

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Trabajo de Fin de Grado de Geología 2015

ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO DE LA DEPRESIÓN DE VALDECEBRO (TERUEL): IMPLICACIONES EN LA EVALUACIÓN DE LA ACTIVIDAD TECTÓNICA RECIENTE



Presentado por

Daniel Zarazaga Anía

Y dirigido por

Dr. José Luis Simón Gómez



Zaragoza, 18 de septiembre de 2015

ÍNDICE

1 	Introducción	1
a.	Planteamiento general	1
b.	Situación geográfica	1
c.	Características y marco geológico de la zona de estudio	1
d.	Antecedentes	2
e.	Objetivos	3
f.	Metodología	3
2 	Análisis geomorfológico y morfotectónico	4
a.	Cartografía geomorfológica: superficies de erosión, glacis y red fluvial	4
b.	Características de la red fluvial	9
c.	Índices geomórficos en el escarpe de la falla de Valdecebro; estimación del grado de actividad tectónica	10
d.	Evolución del relieve	14
3 	Estructura y actividad cuaternaria de la falla de Valdecebro	16
a.	Datos estructurales a escala cartográfica	16
b.	Datos estructurales a escala de afloramiento: la trinchera de Los Huesares	17
c.	Anomalías geomorfológicas ligadas a la actividad de las fallas	18
4 	Interpretación y discusión	20
a.	Modelo de evolución morfotectónica de la depresión de Valdecebro	20
b.	Valoración del grado de actividad de la falla de Valdecebro	20
c.	Discusión en contexto con la tectónica activa del área de Teruel: comparación con las fallas de Concud y Teruel	21
5 	Conclusions	22
6 	Bibliografía	22
	ANEXO I	25
	ANEXO II	26



ABSTRACT

The Valdecebro depression is a marginal corner of the Teruel graben. It is a morphotectonic basin controlled by a fault zone oriented E-W and located in the southern side of the El Pobo Range. This work presents a morphotectonic and structural study of elements that appear in the Valdecebro depression, combining cartographic information with the results obtained by the qualitative and quantitative analysis of these elements.

A geomorphological map has been elaborated to identify and analyze landforms related to the morphotectonic evolution, such as erosion surfaces, glacia and drainage network. From this map it has been seen that the drainage basins, which occupy the reliefs making the northern margin of the depression, show some typical characteristics associated to fault-generated mountain fronts, although strongly modified by the subsequent incision of the drainage network.

On this mountain front and the canyons that cross it, geomorphic indices such as the Mountain-Front Sinuosity Index (S_{mf}) and the Stream-Gradient Index (SL) have been calculated. As a result, it has been demonstrated the important role that differential erosion plays in the evolution of this mountain front. However, this differential erosion would have not been a significant factor if the fault zone had not put into contact materials with different resistance.

During the erosive process, some stages of stabilization of the topography took place, allowing development of pediment systems mainly present in the western sector of the depression. The topographical reconstruction for mid Pleistocene times suggests that there was only one pediment system of that age, showing slope towards the south in our study zone. This was subsequently cut by incision of the Rambla del Río Secogully, a process that is dated between $26,7 \pm 2,5$ ka and $22,0 \pm 1,6$ ka.

The morphotectonic analysis has been complemented with a structural study of the Valdecebro fault zone, in order to know its activity degree and anomalies produced on the geomorphological features. For this, the data collected during a field survey in Los Huesares trench, located on the middle Pleistocene glacia, as well as other macrostructural data in the region, have been taken into account. As a result, movement rates for two periods have been obtained: 0.05 mm/a for the last 3.6 Ma (post-Páramo 2 unit), and 0.12 to 0.28 mm/a for the Upper Pleistocene-Holocene period.

The results are quite similar to other structures close to this depression, such as the Teruel Fault or the Concud Fault. However, the Valdecebro Fault Zone shows particular features, such the strong imprint of differential erosion, that distinguishes it from those ones.

1 | Introducción

a) Planteamiento general del trabajo

Este estudio se centra en la Cordillera Ibérica, región con moderada sismicidad y que pese a ello muestra una actividad tectónica reciente muy importante, y más concretamente en la depresión de Valdecebro, una pequeña cuenca situada en el sector centro-oriental de la fosa de Teruel.

La realización de este trabajo se ha centrado en el estudio de elementos morfotectónicos localizados a lo largo de la depresión de Valdecebro y en su entorno con el fin de conocer mejor la actividad tectónica reciente de esta zona y los efectos que esta ha tenido en la evolución temporal de la depresión.

b) Situación geográfica

La Cordillera Ibérica se sitúa en el NE de la Península Ibérica, y es una cadena montañosa de dirección NW-SE con una longitud casi de 400 km que va desde la Sierra de la Demanda hasta el Mediterráneo (Lafuente 2011). Dentro de la Cordillera existen cuencas neógenas intramontañosas de las cuales las más importantes son las de Calatayud, Jiloca y Teruel.

La región sobre la que se ha realizado este trabajo se encuentra situada en el margen oriental del sector central de la cuenca de Teruel. La zona abarca una superficie aproximada de 83 km², y se encuentra a escasos kilómetros de la capital, Teruel, en dirección este. Está toda ella incluida en la hoja 567 (Teruel) del Mapa Topográfico Nacional 1: 50000.

Por el noroeste limita con la Sierra de Gorda y la zona de El Palancar, además de la localidad de Tortajada, y por el norte con el municipio de Corbalán. El límite oriental lo constituye la Sierra de los Cabezos, que conforma la zona de unión entre la Sierra del Pobo y la Sierra de Camarena. Finalmente, por el suroeste limita con los Mansuetos.

c) Características y marco geológico de la zona de estudio

La zona de estudio sobre la que se ha realizado este trabajo se encuentra en la margen oriental de la fosa de Teruel, una de las cuencas neógeno-cuaternarias de la Cordillera Ibérica, junto con las de Calatayud, Jiloca y el Maestrazgo. La cuenca de Teruel se encuentra controlada por fallas de carácter distensivo con dirección dominante N-S, que se encuentran en los frentes de las sierras localizadas al este de la fosa (S^a de El Pobo y S^a de Javalambre).

A partir del Mioceno medio comienza una etapa de estiramiento con dos episodios distensivos reconocidos. El primero genera las cuencas de dirección N-S a NNE-SSW (Teruel y Maestrazgo) y el segundo reactiva esas mismas cuencas y forma la fosa del Jiloca, de dirección NNW-SSE. Todas ellas presentan actividad neotectónica a lo largo de un amplio periodo de tiempo, al menos hasta el Pleistoceno superior.

