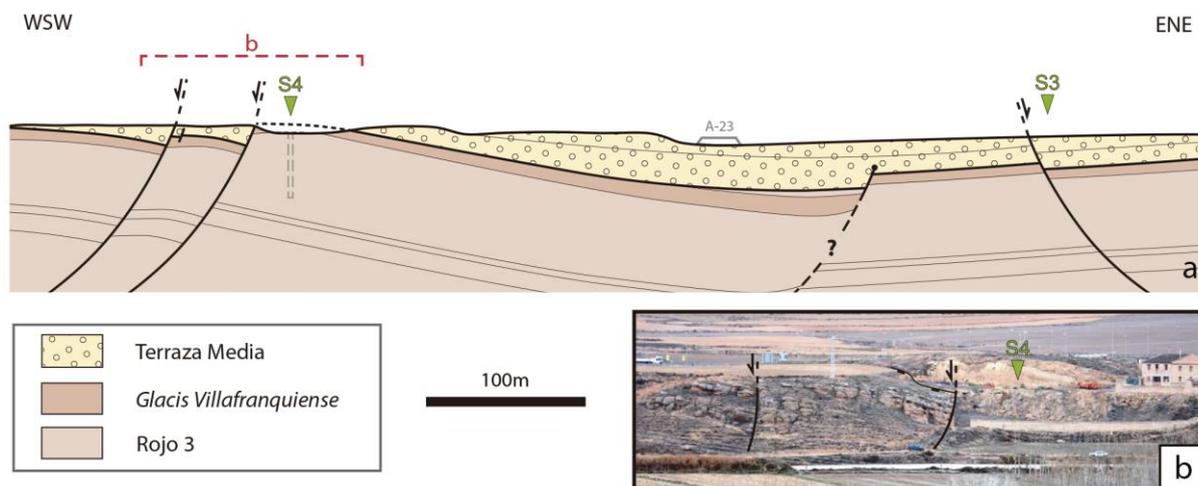


Fig. 7.- (a) Corte geológico de Las Ramblillas; S3 y S4: proyecciones de los sondeos de Viaducto y Las Ramblillas, respectivamente. (b) Desplazamiento y basculamiento del Villafranquiense y del Cuaternario provocados por las fallas de la parte occidental de Las Ramblillas

En su parte más occidental (Fig. 7a), dos fallas sintéticas a la de Concud cortan a la Terraza Media y la separan en varios bloques basculados en *roll-over* entre 10° y 18° hacia el noreste. Se trata de fallas normales con saltos métricos, en el caso de la falla situada más al WSW, y decamétricos, en el caso de la falla situada más al ENE. Esta última falla presenta además una orientación $157, 48$ W y estrías con cabeceo 70 S (Simón *et al.*, 2016b). Aparte de estas fallas, aflora en superficie un tercer plano de rotura situado en la parte oriental del corte, antitético a la falla de Concud y con un salto visible de 3 m.

Gracias a la cercanía del corte al sondeo de Las Ramblillas (S4), cuya columna estratigráfica se detalla en el Anexo I, hemos podido utilizar dicho sondeo para la reconstrucción del corte. La base de la Terraza Media en la parte occidental del corte se encuentra aproximadamente 5 m sobre la boca de sondeo, y por debajo sólo se ha reconocido Rojo 3. La proyección de la columna estratigráfica del sondeo Viaducto (S3), también detallada más adelante (Fig. 14 y Anexo II), aunque más alejada del corte, también ha sido tenida en cuenta para situar la base de la terraza; se ha considerado que estaría algo más somera, dado que el corte está más alejado del cauce del río Alfambra. De cualquier modo, significa un descenso considerable de la serie, la cual, en la parte ENE, pasa a orientarse $115, 08$ S. Se trata, por tanto de un sinclinal en cuyo núcleo el espesor de Terraza Media es anómalamente alto, comparado con los 15-20 m que suele tener. Este hecho podría explicarse por la posible existencia de una falla ciega, similar a las de la parte WSW y sintética a la de Concud, que desplazase la serie lo suficiente para que su bloque levantado presentase una potencia coherente y que permitiese una mayor tasa de sedimentación sintectónica en el bloque hundido.

B) Cuesta de la Bajada

Al sur de Las Ramblillas, 1 km al norte de Teruel, se encuentra la Cuesta de la Bajada, un camino que desciende al río Alfambra. El área en que se engloba, de unos $0,4$ km², puede dividirse en

dos sectores: noreste y suroeste. Es en este último en el que se sitúan una gravera activa que proporciona buenos afloramientos y, de manera contigua, el yacimiento *Cuesta de la Bajada*. En el sector noreste, más alto topográficamente del suroeste, aflora la Terraza Inferior, mientras que en el suroeste afloran materiales atribuibles a la Terraza Media situados por debajo de los anteriores. Esta atribución puede hacerse gracias a una datación por micromamíferos (Pleistoceno Medio; Moissenet, 1985), las dataciones arqueológicas del yacimiento *Cuesta de la Bajada* (Paleolítico Medio; Santonja *et al.*, 2014) y varias por OSL en el nivel arqueológico principal del mismo yacimiento (entre 350 ± 49 y 206 ± 20 ka; Santonja *et al.*, 2014). Estudios más recientes afirman que, de entre las edades propuestas por Santonja *et al.* (2014), la más fiable estaría comprendida entre 264 ± 22 y 293 ± 24 ka (Arnold *et al.*, 2016), ligeramente más antigua que las dataciones que existen para el techo de la Terraza Media (entre 250 ± 32 y 116 ± 4 ka; Arlegui *et al.*, 2005; Gutiérrez *et al.*, 2008).

○ **Sector noreste**

Se trata de un afloramiento de extensión considerable de la Terraza Inferior donde se distinguen tres cerros artificiales en los que se observan numerosas evidencias de deformación frágil. Nos centraremos en el más relevante, un cerro de planta rectangular flanqueado por frentes de gravera, de dimensiones 25 x 60 m y una altura media de sus taludes de 5 m.

Se han podido distinguir hasta dieciséis fallas normales en tres de sus lados: una de ellas es una zona de falla principal, seis son sintéticas a ésta y nueve son antitéticas. De estas dieciséis fallas, ya sólo doce afectan al talud de 25 m dispuesto en dirección SW-NE (Fig. 8). Sin embargo, sólo se han podido documentar trece fallas (Fig. 8d), diez de ellas en dicho talud. Los criterios seguidos para identificarlas han sido estratigráficos, por el desplazamiento tanto de su estrato lutítico basal como de los diversos niveles lutíticos intercalados en el paquete conglomerático; también se han hallado cantos de gravas reorientados dando lugar a pequeñas zonas de falla. De igual modo, se han medido fracturas sin movimiento y, en ocasiones, con precipitaciones de carbonato (Fig. 8c,d). El estereograma resultante (Fig. 8d) muestra dos familias de orientaciones preferentes dispuestas a aproximadamente 40° , lo cual se ajusta al modelo de Anderson (1951) de fallas conjugadas normales. A partir de ellas podría inferirse un sistema de esfuerzos hipotético con un σ_1 prácticamente vertical y σ_3 orientado SW-NE, si bien al carecer de datos de estrías esta interpretación no es del todo sólida.

Algunas de estas fallas desplazan de manera clara los niveles de lutitas, con saltos que van desde 10 cm hasta los 110 cm, siendo los más comunes en torno a 20 cm. Otras, en cambio, no desplazan marcadores que nos permitan medir su desplazamiento; es el caso de la zona de falla principal y de una antitética situada al SW. No obstante, ambas afectan al estrato basal de lutitas marrones, por lo que, considerando que éste ha sido desplazado por la falla antitética hasta un punto inmediatamente después de la parte no aflorante y manteniendo la orientación general de la serie, se ha proyectado su posible disposición permitiendo estimar un valor de salto mínimo de 2,4 m (Fig. 8b).

El buzamiento general de la Terraza Inferior en este afloramiento es de entre 8° y 10° hacia el ENE. Sin embargo, varios de los bloques que quedan delimitados por las fallas acomodan el desplazamiento por medio de ligeros basculamientos hacia ellas, reconocibles sobre todo en los niveles lutíticos, y que interpretamos como estructuras en *roll-over*. En casos como el del bloque C (Fig. 8b), el espesor de las lutitas crece hacia el plano de falla, lo que sugiere una posible sedimentación sintectónica.

Finalmente, cabe destacar que la zona de falla principal, orientada $138, 53^\circ$ W, aflora tanto en dicho talud como en su opuesto, por lo que se trata de una falla que se extiende, como mínimo, 60 m hacia el NW.