En el Mioceno superior comienza el relleno de la fosa de Teruel (Simón, 1983; Simón y Paricio, 1988; Alcalá et al. 2000), principalmente por materiales aluviales que presentan una evolución lateral a materiales de carácter palustre y lacustre. Este relleno de la fosa de Teruel queda dividido en dos zonas por la falla de Concud, de manera que los materiales en el bloque levantado llegan a edades del Plioceno medio, mientras que en el bloque hundido el depósito se mantuvo hasta el Pleistoceno.

Durante el relleno de la fosa de Teruel, se desarrollaron superficies de erosión sobre los relieves estructurales que enmarcan la fosa.

Tradicionalmente, los materiales que rellenaron la depresión se dividieron informalmente por Godoy *et al.* (1983) en las siguientes unidades:

Unidad	Detrítica	Inferior
(Vallesiense-Turolense),	Rojo 1	
(Vallesiense-Turolense),	Rojo 2	
(Turolense-Rusciniense) y	Rojo 3	
(Rusciniense) para facies aluviales, y		
Páramo 1 (Turolense) y Páramo 2		
(Rusciniense) para las facies lacustres.		

d) Antecedentes

La actividad tectónica reciente de la Fosa de Teruel, donde se localiza nuestra zona de estudio, se estudió intensamente en la década de 1980. Podemos destacar los trabajos de Peña *et al.* (1981), Moissenet (1982, 1983, 1985) y Simón (1983, 1984). En paralelo, se realizan trabajos de geomorfología que incluyen cartografías generales que siguen siendo de gran utilidad, como los de Peña *et al.* (1984) y Sánchez Fabre (1989). Muchos de estos trabajos abordan el estudio de los rasgos geomorfológicos como indicadores de la actividad tectónica reciente, igual que hacen Gutiérrez *et al.* (1984), analizando las anomalías altitudinales en niveles de glaciares o terrazas fluviales y las variaciones en superficies de erosión.

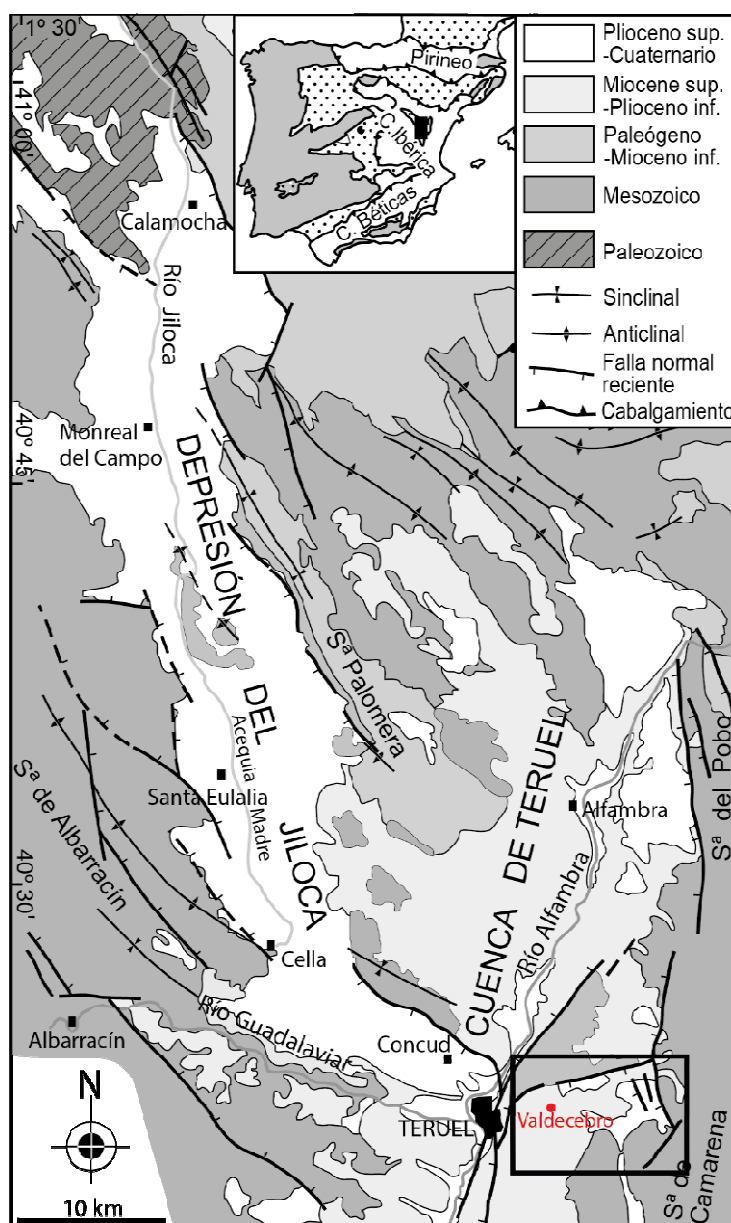


Fig. 1. Marco geográfico y geológico de la depresión de Valdecebro (recuadrada).

Más tarde se abordaron trabajos más específicos, en los que se caracterizaron las principales fallas activas en el Plioceno Superior y Cuaternario y los campos de esfuerzos recientes bajo los que se produce su movimiento: Simón (1989), Cortés (1999), Arlegui *et al.* (2004, 2005). En los últimos años, los estudios se han centrado en la actividad de las fallas de Concud y Teruel durante el Pleistoceno superior y en su paleosismología: Simón *et al.* (2004), Lafuente (2011), Lafuente *et al.* (2012) y Ezquerro *et al.* (2012).

e) Objetivos

Los objetivos de este trabajo son los siguientes:

- Realizar una cartografía geomorfológica de la zona en torno a la Rambla del Río Seco, atendiendo principalmente a los elementos que tienen relevancia para la interpretación morfotectónica: red fluvial, niveles de glaciares, terrazas fluviales y superficies de erosión.
- Reconocer las fallas recientes con expresión geomorfológica en la región y caracterizarlas.
- Realizar un estudio morfotectónico de la zona de falla de Valdecebro, analizando cualitativa y cuantitativamente el aspecto del escarpe morfológico y de la red fluvial que lo atraviesa.
- Elaborar un modelo sobre el origen y evolución de la depresión de Valdecebro.

f) Metodología

La cartografía que se ha llevado a cabo en dos etapas: 1) reconocimiento y caracterización en campo de las superficies que se pretenden cartografiar mediante el estudio en afloramiento; 2) en fotografía aérea, identificación de los límites de dichas superficies con mayor precisión.

Algunas zonas se han cartografiado de manera inicial a partir de fotografía aérea y posteriormente se ha comprobado, mediante la observación de campo o ayuda de mapas topográficos y geológicos previos, que ciertamente son las superficies que se interpretaban inicialmente.

El motivo de emplear ambas formas de trabajo se debe a la elevada extensión de la región sobre la que se ha realizado el estudio y a que, en ocasiones, el acceso a algunas de las zonas no era sencillo, bien por falta de infraestructuras como carreteras o caminos, o debido a la orografía del terreno.

Como apoyo para la realización de la cartografía, así como para la realización de perfiles topográficos de detalle y, especialmente, para el cálculo de los índices geomórficos, se ha empleado un modelo digital de elevaciones (MDE) de la región de Teruel obtenido del IGN. Este modelo se ha tratado con el programa QGIS, un Sistema de Información Geográfica de la Fundación OSGeo. El archivo del MDE se exportó desde el programa QGIS, de manera que pudiese ser empleado por el programa de dibujo Adobe Illustrator, para ser usado como base para la cartografía geomorfológica. Dependiendo de lo que se deseara cartografiar, se han empleado unas capas u otras del archivo GIS; por ejemplo, para la cartografía de las superficies de erosión y de la red fluvial, o para reconocer los diferentes niveles de glaciares, se emplearon las capas de las curvas de nivel y de la ortoimagen. La combinación de la cartografía geomorfológica realizada sobre fotografía aérea y el uso adicional del MDE han dado como resultado un mapa más preciso y homogéneo.

En lo referente al cálculo de los índices geomórficos, los datos se extrajeron desde el archivo de QGIS a una hoja Excel, donde aplicando las fórmulas correspondientes a cada índice se obtuvieron los datos que se presentan en el apartado 2 c.

2| Análisis geomorfológico y morfotectónico

a) Cartografía geomorfológica: superficies de erosión, glaciares y red fluvial

Superficies de erosión

Durante el Mioceno superior tiene lugar el desarrollo de estas superficies que se producen principalmente sobre los materiales mesozoicos, y produce una generalizada regularización de los relieves. Previamente ya se habían clasificado estas superficies en dos niveles diferenciados. En primer lugar, la Superficie de Erosión Intramiocena, reconocida por Sánchez Fabre (1989) como la superficie de aplanamiento que predomina en la Sª de El Pobo. En segundo lugar, la Superficie de Erosión Fundamental, presente en las calizas que constituyen los relieves que limitan la depresión de Valdecebro, así como en otros relieves que enmarcan la fosa de Teruel. Así pues, será sobre esta Superficie de Erosión Fundamental sobre la que trataremos.

El frente montañoso que limita la depresión de Valdecebro por el norte presenta la superficie de erosión sobre materiales calcáreos de edad Jurásico medio-superior, principalmente. La superficie se encuentra entre los 1200 y 1230 m de altura.

La Sierra de los Cabezos, que constituye el límite oriental de la depresión, también muestra una superficie de erosión en materiales de la misma edad y litología que la anterior. Sin embargo, en este relieve la superficie se encuentra entre los 1350 y 1450 m de altitud.

Glaciares

En la depresión de Valdecebro, los glaciares ocupan la mitad oriental hasta el contacto con la Sierra de los Cabezos, la zona septentrional hasta el contacto con la Ermita, ambos márgenes de la rambla del Río Seco, una sección del margen occidental adosado a los Mansuetos, y algún área menos extensa en el centro de la depresión, concretamente en Los Barrancos.

Debido a la gran abundancia, la amplia extensión y a que los glaciares se encuentran escalonados en distintos niveles, presentan características muy variadas. La altitud a la que se encuentran fluctúa entre los 1000 y 1300 metros dentro de la depresión. También presentan diferentes orientaciones, en las que dominan los glaciares con pendiente hacia W, S, SE y SW.

El modelado de los glaciares corresponde a planos inclinados de pendiente muy suave (2 - 6 % generalmente), que tras su formación son incididos y erosionados por la red fluvial. En función de la incidencia de la red, la potencia, los materiales que componen los depósitos de glaciares y su coherencia, van a sufrir procesos de degradación variados.

En general, los glaciares presentan una cubierta muy similar, compuesta principalmente por cantos de calizas jurásicas procedentes de los relieves de los que parten, y en menor proporción de areniscas y arcillas terciarias. Consecuentemente, estos glaciares se clasifican como glaciares detríticos o de acumulación.

Además se ha podido apreciar, tanto en las campañas de campo como en la realización de la cartografía geomorfológica mediante fotografía aérea, que muchos de estos depósitos presentan variaciones bruscas o saltos en la pendiente, que podrían estar producidos por una erosión diferencial de la red fluvial o tener un origen tectónico. Para conocer la causa de estas variaciones se han calculado los índices geomórficos que se presentan en el apartado 2c. Se pueden diferenciar tres niveles de glaciis dentro de la depresión de Valdecebro:

- Glacis Villafranquiense

Se localiza en la zona centro-oriental de la depresión y arranca desde la Sierra de los Cabezos con una extensión próxima a los 5 km. Presenta diferentes direcciones, pero la dominante es la E-W, y se encuentra a unos 80 metros sobre el fondo del valle de la rambla del Río Seco en la zona más cercana, y en torno a 130-150 metros en las zonas más distales. El glacis está constituido en su mayoría por cantos de calizas jurásicas, lo que unido a la zona de arranque lleva a pensar que la superficie de erosión que afecta a la Sierra de los Cabezos es el área fuente de los materiales.

El inicio del glacis en relación con la Sierra de los Cabezos se produce en un cambio brusco de la pendiente. El valor medio que presenta la superficie del glacis se encuentra entre el 2-4%, reconociendo variaciones locales tanto en la pendiente como en la dirección de la misma. Estas variaciones locales se presentan como escalonamientos bruscos o zonas del glacis que han quedado a mayor altura que otras, siendo todo parte del mismo nivel de glacis. Por todo esto se puede pensar que la tectónica ha sido un factor que ha modificado intensamente su morfología original. Esta acción tectónica es posiblemente la responsable de las diferentes direcciones y pendientes que presenta el glacis a lo largo de su extensión.



Fig. 2. Detalle de los depósitos del glacis villafranquiense en el Camino de la Ermita, afectados por una falla normal.

La red hidrográfica todavía no ha llegado a dividir el glacis en fragmentos, sino que ha formado barrancos de morfologías muy rectilíneas que conforman los límites entre las zonas con diferente caída, lo que sugiere que existe una relación entre la formación de estos barrancos y las fallas.

- Glacis medio

Se encuentra en la mitad occidental de la depresión de Valdecebro, y aparece en ambos márgenes de la rambla principal. La superficie del glacis se extiende desde el relieve mesozoico que limita la depresión por el norte, hasta el límite sur de la zona. La pendiente de este nivel va fluctuando a medida que nos desplazamos sobre su superficie. En las zonas más próximas a los relieves jurásicos la pendiente oscila entre el 6 y el 8%, con algunas variaciones puntuales. Conforme nos desplazamos hacia la rambla principal, la pendiente se atenúa hacia valores próximos al 3-4%. Al sur de la rambla los fragmentos presentan valores de pendiente en torno al 5-6%.