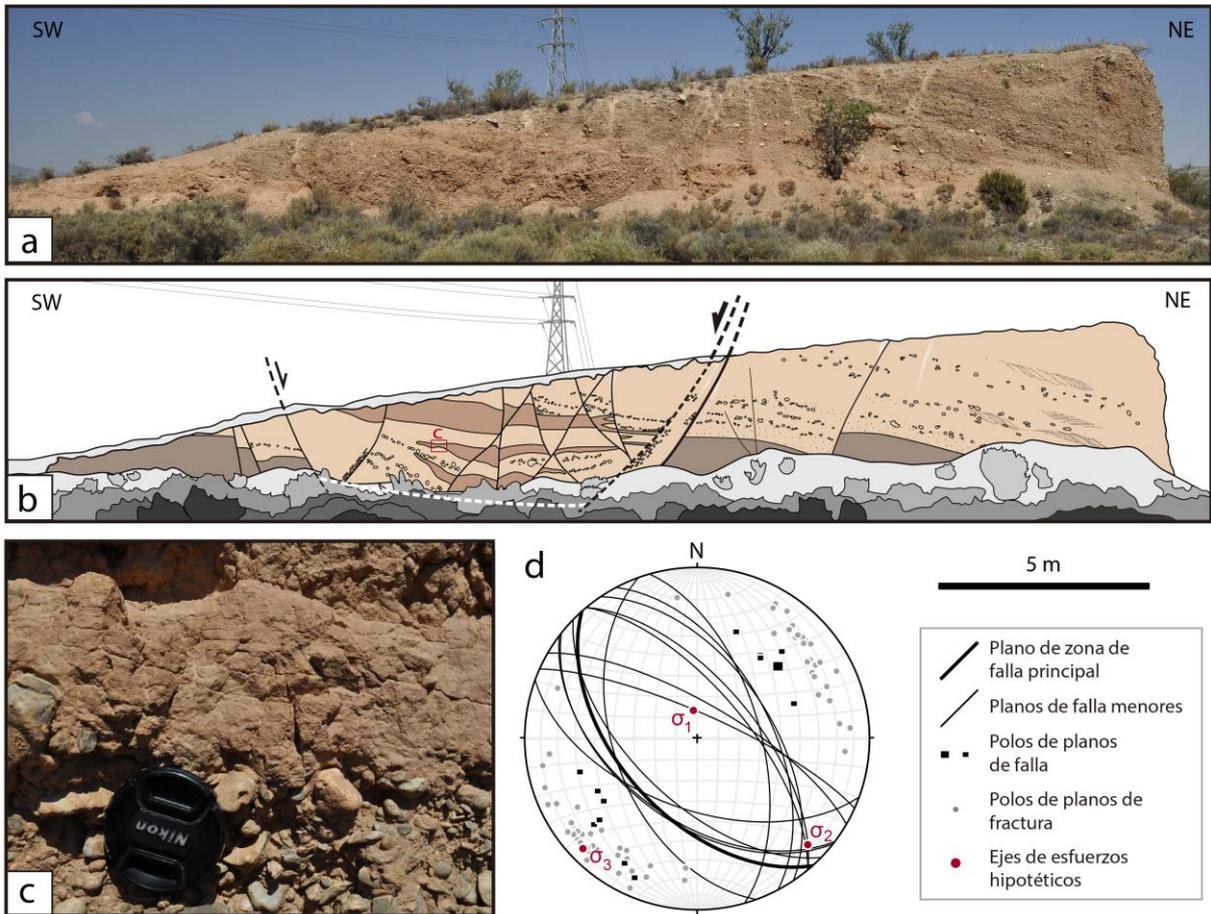


Fig. 8.- (a) y (b) Fallas normales en gravas (marrón claro en el corte) y lutitas (marrón oscuro) del talud principal del sector noreste de Cuesta de la Bajada. (c) Detalle de fracturas de geometría conjugada. (d) Estereograma de los elementos estructurales medidos e inferidos en el afloramiento.

○ *Sector suroeste*

En este sector los cortes artificiales realizados por la actividad de la gravera han dejado aflorar planos de estratificación muy netos de niveles de la Terraza Media, que nos han permitido identificar fallas a diferentes escalas.

El buzamiento de las capas varía: de suroeste a noreste, pasa de ser 139, 13 W a 149, 28 E y, finalmente, 156, 12 W. Esta disposición se explicaría por la posible presencia de una falla (Fig. 9) que interrumpiría las capas y las bascularía en *roll-over* en el bloque hundido. La localización de esta falla es poco clara debido a las labores de la propia gravera, pero se ha visto que los conglomerados de ambos lados (A, C) difieren en muchas de sus características, por lo que se trata de niveles diferentes, mientras que las lutitas (B) sí que se asemejan a un lado y a otro. Finalmente, proyectando en profundidad los contactos entre los estratos, se ha podido estimar un salto mínimo de unos 7 m.

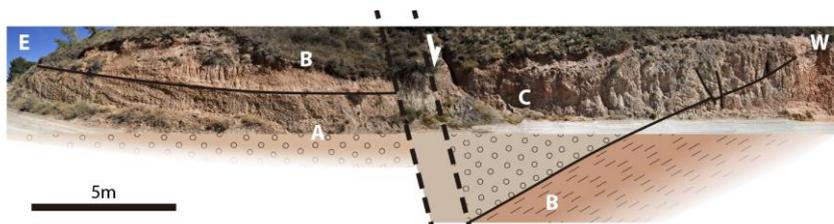


Fig. 9.- Falla interpretada del sector suroeste de Cuesta de la Bajada; A: conglomerados marrones poco cementados con estratificación cruzada; B: lutitas marrones; C: conglomerados grises-marrones bastante cementados.

Asimismo, se han medido algunas fallas menores con desplazamientos decimétricos, todas ellas en el bloque hundido de la falla interpretada (Fig. 10), y cierta cantidad de fracturas. En el estereograma de la Figura 13 puede verse que las fracturas podrían ajustarse geoméricamente al modelo de Anderson (1951) de fallas conjugadas normales, pero sin contar con el dato de las estrías de deslizamiento. En tal caso, el eje σ_1 inferido sería casi vertical y σ_3 se orientaría SE-NW. Las fallas posiblemente no se ajustan al modelo anterior dado que están basculadas por el *roll-over* de la falla.

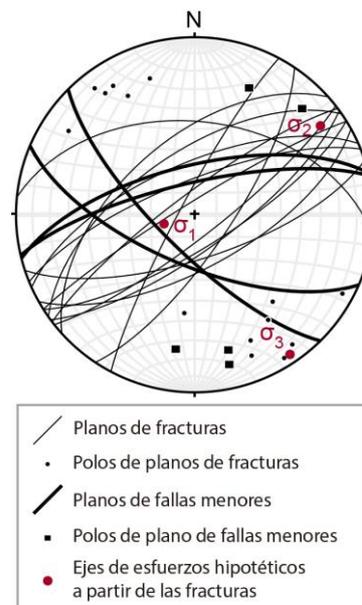


Fig. 10.- Estereograma con los planos de fracturas, fallas, polos de ambas y ejes de esfuerzos hipotéticos en el sector suroeste de Cuesta de la Bajada

C) Noroeste de El Planizar

El área de El Planizar se ha elegido como localización del nuevo hospital de Teruel. Las excavaciones hechas para ese fin muestran una nula deformación de los depósitos de la Terraza Inferior. En cambio, 600 m al noroeste encontramos otro retazo del subnivel bajo de la Terraza Media, en un corte de aproximadamente 100 m de longitud y 5 m de altura donde las capas de gravas, arenas y lutitas buzan 18° al NW (Fig. 11), una orientación diferente de la del entorno y probablemente representativa del monoclinal de acomodación.

Dada la morfología y extensión del afloramiento, no es posible evaluar directamente la variación de altura total que supone su basculamiento. Es por ello que se ha procedido a medir diferencias de altura entre puntos de distintos estratos y sumar los valores obtenidos. El resultado ha sido una diferencia de altura total de 18,2 m.

De tratarse de un monoclinal homogéneo, cuyo crecimiento ha estado supeditado al movimiento de la falla de Concud, y teniendo en cuenta que la tasa media de la misma durante el Pleistoceno Superior era de 0,29 mm/año (Simón *et al.*, 2016a), el salto total en las unidades afectadas por el monoclinal podría estimarse en 26 m. En esta pequeña zona se ha acomodado, por tanto, una buena parte del basculamiento total de la rampa de relevo, a pesar de representar espacialmente sólo una pequeña fracción de los 3 km en dirección NNW-SSE que abarcaría la zona de relevo.



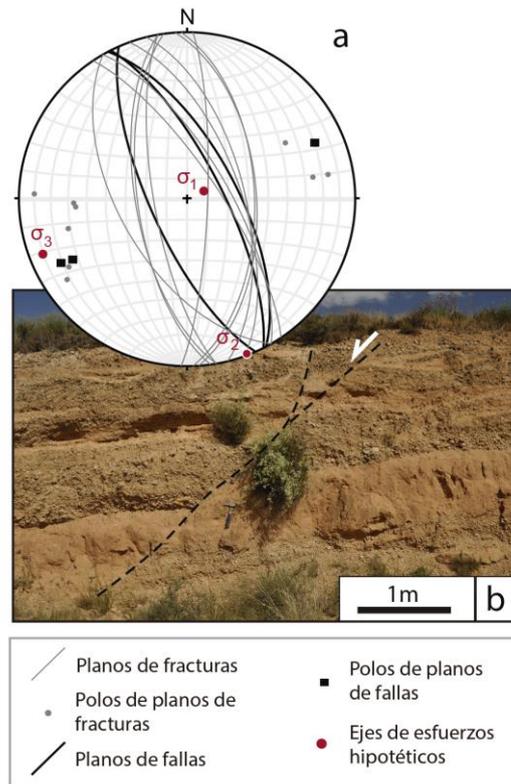
Fig. 11.- Basculamiento hacia el NW del subnivel bajo de la Terraza Media del río Alfambra al noroeste del Planizar

D) El Chantre

La Masía El Chantre se localiza a 2 km al noroeste de la ciudad, en una zona alejada, en cierta medida, de la zona de relevo entre la falla de Teruel y la de Concud. En las inmediaciones de la misma afloran retazos de la Terraza Inferior y de la Terraza Media.

En su zona sur, la Terraza Inferior se sitúa a 15 m de altura respecto al cauce del río, y la orientación de sus diferentes niveles es de 160, 10 E. Los taludes artificiales que se excavaron en ese punto presentan, de nuevo, ciertas evidencias de deformación frágil. Son tres las fallas que desplazan los niveles de lutita y conglomerado, con saltos visibles de 75, 30 y 25 cm, respectivamente (Fig. 12a,b). Asimismo, existen fracturas (Fig. 12a) cuyos planos, junto con los de las fallas, se disponen a 45°, de media, unos de otros. Se ajustan, por tanto, al modelo de Anderson (1951) de fallas conjugadas normales, pero sin contar estrías de deslizamiento. En tal caso, σ_1 sería casi vertical y σ_3 se orientaría WSW-ENE, de manera bastante similar a las de la Terraza Inferior del afloramiento noreste de la Cuesta de la Bajada.

Fig. 12.- (a) Estereograma con los planos de falla y fracturas, sus polos y los ejes de esfuerzos hipotéticos. (b) Falla con salto de 75 cm.