Arranca desde la vertiente sur de la superficie de erosión situada al norte. En esta zona el glacis se encuentra entre 40 y 50 metros sobre la rambla del Río Seco. Tiene una dirección dominante N-S, aunque en las zonas más marginales del oeste presentan direcciones NW-SE, y en el margen este direcciones NE-SW. El glacis que tiene como área fuente el relieve neógeno de Los Mansuetos se encuentra entre 60 y 80 metros sobre el curso actual de la rambla.

Este nivel aparece muy fragmentado debido a la acción de la red fluvial. Sin embargo, todos estos fragmentos presentan características comunes que llevan a pensar que inicialmente formaban parte de un único nivel de glacis, y en el apartado 2.d. se aportan datos que tratan de ratificar esta interpretación.



Fig. 3. Panorámica del borde norte de la depresión de Valdecebro (sector central), donde se aprecia el escarpe morfológico del que arranca un retazo del glacis medio.

Estos fragmentos no son muy extensos; sin embargo, si los consideramos como partes de un mismo glacis y medimos su extensión en la dirección que lleva la pendiente, desde la zona de arranque hasta el extremo sur de la zona de los Tres Barrancos, obtenemos una longitud de en torno a los 5 km.

Los materiales que componen el glacis varían dependiendo del área fuente que domina cada zona. Los retazos de la margen norte de la rambla están formados casi en su totalidad por cantos de calizas jurásicas, procedentes de la superficie de erosión localizada en el Alto del Carrascal, y en menor medida de areniscas, arcillas y escasas brechas carbonatadas. En los segmentos más occidentales dominan las calizas terciarias procedentes de los materiales neógenos de los Mansuetos y, en menor proporción, cantos de calizas jurásicas, areniscas y arcillas. Finalmente, en los fragmentos ubicados más al este, los cantos de calizas jurásicas y terciarias se encuentran en proporciones similares, y continúan apareciendo areniscas y arcillas, debido a que el área fuente es el glacis villafranquiense y los relieves neógenos del centro de la depresión.

El hecho de que se reconozcan diversas áreas fuentes no significa que fuesen niveles diferentes, sino que, al tratarse de una zona tan amplia y rodeada de relieves previos, cabe esperar que todos estos relieves aportasen materiales a este glacis.

Durante la realización de la cartografía, se apreciaron cambios bruscos y significativos en la pendiente de los retazos localizados en la margen norte de la rambla principal. Estos escalones no representan una división dentro del propio nivel, de manera que se puede pensar que se han producido por algún proceso tectónico. Así pues, se han interpretado como fallas que provocan saltos en la superficie del glacis, como quedará corroborado más adelante.

▪ Glacis – terraza subactual

Este nivel de glacis es el más reciente de los que hemos citado, y se puede encontrar en una estrecha franja en ambos márgenes de la rambla del Río Seco. Este nivel se encuentra a unos 6 metros por encima del curso actual. Sigue la pendiente general de la rambla, pero también presenta caída local hacia la misma, con pendientes del 1% al 3%.

Este nivel está formado principalmente por cantos calcáreos jurásicos, gravas y niveles arcillosos sin cementar. Su proporción varía en función del espesor y la zona del glacis que se observe. Este nivel podría ser equiparado con la denominada terraza subactual (T0) identificada por Lafuente (2011) y datada en $3,38 \pm 0,65$ ka.

Red fluvial

Asociado a los modelados que se han tratado anteriormente en este apartado aparece, en la depresión de Valdecebro, una red de drenaje muy densa. Esta red ha modificado considerablemente la morfología de los relieves de la zona y ha diseccionado, hasta el punto de dividirlos en fragmentos, algunos de los glacis que aparecen.

b) Características de la red fluvial

La red de drenaje es de tipo dendrítico, y queda dividida en aquella que va a parar a la rambla principal que cruza la depresión, y en la que vierte su contenido fuera de la depresión, hacia el SW, en dirección al Turia.

La red fluvial y las cuencas de drenaje que se establecen en los relieves jurásicos, el escarpe y el glacis situado al norte de la depresión pueden aportar información importante en cuanto a los eventos morfológicos y tectónicos que han tenido lugar en esta zona.

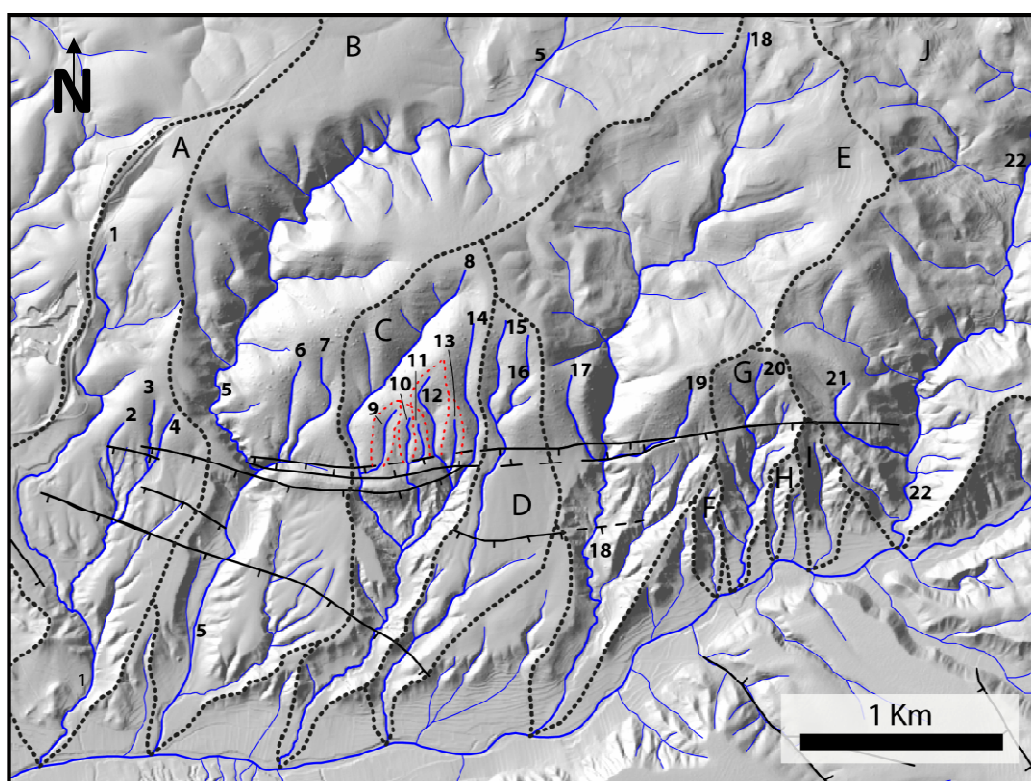


Fig. 5. Mapa que muestra la red de drenaje (numerados los ríos principales) y las principales cuencas de drenaje (clasificadas alfabéticamente) asociadas al frente montañoso.