E) Parador

Finalmente, cabe destacar un último punto de interés situado cerca del Parador de Teruel, en el desvío de la carretera nacional N-420 hacia la N-240 (kilómetro 122,9). Se trata de materiales de la Terraza Media, situada aquí 40 m por encima del río Alfambra. Los taludes artificiales excavados en la misma dejaron aflorar una significativa falla normal orientada 096, 60 S y sus estructuras asociadas (Fig. 13). Su salto no es directamente visible, pero presenta una cuña coluvial considerable así como una estructura en *roll-over* sinsedimentaria (según se infiere de la leve discordancia angular reconocible en el bloque hundido).

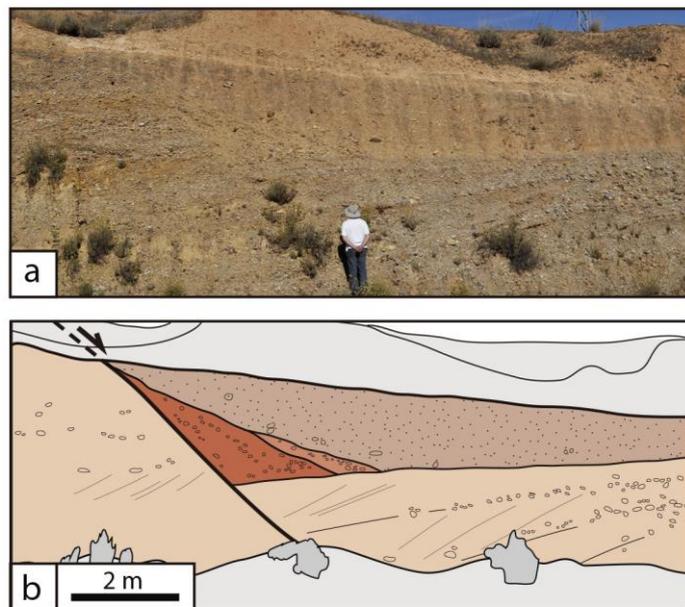


Fig. 13.- (a) y (b) Fotografía y corte esquemático de la falla del Parador y de sus estructuras asociadas.

5.2. Información del subsuelo

5.2.1. Columnas estratigráficas de los sondeos

Las columnas estratigráficas, e información añadida, obtenidas a partir de los tres sondeos realizados para el proyecto anteriormente comentado, son las presentadas en la Figura 14. Todos ellos se han realizado dentro de la zona de relevo y en la margen derecha del río Alfambra. En la Figura 5, puede observarse de manera más directa su situación y, en el Anexo II, se especifican las características de cada uno.

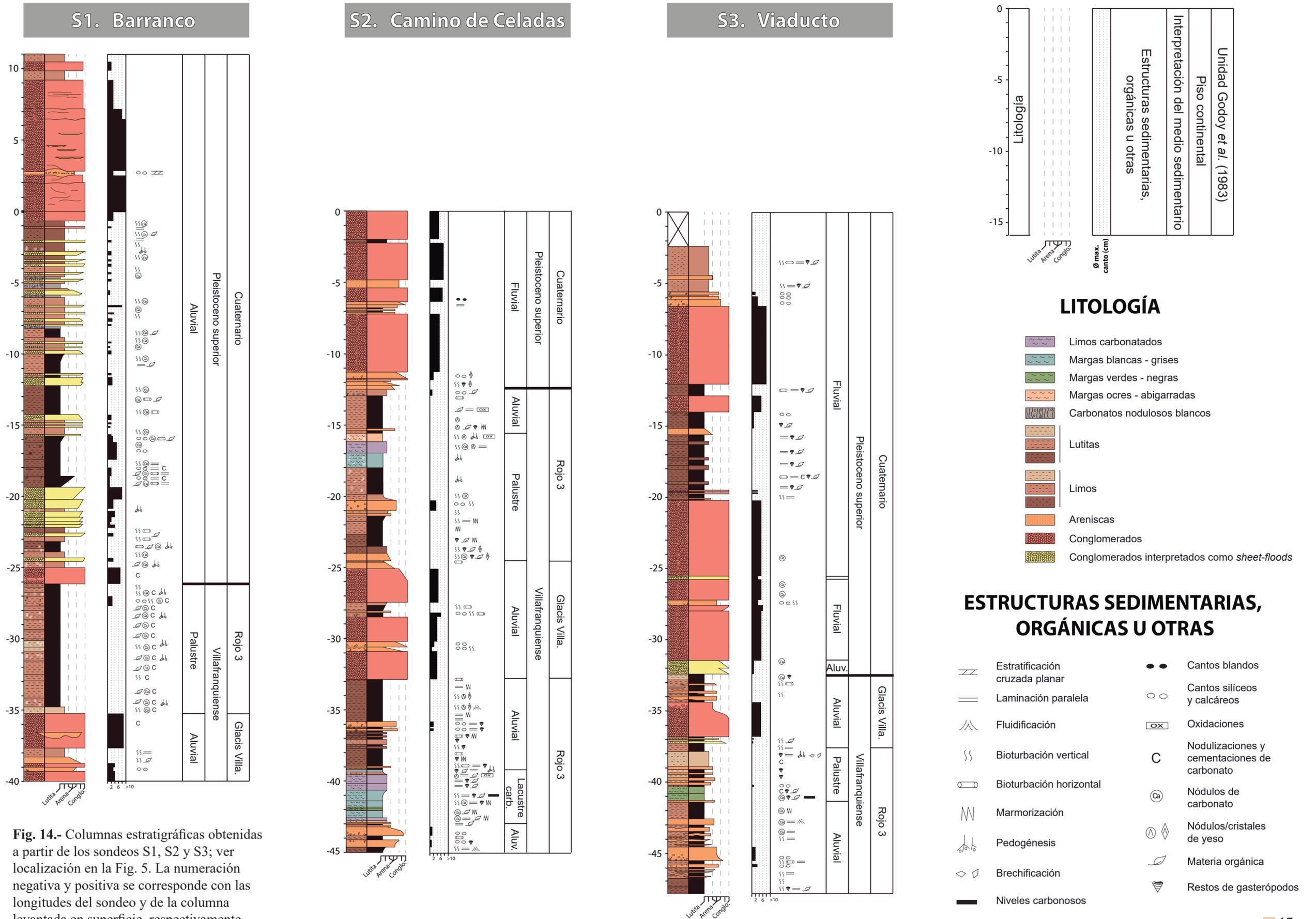


Fig. 14.- Columnas estratigráficas obtenidas a partir de los sondeos S1, S2 y S3; ver localización en la Fig. 5. La numeración negativa y positiva se corresponde con las longitudes del sondeo y de la columna levantada en superficie, respectivamente

Asimismo, ha sido de especial interés un cuarto sondeo, el de Las Ramblillas (S4). En el Anexo I se muestra su columna estratigráfica y descripción realizadas por Ezquerro *et al.* (2016). Todo ello ha aportado información del subsuelo de la zona de relevo complementaria a la de los otros tres sondeos.

5.2.2. Magnetometría

Los perfiles aislados de orientación E-W obtenidos en la primera de campaña de prospección geofísica mostraron pequeñas anomalías difícilmente reconocibles. Fue necesaria una segunda campaña más exhaustiva para poder integrar todos los perfiles obtenidos y, de esta forma, obtener un mapa de variaciones de intensidad del campo magnético en el que evaluar la distribución de estas anomalías (Fig. 15). Para más detalles de los mapas ir al Anexo III.

Esta segunda campaña se había realizado tanto para la medida de intensidad como para la de gradiente vertical de campo magnético, y fue esta última la que mostró mayores anomalías con variaciones de hasta 20 nT. Una vez excluidas aquéllas de claro origen antrópico, como por ejemplo la Vía Verde Ojos Negros-Sagunto, las más importantes son tres: (1) un incremento de la intensidad de campo magnético en el sector occidental del área prospectada, con variaciones de hasta 12 nT; (2) un descenso generalizado, de tipo dipolar, en el sector NE, que seguramente continúe más hacia el este; (3) un incremento en el sector SE similar al de la parte occidental pero con rangos de hasta 8-10 nT.

A primera vista, el paso de la anomalía 2 a la 3 es progresivo, por lo que podría tratarse de factores de tipo litológico o topográfico. Sin embargo, en la parte central sus isóneas se orientan en dirección N-S y desplazan las pequeñas variaciones que existen dentro de ellas. Definen así una primera alineación N-S. Por otro lado, el límite oriental de la anomalía 1 supone un cambio rápido y neto de las propiedades magnéticas del subsuelo, descartando que se trate de cambios litológicos subsuperficiales. También se descartan los factores topográficos, dado que en este punto el relieve no conforma ningún accidente significativo. Se trata de una segunda alineación, en este caso más marcada que la primera. Teniendo en cuenta que las variaciones de las propiedades magnéticas son similares tanto en su parte norte como en la sur, posiblemente abarque una longitud total de unos 800 m con dirección aproximada 174°.

6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

6.1. Correlación de las columnas estratigráficas de los sondeos

La identificación de las diferentes unidades de Godoy *et al.* (1983) ha permitido correlacionar las cuatro columnas estratigráficas de los sondeos (S1, S2, S3 y S4). El resultado se muestra en la Figura 16 (ver Anexo IV para más detalles). Se han tenido en cuenta tanto las estructuras presentes, en concreto dos de las fallas de Las Ramblillas, como los buzamientos de los diferentes niveles.

De esta forma, se han podido observar cuatro posibles factores que determinan la geometría de los materiales de la zona de relevo:

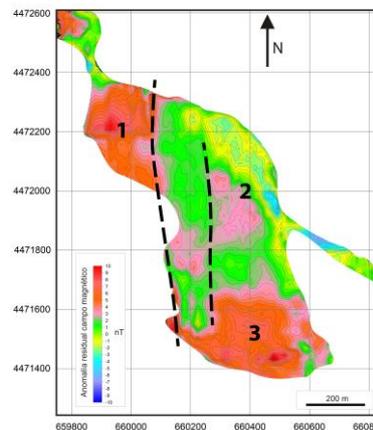


Fig. 15.- Mapa de variaciones de intensidad del campo magnético en la parte norte de la zona de relevo. Se señalan las anomalías más importantes y las alineaciones. La escala de color abarca de 10 a -10 nT. Para más detalles, ir al Anexo III.

- (1) El sistema de *glacis villafranquienses* no se encaja en las lutitas del Rojo 3 sino que se superpone a ellas o está interdigitado de manera concordante. Ambas unidades ocupan en la región la misma posición cronoestratigráfica y evolutiva: una posición previa al encajamiento de la red fluvial cuaternaria.
- (2) El sistema de *glacis villafranquienses* y la unidad Rojo 3 han sufrido un menor basculamiento por *roll-over* que la base de la unidad Páramo 2. Teniendo en cuenta el mapa de contornos estructurales (Fig. 4), los cálculos geométricos de la correlación entre los sondeos S1-S3 y S2-S1, donde no existen estructuras que afecten al basculamiento, así lo indican.
- (3) Dentro del sistema de terrazas cuaternarias, la Terraza Media aparece discordante sobre los materiales villafranquienses y, en varios puntos, paraconforme sobre ellos viéndose afectada por las mismas estructuras de deformación. Esto permite pensar que la deformación es esencialmente posterior al Pleistoceno medio.
- (4) La Terraza Media se ve engrosada hacia el cauce del río Alfambra, hecho que es coherente con la propia sedimentación fluvial, pero que también podría deberse en parte al basculamiento en *roll-over* del bloque hundido de la falla de Concud.
- (5) El conjunto de abanicos aluviales cuaternarios ligados al escarpe de la falla de Concud, dentro de los cuales existen numerosos lóbulos de grava identificados como procesos sedimentarios de tipo *sheet flood*, se hace más evidente cuanto más nos acercamos a la misma. Se trata, por tanto, de un cuerpo aluvial que procede del NNE y se acuña hacia el SSW.

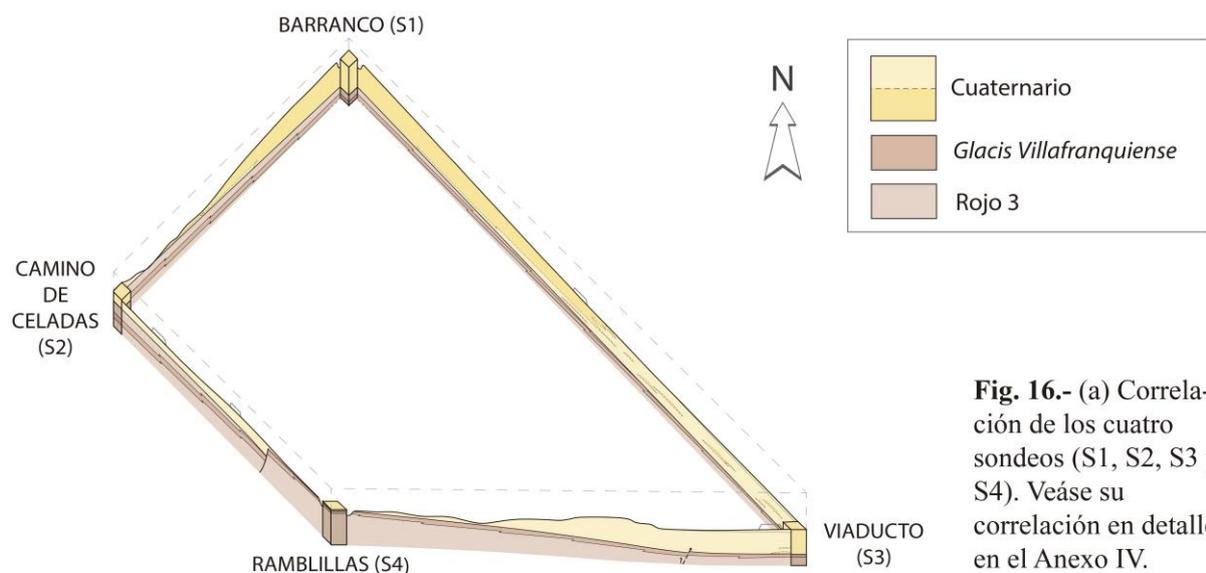


Fig. 16.- (a) Correlación de los cuatro sondeos (S1, S2, S3 y S4). Véase su correlación en detalle en el Anexo IV.

6.2. La zona de relevo

6.2.1. Síntesis de la estructura

Tras recopilar todas las estructuras cuaternarias localizadas dentro de la zona de relevo, interpretamos que éstas son la representación superficial de algún tipo de interacción entre las fallas de Concud y Teruel. En el mapa de la Figura 17 se señalan las estructuras que ya habían sido estudiadas con anterioridad, fundamentalmente por Lafuente (2011), y las nuevas que se aportan en este trabajo, tanto las observadas en campo como las inferidas gracias al estudio estructural en superficie y a la prospección geofísica.

En el presente trabajo, se descarta que dicha interacción se produzca por medio de una falla de transferencia que quiebre transversalmente la zona de relevo por El Planizar, dado que no se ha encontrado ninguna evidencia de ello. Dicha hipótesis fue inicialmente planteada, pero asimismo

descartada, por Lafuente *et al.* (2011a). El área de El Planizar no presenta deformación de ningún tipo, y es al NW del mismo donde parece concentrarse la mayor parte del basculamiento cuaternario identificado con el monoclinal o rampa de relevo entre las fallas.

Por el contrario, evidencias de rupturas recientes longitudinales sí que las encontramos repartidas por toda la zona de relevo, y más en concreto en su parte norte. Un conjunto de fallas sintéticas y antitéticas a las fallas de Conclud y Teruel, acompañadas de pliegues de acomodación, se alinean de manera clara con la prolongación hacia el norte de la traza principal de la falla de Teruel (Fig. 17). A pesar de no disponer de buenos afloramientos cercanos a su *tip point* en superficie, estas estructuras van haciéndose más evidentes y paralelas a la falla cuanto más hacia el norte. La localización, dirección y características de algunas de ellas, como es el caso de las fallas sintéticas a la de Teruel, ha permitido interpretar las conexiones entre las trazas de las mismas.

Las dos alineaciones N-S obtenidas gracias a la prospección geofísica serían coherentes con este sistema de fallas. La situada más al este, teniendo en cuenta que es más débil que la otra, sería una posible falla sintética a la de Teruel similar a las de Las Ramblillas o Cuesta de la Bajada. Por otro lado, la marcada alineación del oeste se intersecta de manera clara con la falla de Conclud, coincidiendo con la brusca terminación de la rama sur de la misma y con un requiebro en el escarpe morfológico. Se trataría de una posible falla de transferencia de la falla de Conclud.

En el caso de la falla del Parador, que se encuentra más alejada de la zona de relevo, su dirección E-W es similar a la de una de las dos familias de fallas y fracturas de la macroestructura de Los Mansuetos-Valdecebro.

6.2.2. Interpretación cinemática y dinámica

A partir del Plioceno medio, como consecuencia de la última etapa de *rifting* asociada a la apertura del Surco de Valencia (Álvaro *et al.*, 1979; Simón, 1983; Capote *et al.*, 2002), tiene lugar la inversión negativa que da lugar a la falla extensional actual de Conclud. Esto ocurre tras un periodo de arrasamiento generalizado del relieve bajo la denominada *Superficie de Erosión Fundamental* (Peña *et al.*, 1984) y de relleno simultáneo de la cuenca neógena de Teruel (Simón, 1982, 1983). Ya hemos explicado cómo la falla de Conclud corta dicho relleno, interrumpe la sedimentación en el bloque levantado y la mantiene en el hundido durante buena parte del Plioceno superior y Pleistoceno. La subsidencia especialmente importante cerca de su extremo meridional mantiene incluso un depocentro palustre hasta el Pleistoceno inferior.



Fig. 17.- Síntesis de las estructuras de la zona de relevo y de las fallas de Conclud y Teruel

Según Lafuente (2011) y Lafuente *et al.* (2011a), los indicios de una posible propagación de la falla de Teruel hacia el norte son posteriores al Pleistoceno Medio. Este hecho se ve reforzado con los resultados obtenidos en el presente trabajo, dado que la gran mayoría de las estructuras de deformación afectan directamente a la Terraza Media. No obstante, podemos asegurar que la deformación continuó también después del Pleistoceno superior afectando a la Terraza Inferior, como hemos visto en el sector noreste de Cuesta de la Bajada.

La cinemática correspondiente al movimiento extensional dentro de la zona de relevo está poco definida, dadas las escasas estrías de falla encontradas. A pesar de ello, cabe destacar que las estrías representadas tanto en las fallas sintéticas como en las antitéticas indicarían un movimiento generalizado normal casi puro de las estructuras. Las estrías medidas (Fig. 6d,e) indican una dirección de transporte común hacia el ENE, que es la propia de la Falla de Concud (Simón *et al.*, 2016b).

Para estudiar el comportamiento dinámico de la zona de relevo se han de tener en cuenta los campos de esfuerzos principales de toda la Cordillera Ibérica. Durante el Mioceno superior, el *rift* del Surco de Valencia indujo una dirección de extensión neta WNW-ESE, y durante el Plioceno superior-Cuaternario el campo evoluciona a la extensión radial o multidireccional con σ_3 WSW-ENE (Simón, 1982, 1989). Sin embargo, existen claras evidencias de que estas dos direcciones de extensión se alternan o coexisten durante todo el Neógeno y el Cuaternario en el NE de la Península Ibérica (Cortés, 1999; Cortés *et al.*, 2000).

Respecto a las direcciones de extensión inferidas en este trabajo a partir de fallas a escala de afloramiento, se ha visto que predomina la dirección de extensión WSW-ENE y, localmente (sector suroeste de Cuesta de la Bajada), una NNW-SSE que podría representar un intercambio de los ejes σ_2 y σ_3 que es común en el régimen de extensión radial o multidireccional (Simón, 1989).