Las cuencas de drenaje que conectan con la rambla del Río Seco presentan morfologías alargadas de dirección N-S y diferentes tamaños. La red de drenaje en estas cuencas es de tipo dendrítico. Las de mayor extensión arrancan desde los relieves situados al norte de la depresión de Valdecebro, en la Sierra del Pobo, y presentan tamaños de varios km². Entre ellas están las cuencas A, B, E y J.

Las cuencas de menor tamaño son las que tienen su origen en el propio escarpe montañoso. Aquí se incluyen las cuencas C, D, F, G, H e I. Estas cuencas tienen extensiones mucho menores, de varias hectáreas, e incluso cuencas como la F o la H puede que no lleguen a alcanzar ni 1 hectárea.

Las cuencas también pueden mostrar información sobre la actividad tectónica que ha influido en la formación del escarpe. Como se puede ver en la figura 6, dentro de la cuenca C se han trazado unas pequeñas cuencas (contorno rojo) que solo incluyen los barrancos del 9 al 14. Estos barrancos presentan una separación regular entre ellos y parecen acabar en la zona del escarpe, lo que es típico de las redes de drenaje instaladas sobre un escarpe de falla activo, si bien posteriormente han sido capturados por otros barrancos.

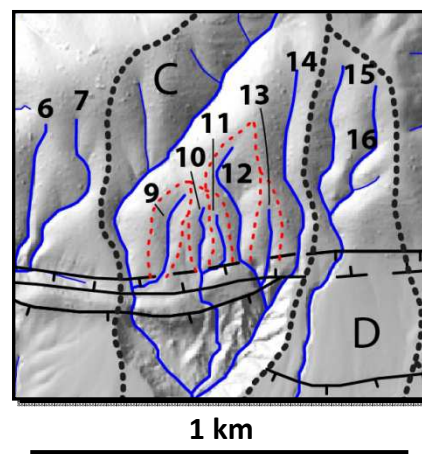


Fig. 6. Ampliación de las cuencas de los barrancos del 9 al 14.

c) Índices geomórficos en el escarpe de la falla de Valdecebro; estimación del grado de actividad tectónica

El cálculo de dos índices geomórficos ha sido un medio útil a la hora de reconocer procesos de tectónica reciente producidos en la zona, ya que aportan información precisa sobre estos procesos. Se ha comprobado que estos índices han resultado de gran utilidad en otras regiones tectónicamente activas (costa mediterránea de España o en la costa oeste de Costa Rica; Lafuente 2011).

Los datos necesarios para calcular estos índices han sido obtenidos directamente sobre mapas topográficos y mediante procedimientos específicos sobre el modelo digital de elevaciones (AnexoI).

Los dos índices calculados y tenidos en cuenta para estimar la actividad tectónica reciente en la depresión de Valdecebro son:

- Índice de sinuosidad del frente montañoso (S_{mf}). Este índice fue definido por Bull y McFadden (1977) como:

$$S_{mf} = \frac{L_{mf}}{L_m}$$

El valor L_{mf} hace referencia a la longitud total del frente montañoso, o de un segmento del mismo, en la zona de contacto con el piedemonte, y L_m es la longitud global del frente medido en línea recta (Lafuente 2011).

La generación de un frente montañoso por la acción de una falla produce un frente relativamente recto, que se va modificando a lo largo del tiempo por la erosión que causa la red de drenaje, lo

que provoca su retroceso y el aumento en su sinuosidad. El índice S_{mf} refleja la relación entre la disposición de los arroyos a incidirse en el bloque levantado, generando frentes más irregulares, y la componente tectónica vertical, que produce los frentes más regulares.

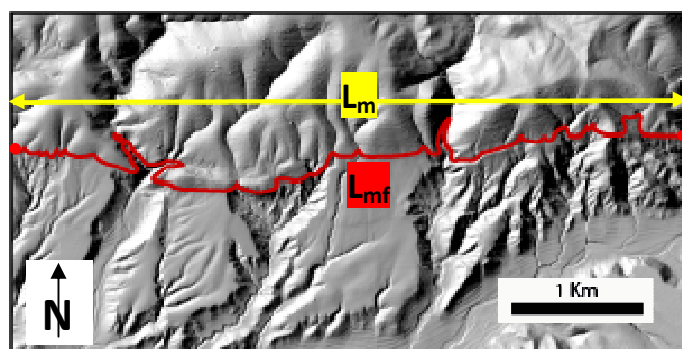


Fig. 7. Parámetros utilizados para calcular el índice de sinuosidad del frente montañoso en el área de estudio.

El valor de este índice será más próximo a 1 cuando el frente esté asociado a levantamiento tectónico activo (frente más rectilíneo), y más cercano o superior a 2 en aquellos frentes en los que imperan los procesos de erosión y la tasa de levantamiento se reduce o cesa (frente más sinuoso).

En este caso, los valores que se han obtenido para los factores son, para el $L_{mf} = 6197,2$ metros y el $L_m = 4059,8$ metros. El cociente nos proporciona un valor del índice $S_{mf} = 1,52647914$. Por tanto, se puede llegar a la conclusión de que el frente montañoso estudiado tuvo relación con procesos tectónicos relativamente recientes, pero no a una tasa muy alta, ya que el frente comienza a verse afectado por los procesos de erosión. Esto último no quiere decir que se encuentre inactivo, tan solo que puede que se encuentre en un periodo de menor actividad.

- Índice de gradiente fluvial (SL). Propuesto por Hack (1973) con la finalidad de reconocer anomalías tectónicas en los perfiles longitudinales de los cursos fluviales. Queda definido mediante la expresión:

$$SL = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) L$$

La relación entre ΔH y ΔL es el gradiente local del tramo del curso fluvial, y L la longitud horizontal del curso fluvial desde su cabecera hasta el centro del tramo que se pretende analizar.

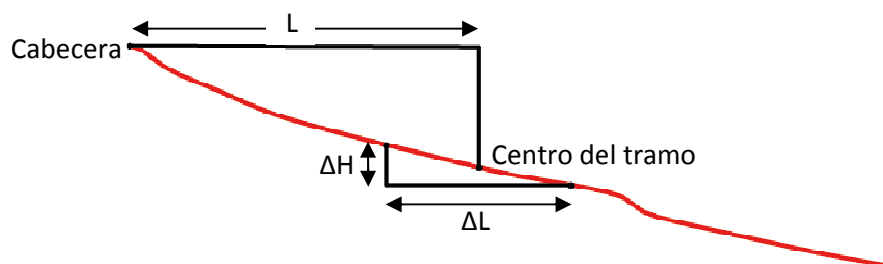


Fig. 8. Parámetros utilizados para calcular el índice de gradiente fluvial. Según Hack (1973).