6.3. Relación entre las fallas de Concud y Teruel: ¿posible prolongación de la Falla de Teruel hacia el norte?

A pesar de que se trate de dos fallas que se sitúan espacialmente tan próximas, existen dos diferencias principales entre las fallas de Concud y Teruel. En primer lugar, presentan distintas direcciones de transporte medias, ya que la de Concud es N 220° E y la de Teruel es N 271° E (Lafuente *et al.*, 2011a). En segundo lugar, el análisis de sus curvas de distribución de saltos llevado a cabo por Lafuente (2011) y Lafuente *et al.* (2011a) a partir del mapa de contornos estructurales (Fig. 4) sugiere que en la distribución de saltos de la falla de Concud existen dos máximos, siendo el más acusado el del extremo sureste, mientras que la distribución de saltos de la falla de Teruel es generalmente simétrica.

En el presente trabajo, hemos expuesto tres factores más que habría que tener en cuenta:

- (i) No se dispone de evidencias de ruptura superficial en la parte sur de la zona de relevo (cercanas al extremo septentrional de la falla de Teruel) similares a las orientadas NNW-SSE de la parte norte.
- (ii) Se han encontrado tanto fallas sintéticas como antitéticas alineadas con la prolongación hacia el norte de la traza principal de la falla de Teruel.
- (iii) La información cinemática de la parte norte de la zona de relevo indica que las direcciones de transporte de algunas de estas estructuras es similar a la de la falla de Concud (hacia el ENE).

Todos estos factores, sumados a las dos diferencias comentadas anteriormente, sugieren que las fallas de Concud y Teruel son estructuras independientes; no interaccionan ni cinemática ni geoméricamente. Sin embargo, dada su proximidad, algunos autores exponen que sí que interaccionan entre ellas pero de manera mecánica (Lafuente *et al.*, 2011a), hecho que también se ve reforzado en

este trabajo. A día de hoy, se encuentran en un estadio intermedio entre la independencia completa y la coalescencia, un proceso que ya comenzó en el Pleistoceno medio (Lafuente *et al.*, 2011a).

6.4. Futuro previsible

Ya hemos descartado que el mecanismo de unión entre las fallas de Concud y Teruel sea por medio de una falla de transferencia en el sector de El Planizar, aunque de forma aparentemente paradójica si tenemos en cuenta la relevancia de la fracturación E-W ligada a la macroestructura contigua de Los Mansuetos-Valdecebros. Sólo queda, por tanto, la hipótesis de la propagación hacia el norte de la falla de Teruel hasta alcanzar la falla de Concud. Como ya hemos comentado, no existen evidencias sólidas de unión estructural entre ellas, pero las estructuras encontradas y analizadas en este trabajo hacen más verosímil la hipótesis de que dicha propagación se produzca en el futuro. De este modo, rompería a través de la red de fracturas de la zona de relevo y, probablemente, alcanzaría las posibles fallas de transferencia inferidas por la geofísica. El segmento de la falla de Concud correspondiente a Los Baños quedaría como una *splay fault*, probablemente inactiva (Childs *et al.*, 1995), y finalmente pasaría a tratarse de una única falla de aproximadamente 23 km de longitud (Simón *et al.* 2016b), hecho que implicaría la posibilidad de que se produjesen terremotos mayores que los generados por las dos estructuras por separado.

7. CONCLUSIONS

Due to the proximity of Concud and Teruel fault traces and to their right relay arrangement, it is considered that they interact somehow through the resultant relay zone. The hypothesis of a relay zone being cut by a transfer fault similar to the ones of the Mansuetos-Valdecebros macrostructure, has been dispelled in this study. Nevertheless, the northwards propagation of the Teruel Fault parallel to the adjacent Concud Fault is the most feasible hypothesis.

Previous studies have already explained deformation features related with the interaction between these two macrostructures: a relay ramp, which transfers their displacement through a tilting towards N or NNW, and synthetic faults aligned with the main trace of the Teruel Fault that affect fluvial terraces.

In this study we have presented new outcrops where these kind of deformation features are also shown. Surface information collected from them and results from geophysical research indicate that there is a grid of synthetic and antithetic faults aligned with the main trace of Teruel fault.

There are five facts that take us to reaffirm that the Concud and Teruel faults still are independent structures from the geometrical and kinematical point of view, regarding:

- 1) Hanging-wall transport directions between the two main faults.
- 2) Their net slip distribution.
- 3) Absence of brittle deformation near the tip point of the Teruel Fault.
- 4) Occurrence of both synthetic and antithetic faults in the relay zone.
- 5) Similar transport directions between some minor faults and the Concud main fault.

Nevertheless, that interaction should be mechanical, as it has been since Middle Pleistocene. Both faults are in a previous stage before linkage. The northwards propagation of the Teruel Fault would leverage the grid of faults located in the relay zone, till being stopped by the Concud Fault. As a result, the total length would attain more than 23 km and the seismic hazard would increase in the region.

8. AGRADECIMIENTOS

Los sondeos mecánicos realizados en este trabajo se han financiado por el proyecto “*Evolución integrada de las estructuras extensionales recientes y el relieve de la Cordillera Ibérica centro-oriental: de las cuencas neógenas a la paleosismicidad cuaternaria*” (proyecto CGL2012-35662 del Ministerio de Economía y Competitividad; Investigador principal: José Luis Simón). Agradezco encarecidamente a L. Ezquerro y a O. Pueyo la información que me han facilitado de los sondeos mecánicos y prospección geofísica, respectivamente. También agradezco que me hayan permitido llevar a cabo la testificación de los sondeos en el Laboratorio de Hidrogeología de la Universidad.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Adrover, R. (1986): *Nuevas faunas de roedores en el Mio-plioceno continental de la región de Teruel (España)*. Interés bioestratigráfico y paleoecológico. Instituto de Estudios Turolenses, 433 pp.
- Alcalá, L. (1994): *Macromamíferos neógenos de la fosa de Alfabra-Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses-Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, 554 pp.
- 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.
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 172-177.
- Ardizzone, J., Socías, I. y Mezcuá-Rodríguez, J. (1989): *Mapa aeromagnético de España peninsular 1:1.000.000*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid. 29 pp.
- 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.
- Arnold, L.J., Duval, M., Demuro, M., Spooner, N.A., Santonja, M. y Pérez-González, A. (2016): OSL dating of individual quartz ‘supergrains’ from the Ancient Middle Palaeolithic site of Cuesta de la Bajada, Spain. *Quaternary Geochronology*, 36: 78-101.
- Bonilla, M.G. (1970): Surface faulting and related effects. En: *Earthquake Engineering* (R.L. Wiegel, ed.), Prentice-Hall, Englewood Cliffs, J.J., 47-74.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002): Alpine tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, eds). The Geological Society, London, 367-400.
- Childs, C., Watterson, J. y Walsh, J.J. (1995): Fault overlap zones within developing normal fault systems. *J. Geol. Soc. London*, 152: 535-549.
- Cortés, A.L. (1999): Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 409 pp.
- Cortés, A.L. y Casas, A.M. (2000): ¿Tiene el sistema de fosas de Teruel origen extensional? *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 445-470.
- Ezquerro, L., Luzón, M.A., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2012a): Evolución megasecuencial del relleno mio-plioceno del sector norte de la cuenca de Teruel: interacciones entre tectónica y sedimentación. En: Fernández, L.P., Fernández, A., Cuesta, A., Bahamonde, J.R. (Eds.),