La estabilización de este índice se produce cuando un curso fluvial ha alcanzado su perfil de equilibrio, de manera que la disminución de la pendiente queda compensada por el aumento de caudal aguas abajo. Variaciones significativas en los valores del índice SL a lo largo de curso fluvial son posiblemente un indicador de movimientos tectónicos verticales recientes, y por tanto de que el curso fluvial todavía no ha alcanzado el equilibrio. Sin embargo, las variaciones resultantes en este índice también pueden ser producidas por cambios en la litología a lo largo del curso fluvial (Keller y Rockwel, 1984).

Para este trabajo se han seleccionado 22 barrancos transversales al frente montañoso, que aparecen numerados en la figura 5, y se han clasificado en tres clases en función de su longitud y el tamaño de su cuenca de drenaje. De todos estos barrancos solo se muestran uno de cada clase, con el fin de reconocer las variaciones en el índice SL en las diferentes clases establecidas.

- Clase I

Aquí se han incluido los barrancos de mayor longitud, y que arrancan desde los materiales jurásicos de la Sierra del Pobo, y que van a desembocar en la Rambla del Río Seco. Se han incluido en esta clase los barrancos 1, 5, 18 y 22.

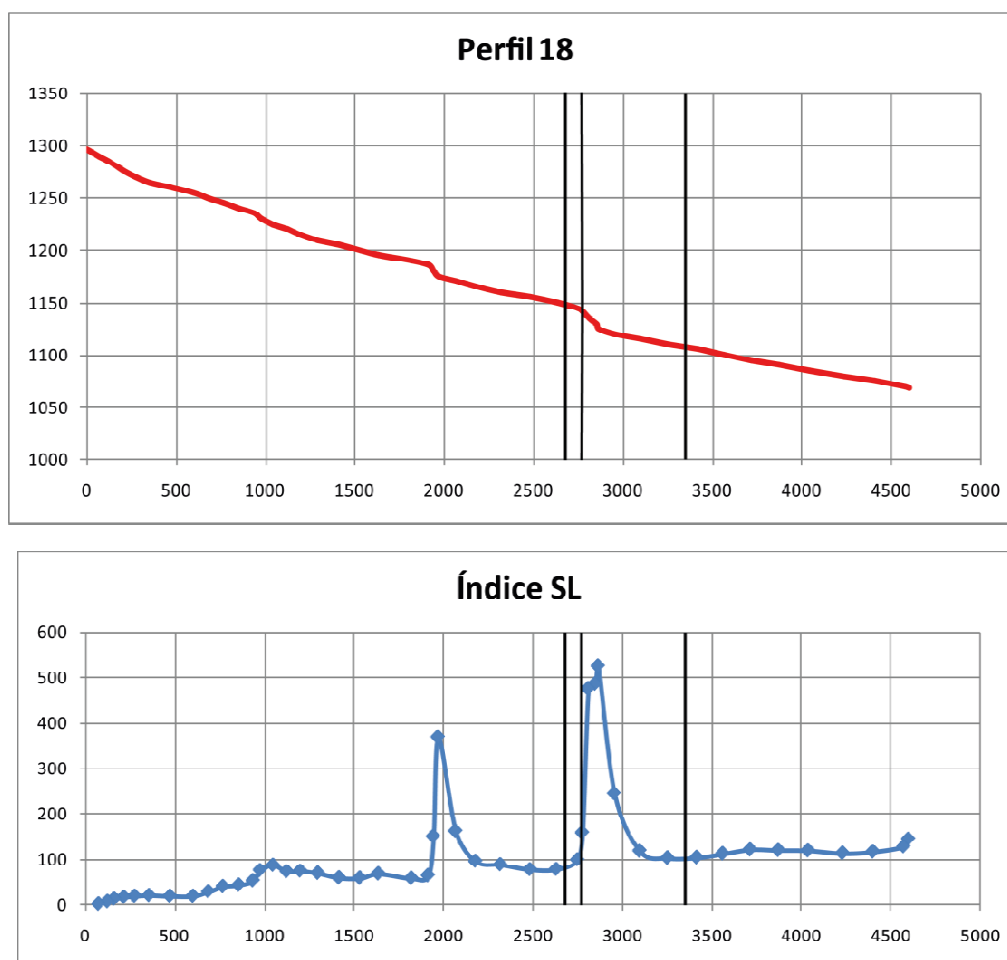


Fig. 9. Perfil longitudinal del barranco 18. Las líneas verticales negras representan la intersección entre el cauce con las fallas cartografiadas. Escalas horizontal y vertical expresadas en metros.

La figura 9 muestra el perfil longitudinal y los valores del índice SL para el barranco 18. Se aprecia un escalón brusco en el perfil y un máximo del valor de SL asociado a la traza de la falla pero localizado aguas abajo de dicha traza. Interpretamos que el escalón no representa el salto de falla sino que es producido por el cambio litológico que supone el paso de las calizas jurásicas del bloque levantado al Neógeno detrítico y el glaciis cuaternario del bloque hundido, estos últimos menos resistentes a la erosión. El cambio litológico es producido por acción de las fallas, pero la anomalía del perfil no se relaciona con la actividad reciente de estas.

- Clase II

Esta clase contiene a los barrancos que tienen su origen en el frente montañoso y que terminan en la rambla principal (barrancos 6, 8, 14, 15 y 20).