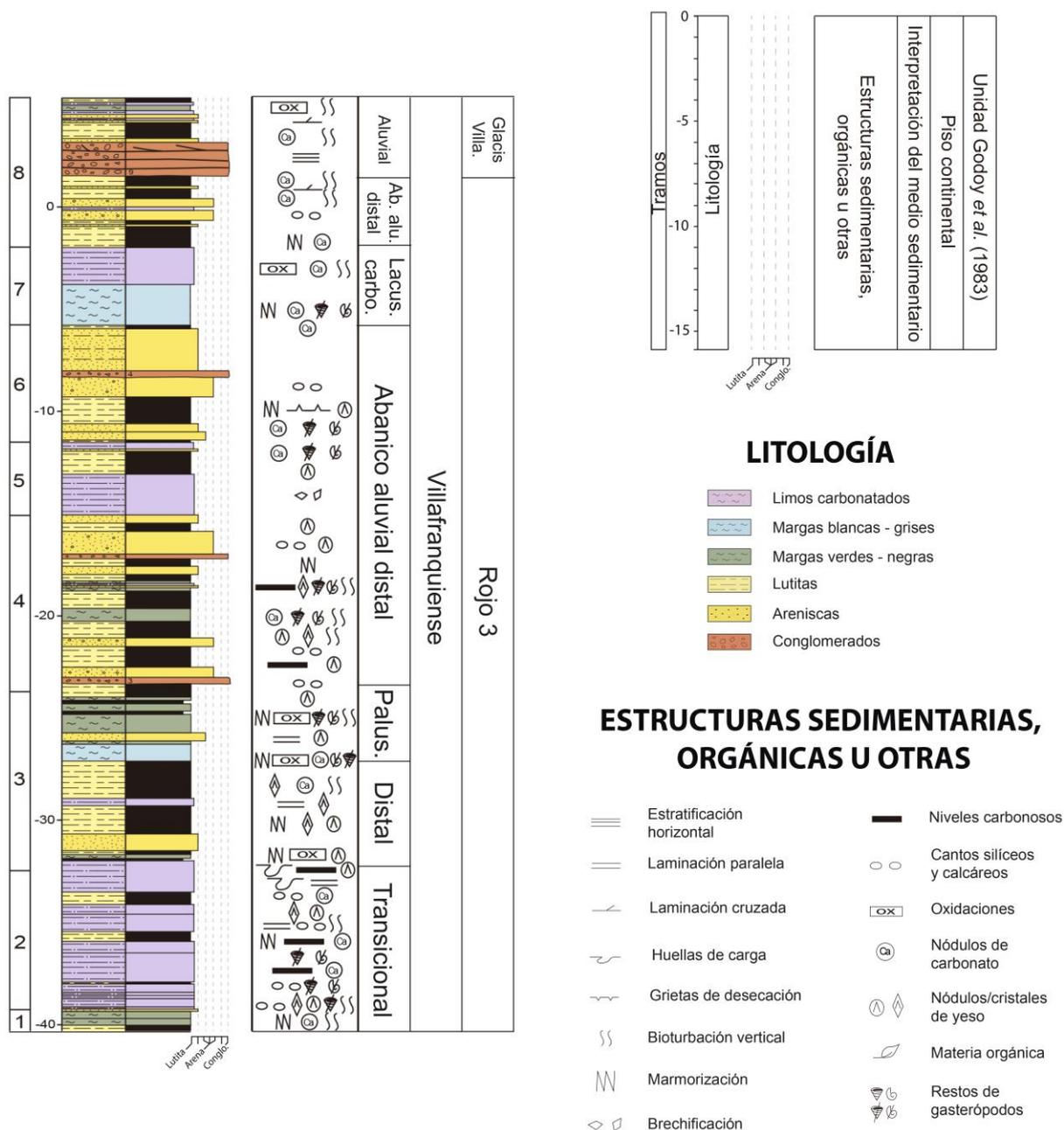
- Resúmenes extendidos del VIII Congreso Geológico de España*, Geotemas 13, Oviedo: 171-174.
- Ezquerro, L., Lafuente, P., Pesquero, M.D., Alcalá, L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Luque, L., Rodríguez Pascua, M.A. y Simón, J.L. (2012b): Una cubeta endorreica residual Plio-pleistocena en la zona de relevo entre las fallas de Conclud y Teruel: implicaciones paleogeográficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 25: 157-175.
- Ezquerro, L., Luzón, M.A., Navarro, M., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2014): Climatic vs. tectonic signal in the Neogene extensional Teruel basin (NE Spain), base don stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$) and megasequential evolution. *Terranova* (en prensa). DOI 10.1111/ter.12101.
- Ezquerro, L., Moretti, M., Liesa, C.L., Luzón, A., Pueyo, E.L. y Simón, J.L. (2016): Controls on space-time distribution of soft-sediment deformation structures: Applying palaeomagnetic dating to approach the apparent recurrence period of paleoseisms at the Conclud Fault (eastern Spain). *Sedimentary Geology* (en prensa).
- 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. (1983): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 567 (Teruel)*. IGME, Madrid.
- 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.
- 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.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.L., 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.
- Lafuente, P (2011): *Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Conclud (Cordillera Ibérica central)*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 253 pp.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Casado, I., Ezquerro, L., Liesa, C.L., Pueyo, O. y Simón, J.L. (2011a): Geometría y cinemática de la zona de relevo entre las fallas neógeno-cuaternarias de Conclud 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 Conclud fault (Iberian Chain, Eastern Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 100: 1713-1732.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Pueyo, Ó. y Simón, J.L. (2014): Spatial and temporal variation of paleoseismic activity at an intraplate, historically quiescent structure: the Conclud fault (Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics* (en prensa).
- Lafuente, P., Rodríguez-Pascua, M.A., Simón, J.L., Arlegui, L.E. y Liesa, C.L. (2008): Sismitas en depósitos pliocenos y pleistocenos de la fosa de Teruel. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21: 133-149.
- Moissenet, E. (1982): Le Villafranchien de la région de Teruel (Espagne). En: *Colloque Le Villafranchien Méditerranéen*. Stratigraphie-deformations-milieux, Lille: 229-253.
- 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 terrases alluviales du Fossé de Teruel. En: *El Cuaternario de España y Portugal*, IGME-AEQUA, Madrid, 1: 267-279.

- Peña, J.L. (1981): Las acumulaciones cuaternarias de la confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar en las cercanías de Teruel. En: *Actas VII Col. Geografía*, Pamplona: 1-13.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez-Fabré, M., Soriano, M.A. y Yetano, L.M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, 149 pp.
- 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.
- Santonja, M., Pérez-González, A., Domínguez-Rodrigo, M., Panera, J., Rubio-Jara, S., Sesé, C., Soto, E., Arnold, L.J., Duval, M., Demuro, M., Ortiz, J.E., de Torres, T., Mercier, N., Barba, R. y Yravedra, J. (2014): The Middle Paleolithic site of Cuesta de la Bajada (Teruel, Spain): a perspective on the Acheulean and Middle Paleolithic technocomplexes in Europe. *Journal of Archaeological Science*, 49: 556-571.
- Simón, J.L. (1982): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 269 pp.
- Simón, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69: 21-97.
- Simón, J.L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from the Eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Simón, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *J. Struct. Geol.*, 11: 285-294.
- Simón, J.L. (2004): La tectónica extensional neógena-cuaternaria en la Cordillera Ibérica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.), Pral. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, 884 pp.
- Simón, J.L. y Soriano, M.A. (1993): La falla de Concud (Teruel): actividad cuaternaria y régimen de esfuerzos asociado. En: *El Cuaternario en España y Portugal*, Actas 2ª Reunión del Cuaternario Ibérico, 2: 729-737.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L. y Luzón M.A. (2014): La fosa de Teruel y su articulación con la fosa del Jiloca: estructura y morfotectónica. En: *XLVIII Curso de Geología Práctica: cuencas neógenas, tectónica reciente y evolución del relieve*. Universidad de Verano de Teruel, Universidad de Zaragoza: 41-52.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L. y Luzón, A. (2016a): Enhanced paleoseismic succession at the Concud Fault (Iberian Chain, Spain): new insights for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, 80, 1967-1993.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L. y Luzón, A. (2016b): Structure and paleoseismology of the Teruel Fault: dynamic interaction and strain partitioning with the Concud Fault (eastern Iberian Chain, Spain). Submitted to *Journal of Structural Geology*.
- Slemmons, D.B. y dePolo, C.M. (1986): Evaluation of active faulting associated hazard. En: *Active Tectonics: Impact on Society* (R.E. Wallace, ed), Washington D.C., National Academy Press: 45-62.
- Vegas, R., Fontboté, J.M. y Banda, E. (1979): Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. *Proceedings of the Symposium on Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas (EGS, Viena)*, Madrid, Instituto Geográfico Nacional, 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: 1-185.

ANEXO I

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA, SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN DEL SONDEO DE LAS RAMBLILLAS (S4)

Por Ezquerro *et al.* (2016)



LAS RAMBLILLAS (S4)

Situación:

Nº HOJA 1:50000 (M.T.N.): 567 (Teruel)

COORDENADAS U.T.M.:

Base: 30TXK604709

Techo: 30TXK604709

Altura de la boca (m.s.n.m.): 916

Profundidad (m): 40,20

Afloramiento (m): 5,40

Breve descripción litológica (Ezquerro *et al.*, 2016):

En este perfil se reconoce una parte basal (tramos 1 y 2) compuesta por potentes paquetes de limos carbonatados blancos y grises con intercalaciones de lutitas marrones y verdes masivas. Los limos son masivos o laminados y presentan bioturbación, nodulización y fragmentos carbonosos. Las lutitas y margas son masivas con marmorización y bioturbación que exhiben cantos milimétricos flotantes, fragmentos de gasterópodos y nódulos carbonatados y yesíferos.

En la parte media (tramos 3-7) dominan las lutitas marrones y areniscas naranjas con intercalaciones de margas claras y oscuras, limos blancos, conglomerados grises y niveles de carbón negro. Las lutitas y areniscas son masivas y contienen cantos dispersos, nódulos de carbonato y yeso y bioturbación y nodulización. Las margas son masivas y contienen restos bioclásticos, trazas de oxidación, nodulización y bioturbación. Los niveles de limos carbonatados presentan las mismas características que las margas aunque ocasionalmente se reconoce laminación y brechificación.

La parte superior correspondiente al tramo 8 se caracteriza por la presencia de lutitas marrones y naranjas, areniscas marrones, conglomerados grises e intercalaciones de limos blancos y margas verdes. Las lutitas masivas conforman paquetes tabulares masivos con bioturbación y nódulos de carbonato. Las areniscas masivas son de granulometría fina a gruesa con la presencia de cantos dispersos y ocasionalmente muestran laminación cruzada planar. Los conglomerados se disponen en un paquete tabular compuesto por niveles laxamente canaliformes y estratificación horizontal. Las margas y limos forman estratos tabulares masivos con trazas de oxidación y bioturbación.

A lo largo de toda la columna es común la presencia de estructuras de deformación en materiales blandos. Se ha interpretado como una secuencia aluvial-palustre perteneciente a la unidad Rojo 3 de Godoy *et al.* (1983). Los conglomerados superiores pueden representar los depósitos asociados al *Glacis Villafranquiense*. Sobre esta seria se reconocen unos materiales conglomeráticos correspondientes a la terraza media del río Alfambra.

ANEXO II

SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LOS SONDEOS MECÁNICOS (S1, S2 Y S3)

Sondeo 1. BARRANCO	
Situación:	
Nº HOJA 1:50000 (M.T.N.): 567 (Teruel)	
COORDENADAS U.T.M.: Base: 30TXK604717 Techo: 30TXK604717	Altura de la boca (m.s.n.m.): 923
	Profundidad (m): 40
	Afloramiento (m): 11
Breve descripción litológica:	
<p>Esta columna estratigráfica (Fig. 14) presenta tres partes diferenciadas, una parte inferior (de -40 m a -26 m) de potentes paquetes de lutitas marrones, a techo, y de conglomerados grises, hacia la base, con intercalaciones de limos marrones y marrones claros y de areniscas naranjas. Las lutitas son masivas y presentan materia orgánica, nódulos de carbonato y nodulización. Los conglomerados son clastosoportados y sus cantos fundamentalmente calcáreos de hasta 9 cm de diámetro; contienen nodulizaciones y cementaciones de carbonato. Los niveles de limos son masivos, aunque ocasionalmente se reconoce laminación, y presentan materia orgánica, nódulos de carbonato y nodulización. Las areniscas masivas son de granulometría fina a gruesa con la presencia de materia orgánica y ocasionalmente cantos dispersos. Se han interpretado como una secuencia aluvial-palustre perteneciente a la unidad Rojo 3 de Godoy <i>et al.</i> (1983). Los conglomerados basales pueden representar los depósitos asociados al <i>Glacis Villafranquiense</i>.</p> <p>La parte media (de -26 m a 0 m), está dominada por lutitas y limos marrones y marrones oscuros con intercalaciones de niveles de conglomerados marrón-rojizos, areniscas marrones y carbonatos nodulosos. Las lutitas y limos se presentan en capas de espesor decimétrico a métrico, son masivos o laminados y contienen bioturbación y nódulos de carbonato y, ocasionalmente, cantos dispersos. Los conglomerados se disponen en paquetes tabulares, de espesor decimétrico, compuestos por niveles laxamente canaliformes. Son matriz soportados, con cantos calcáreos, poca clasificación y poca madurez. Estos conglomerados, se han interpretado como secuencias de <i>sheet-flood</i>.</p> <p>Por último, la parte superior (desde 0,00m hasta 11,00m), está compuesta de grandes paquetes de conglomerados grises con intercalaciones de areniscas marrones y limos marrones. Los conglomerados se disponen en varios paquetes tabulares compuestos por niveles laxamente canaliformes. Las areniscas son de granulometría media y presentan niveles de cantos y estratificación cruzada planar.</p> <p>Las partes media y superior constituyen una secuencia aluvial que se ha relacionado con los abanicos aluviales procedentes del norte, del escarpe de la falla de Concul.</p>	

Sondeo 2. CAMINO DE CELADAS

Situación:

Nº HOJA 1:50000 (M.T.N.): 567 (Teruel)

COORDENADAS U.T.M.:

Base: 30TXK604713

Techo: 30TXK604713

Altura de la boca (m.s.n.m.): 924

Profundidad (m): 45

Afloramiento (m): -

Breve descripción litológica:

Se han identificado cuatro partes, en la primera de ellas (de -45 m a -33 m) dominan las lutitas marrones oscuras y areniscas marrones con intercalaciones de margas blancas, grises y negras, y limos blancos y grises. Las lutitas son masivas o laminadas y presentan bioturbación, fragmentos de gasterópodos y, ocasionalmente, marmorización, nódulos y cristales de yeso. Las areniscas son masivas o laminadas de granulometría media-gruesa y presentan cantos dispersos y fragmentos de gasterópodos. Las margas están laminadas y marmorizadas y contienen materia orgánica, nódulos de carbonato y fragmentos de gasterópodos. Los limos también están laminados y presentan materia orgánica, fragmentos de gasterópodos y, en ocasiones, nódulos de carbonato o de yeso y oxidaciones. Es en esta primera parte donde además se han identificado dos estructuras de fluidificación dentro de las lutitas. Todo ello se ha interpretado como la unidad Rojo 3 de Godoy *et al.* (1983).

La segunda parte (de -33 m a -25 m), consta de grandes paquetes de conglomerados grises con intercalaciones de areniscas y lutitas marrones. Los conglomerados son clastosoportados y sus cantos son calcáreos de hasta 6 cm de diámetro. Las areniscas son masivas, de varias granulometrías y contienen cantos y bioturbación. Las lutitas presentan las mismas características que las areniscas. Esta parte ha sido interpretada como los depósitos del *Glacis Villafranquiense*.

En la tercera parte (de -25 m a -12 m) dominan las lutitas marrones con intercalaciones de margas grises y abigarradas, areniscas marrones y limos blancos, marrones y marrones oscuros. Las lutitas son masivas, aunque ocasionalmente laminadas, y están bioturbadas y, generalmente, marmorizadas. Las margas son masivas y presentan pedogénesis, bioturbación y nódulos de yeso. Las areniscas masivas son de granulometría fina-media con bioturbación, materia orgánica, fragmentos de gasterópodos, nódulos de carbonato y, hacia base, cristales de yeso. Los limos también son masivos con bioturbación y puntualmente con nódulos y cristales de yeso. De nuevo, se ha interpretado como parte de la unidad Rojo 3 de Godoy *et al.* (1983).

La parte superior (de -12 m a 0 m) está constituida por conglomerados marrones con intercalaciones de areniscas también marrones. Los conglomerados forman grandes paquetes mientras que las areniscas se limitan a pequeños niveles masivos, aunque ocasionalmente laminados, con cantos siliciclásticos, carbonatados y blandos de hasta 7 cm de diámetro. Estos depósitos se han interpretado como fluviales, y se consideran pertenecientes al Cuaternario; se trata de la Terraza Media del río Alfambra.

Sondeo 3. VIADUCTO

Situación:

Nº HOJA 1:50000 (M.T.N.): 567 (Teruel)

COORDENADAS U.T.M.:

Base: 30TXK604707

Techo: 30TXK604707

Altura de la boca (m.s.n.m.): 901

Profundidad (m): 47,80

Afloramiento (m): -

Breve descripción litológica:

Se han diferenciado tres partes de esta columna estratigráfica (Fig. 14). La primera de ellas (de 47,8 m a 32,5 m) está formada por lutitas, areniscas marrones y conglomerados grises con intercalaciones de limos marrones claros y margas verdes-negras. Las lutitas están laminadas y presentan bioturbación y, puntualmente, nódulos de carbonato y marmorización. Las areniscas también están laminadas y son de grano medio a fino con cantos dispersos en algunos de sus niveles. Los limos están laminados y muestran fragmentos de gasterópodos, nodulizaciones y brechificación. Las margas, por su parte, contienen restos de gasterópodos, materia orgánica, nodulizaciones y nódulos de carbonato y niveles carbonosos. Cabe destacar que se ha identificado una estructura de fluidificación dentro de las lutitas de esta parte. Se han interpretado como una secuencia aluvial-palustre perteneciente a la unidad Rojo 3 de Godoy *et al.* (1983).

La parte media de la columna (de 32,5 m a 20 m) presenta conglomerados grises, hacia la base, y marrones, hacia techo, con pasadas de conglomerados marrones-rojizos y areniscas marrones. Los conglomerados grises son clastosoportados y sus cantos son calcáreos de hasta 5 cm de diámetro, lo cual ha sido interpretado como parte del *Glacis Villafranquiense*. Los conglomerados marrones, por el contrario, tienen cantos calcáreos de hasta 6 cm de diámetro y forman dos grandes paquetes en los que, ocasionalmente, se ven nódulos de carbonato; éstos ya corresponden a sedimentos fluviales cuaternarios. Los conglomerados marrones-rojizos dispuestos en paquetes tabulados de espesor decimétrico, son matriz soportados, con cantos calcáreos, y presentan poca clasificación. Estos últimos se han identificado como breves secuencias de *sheet-flood* que provienen de los abanicos aluviales del escarpe de la falla de Concul. Las areniscas son masivas, de granulometría media, con bioturbación y cantos dispersos.

La parte superior (de 20 m hasta 0 m) está formada por conglomerados marrones, lutitas marrones oscuras y limos marrones con intercalaciones de areniscas marrones y limos marrones oscuros. Los conglomerados, de cantos calcáreos de hasta 8 cm de diámetro, se disponen en un paquete continuo. Las lutitas están laminadas y se caracterizan por tener restos de gasterópodos y de materia orgánica. Los limos marrones presentan las mismas características que las lutitas aunque ocasionalmente bioturbación horizontal y vertical. Las areniscas son masivas, de granulometría media-gruesa y únicamente contienen cantos dispersos.

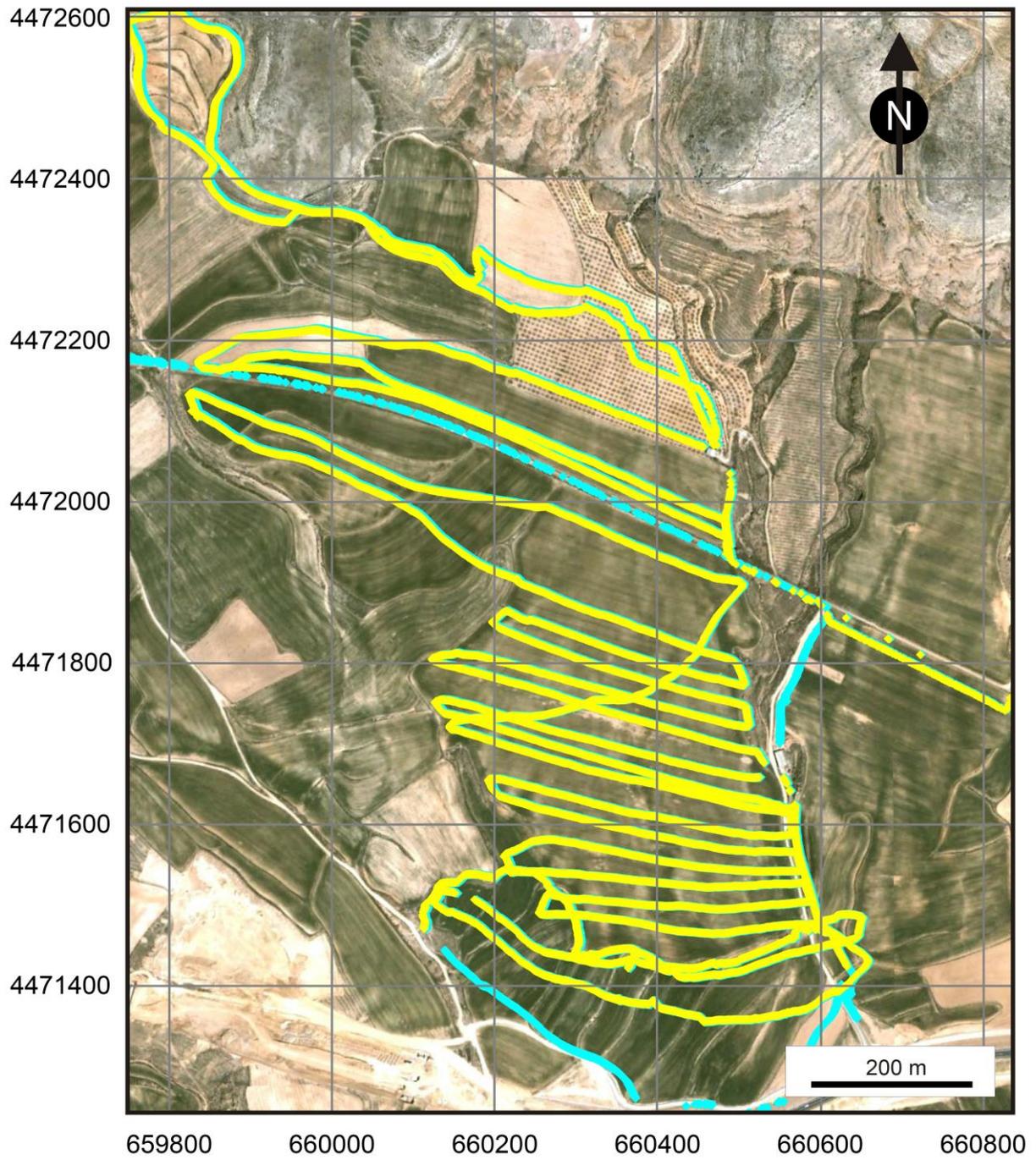
El final de la parte media, así como la parte superior, de esta columna estratigráfica, se interpretan como sedimentos fluviales cuaternarios de la Terraza Media y Subactual del río Alfambra, con breves pasadas de materiales provenientes de los abanicos aluviales cuaternarios.