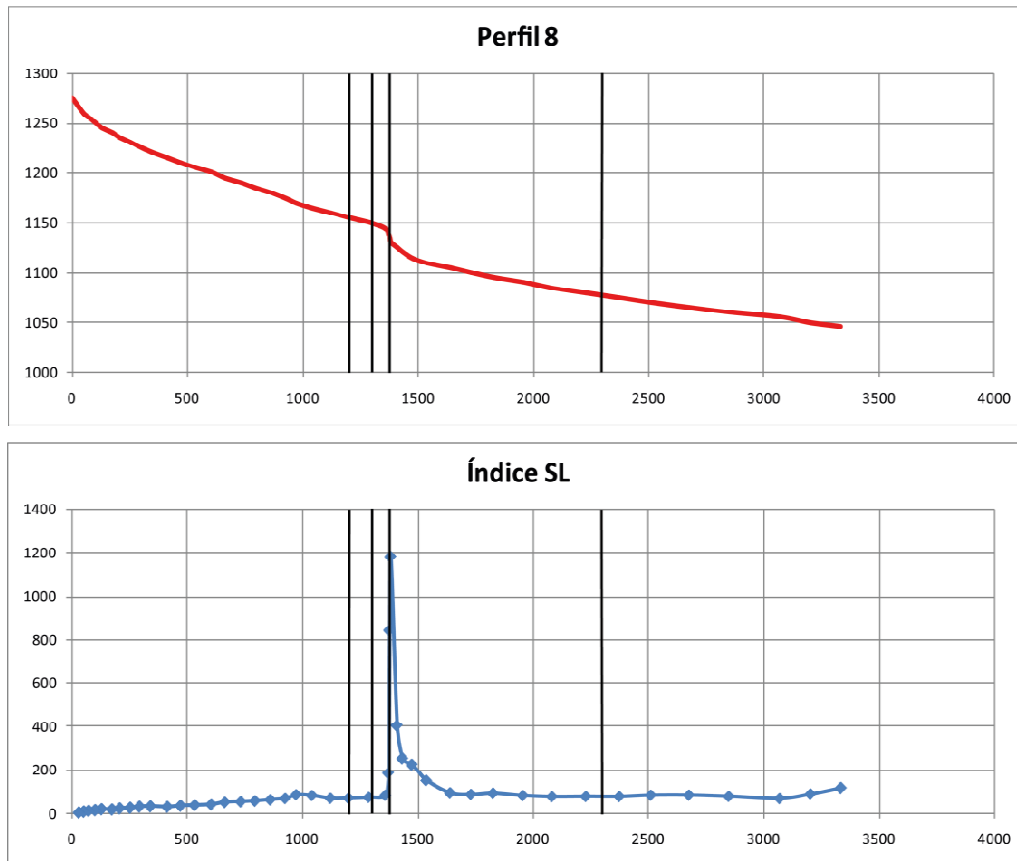


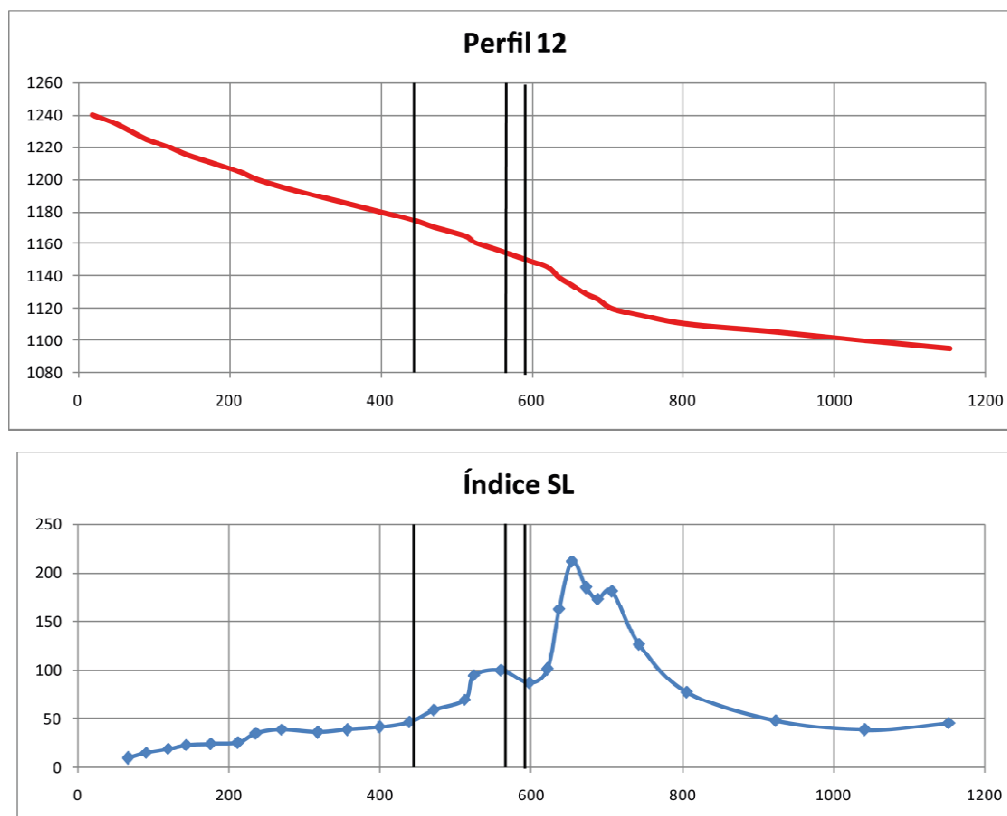
Fig. 10. Perfil longitudinal del barranco 8. Las líneas verticales negras representan la intersección entre el cauce con las fallas cartografiadas. Escalas horizontal y vertical expresadas en metros.

Como en el caso anterior, se puede apreciar un cambio brusco en el perfil topográfico que también lleva asociado un máximo del índice SL. Este salto topográfico y el máximo del índice coinciden con la traza de la falla, que vuelve a quedar por encima del cambio de pendiente, de manera que también se interpreta esta variación topográfica como el resultado de un cambio litológico a lo largo del curso fluvial. Igualmente este cambio en la litología se produjo por la acción tectónica, aunque ésta no es la causante directa del escalón en el perfil.

- Clase III

Esta última clase engloba a los barrancos más cortos, que se inician en el frente montañoso pero que van a desembocar en los barrancos de la clase II. Aquí se incluyen los barrancos 2, 3, 4, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 16, 17, 19 y 21.

En este caso se puede apreciar como los cambios topográficos a lo largo del barranco lleva asociado un pico en el índice SL pero que no coinciden con la traza de las fallas, lo que lleva a pensar que, como en los casos anteriores, las variaciones en la pendiente son producidas porque el curso fluvial atraviesa materiales de diferentes litologías.



El resto de perfiles que se han realizado en los barrancos que atraviesan el escarpe del norte de la depresión se adjuntan en el Anexo II.

d) Evolución del relieve

Las características geomorfológicas de la depresión de Valdecebro indican que en su desarrollo ha tenido un papel fundamental el vaciado erosivo de los materiales neógenos; el propio hecho de que haya unos niveles de glaci encajados en otros así lo indica. Además, los resultados obtenidos de los índices geomórficos ponen en evidencia la erosión diferencial que se ha producido en el borde norte de esta cuenca. No obstante, hay que plantearse en qué momento y por qué causas se produjo la instalación de la rambla del Río Seco, de dirección E-W, que interrumpe el drenaje hacia el sur y que presenta la misma dirección que el glaci.

Como se ha mencionado anteriormente, los glaciares que se encuentran tanto al norte como al sur de la rambla del Río Seco se han interpretado como el mismo nivel de glaciares que ha sido dividido por el posterior encajamiento de la rambla. A continuación se presenta un perfil topográfico que ayuda a sustentar esta hipótesis (fig. 12).