ANEXO III

MAPAS OBTENIDOS DE LA PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

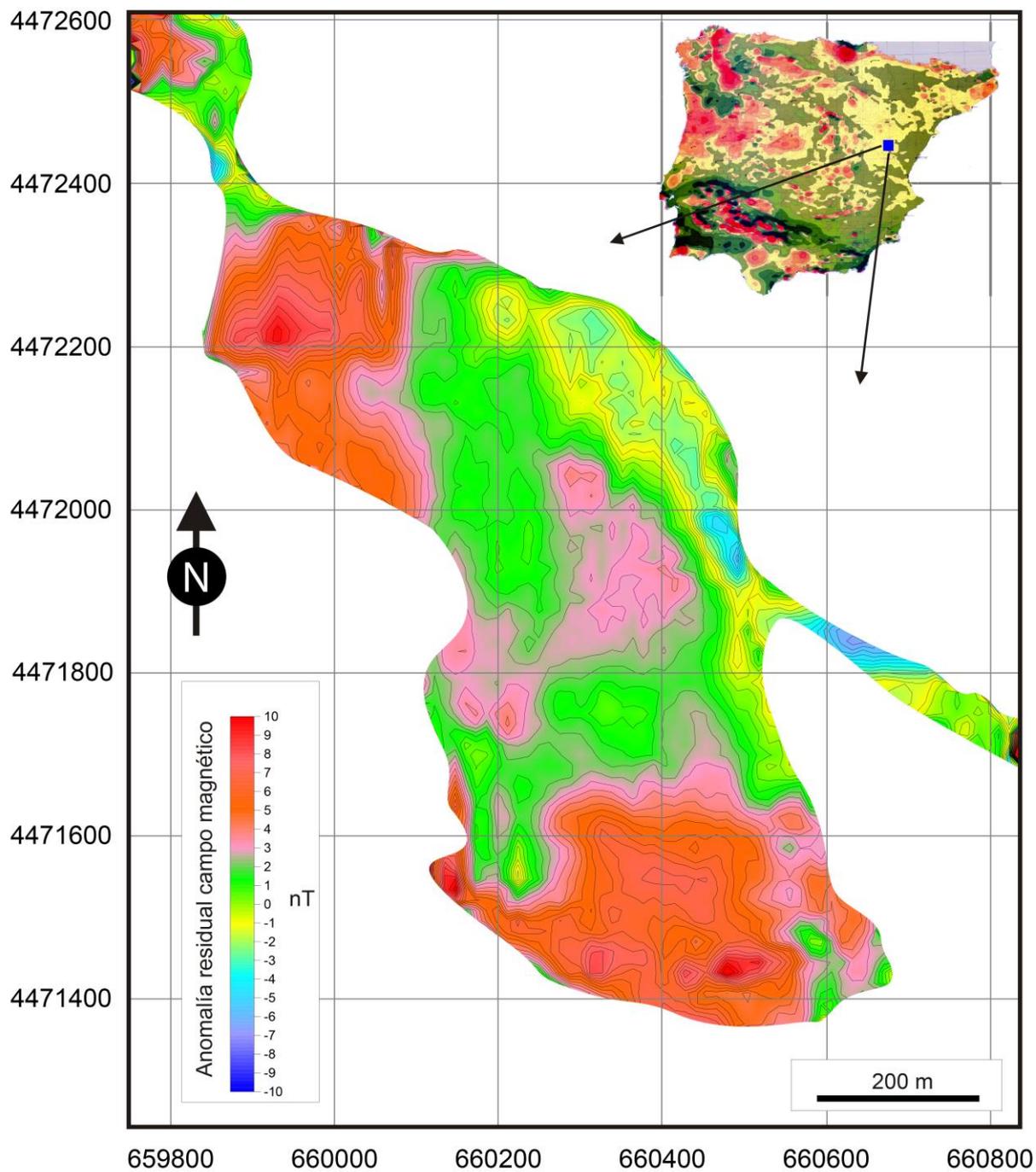
Por Óscar Pueyo Anchuela

1. MAPA DE PUNTOS DE MEDIDA



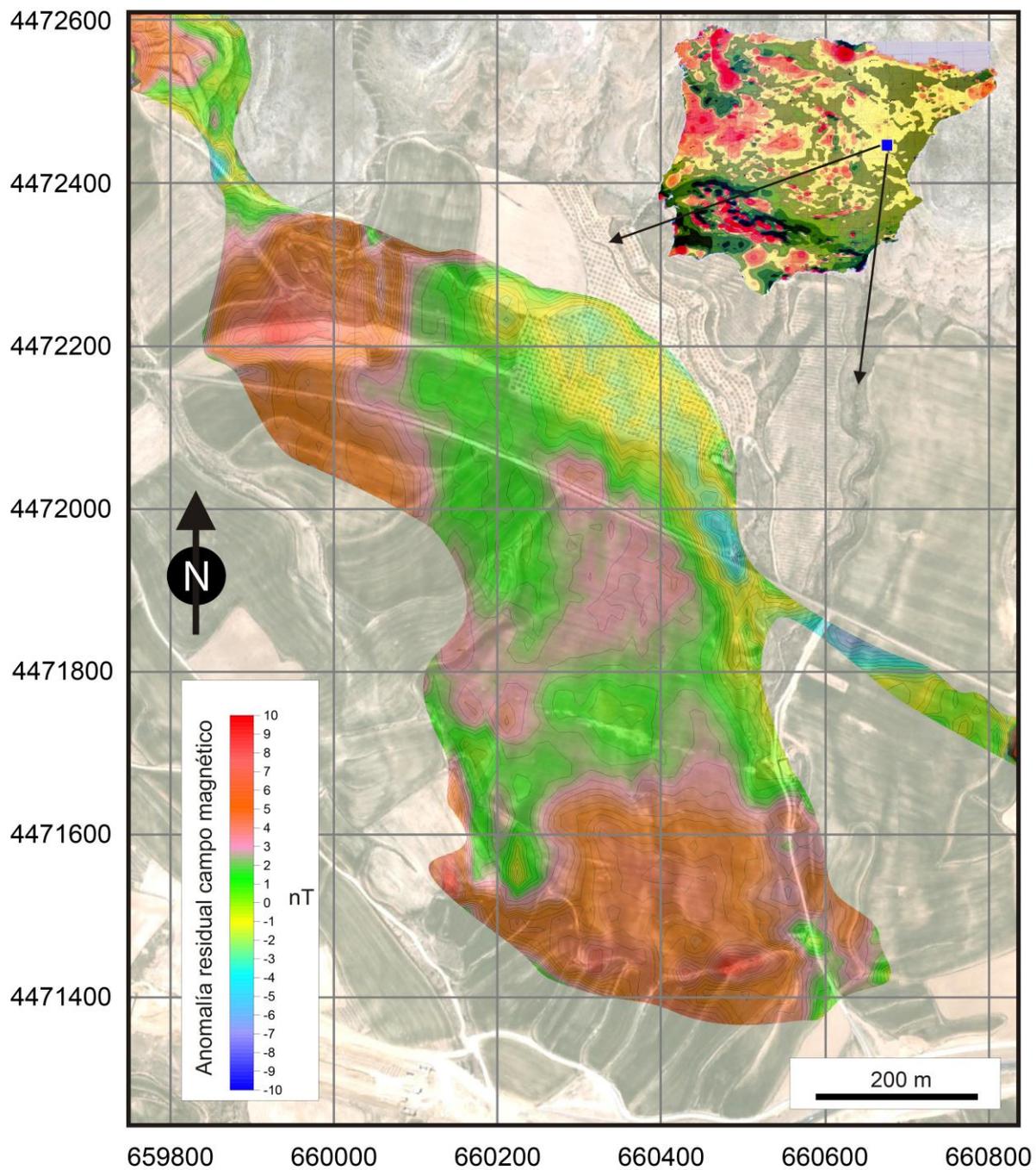
2. MAPA DE INTENSIDAD DE CAMPO MAGNÉTICO

(Se señala su situación en el mapa aeromagnético de España peninsular; Ardizzone *et al.*, 1989)



3. MAPA DE INTENSIDAD DE CAMPO MAGNÉTICO SOBRE FOTO AÉREA

(Se señala su situación en el mapa aeromagnético de España peninsular; Ardizzone *et al.*, 1989)



ANEXO IV

CORRELACIÓN DE LOS SONDEOS MECÁNICOS