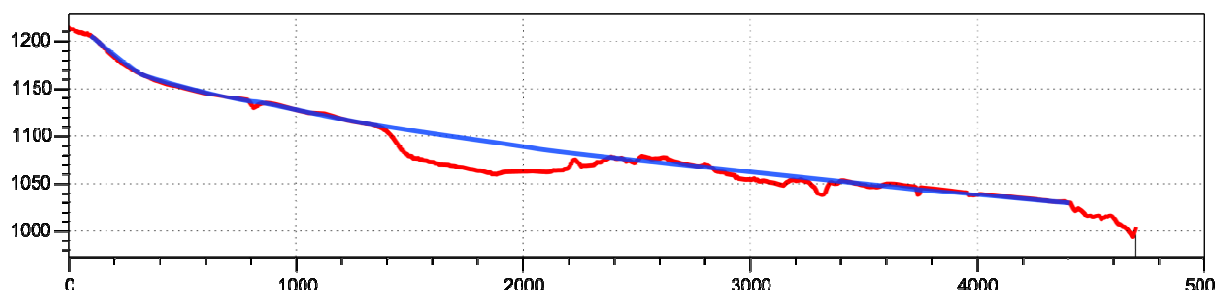


Fig. 12. Perfil topográfico a lo largo de los glaciares de la mitad occidental de la depresión. Escalas vertical y horizontal expresadas en metros.

Como se puede ver, el perfil topográfico (rojo) se ajusta bastante bien a una línea que simboliza la extensión y disposición del glaciar antes de que se viese afectado por la erosión (azul). Esto es lo que nos lleva a pensar que todos los glaciares que aparecen en la mitad oeste de la depresión de Valdecebro, y que se representan igual en la figura 3, podrían haber sido un único nivel de glaciares inicialmente.

Se puede apreciar una zona que queda por encima de la línea de ajuste, a 2,6 km del arranque del glaciar, que corresponde a un relieve residual que fue rodeado durante su formación, y que se extiende desde el pueblo de Valdecebro hasta el glaciar villafranchense.

Tras su formación se encajó sobre él la red fluvial, que fragmentó la superficie inicial en retazos de menor tamaño. En particular, al instalarse y encajarse la rambla del Río Seco, de dirección E-W, dividió el antiguo glaciar en dos dominios al norte y al sur de la misma. Más adelante discutiremos las causas y mecanismos probables de este proceso.

Es posible que cuando se instaló la rambla del Río Seco ya se hallasen incididos barrancos procedentes de los relieves jurásicos del norte y que se prolongasen hacia el sur igual que lo haría el glaciar anterior. En tal caso, los tramos de los cursos fluviales que quedaron al norte de la rambla fueran capturados por la misma, mientras que los que se encontraban al sur quedaron como barrancos decapitados y siguieron su rumbo hasta desembocar en el Turia, aguas abajo de la ciudad de Teruel. La asimetría que se aprecia entre la red fluvial que procede del norte y va a parar a la rambla (cuencas de drenajes de mayor extensión) y la que viene del sur (cursos muy cortos y cuencas que, en el sector occidental, ocupan solo el escarpe junto a la rambla) puede ser un punto de apoyo para esta hipótesis.

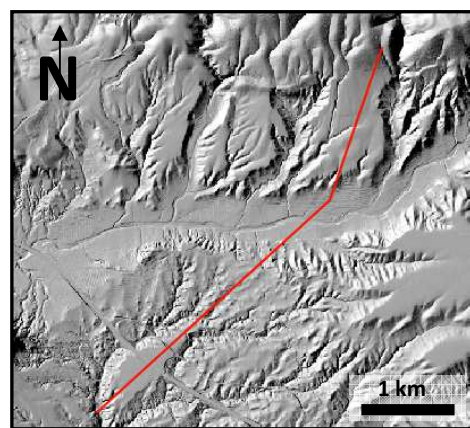


Fig. 13. Situación del perfil topográfico sobre el MDE.

Otro planteamiento consiste en admitir que los barrancos procedentes de los relieves jurásicos del norte se incidieron como respuesta al encajamiento de la rambla del Río Seco, y que los cursos fluviales que afectan a la mitad sur del glacis medio nacen del relieve que se extiende desde el pueblo de Valdecebro hasta el glacis villafranquiense, al que ya se ha hecho mención anteriormente.

En cualquier caso, se conocen dataciones correspondientes al subnivel alto de la terraza baja del río Alfambra, en la zona donde confluye la rambla del Río Seco con esta. Se sabe que este subnivel alto es una terraza de la rambla ya que este subnivel remonta por el curso de la misma. La edad obtenida para este subnivel mediante OSL (luminiscencia ópticamente estimulada) es de $22,0 \pm 1,6$ ka (Simón *et al.*, 2015).

3| Estructura y actividad cuaternaria de la falla de Valdecebro

a) Datos estructurales a escala cartográfica

Las fallas con expresión geomorfológica que aparecen en la depresión de Valdecebro se concentran en dos zonas principalmente. En todas las que se ha podido reconocer el plano de falla se ha comprobado que son fallas de componente normal.

El primer conjunto de fallas se localiza en el glacis villafranquiense del centro de la depresión. Estas fallas presentan dos direcciones dominantes, NW-SE y WSW-ENE. Las de dirección NW-SE presentan longitudes que van desde los 600 metros hasta 3 km, mientras que las de dirección WSW-ENE se prolongan desde 500 metros hasta 1,5 km. No se han encontrado afloramientos en los que se pudiesen tomar medidas de este conjunto de fallas, pero debido a su expresión en superficie bastante rectilínea se presuponen valores altos de buzamiento.

El segundo conjunto de fallas es el que afecta a los retazos del glacis medio y que genera el escarpe del frente montañoso del norte de la rambla del Río Seco. La dirección dominante en este conjunto es E-W y en menor magnitud NW-SE, con azimuts entre 100 y 140. Estas fallas también presentan longitudes variadas, que comprenden desde los 200 metros hasta cerca de 4 km. El glacis presenta anomalías en la pendiente debido al movimiento de las fallas, aunque en algunos tramos el propio glacis cubre el trazo de la fallas. Presentan buzamientos altos de entre 60 y 85°.

Además, en la zona del frente montañoso se ha realizado un pequeño corte en que se han representado los elementos geomorfológicos que nos van a permitir calcular la tasa de movimiento de la zona de falla de Valdecebro. Para ello, en el corte, en el que se ha exagerado la escala vertical para que se aprecie mejor, se ha tomado la diferencia de altitud topográfica que hay entre la Superficie de Erosión Fundamental (S.E.F.) y el techo de unidad Páramo 2 (190 m). Esta diferencia de cotas equivale al salto vertical post-Páramo 2, y representa un periodo de 3,6 Ma. Conociendo la diferencia de altura y el marco de tiempo que representa se puede calcular la tasa de movimiento; finalmente se ha obtenido una tasa de movimiento vertical de 0,05 mm/año. Dado que el plano de falla tendrá una inclinación y la dirección de movimiento podría no seguir la máxima pendiente, la tasa de desplazamiento real será ligeramente mayor.

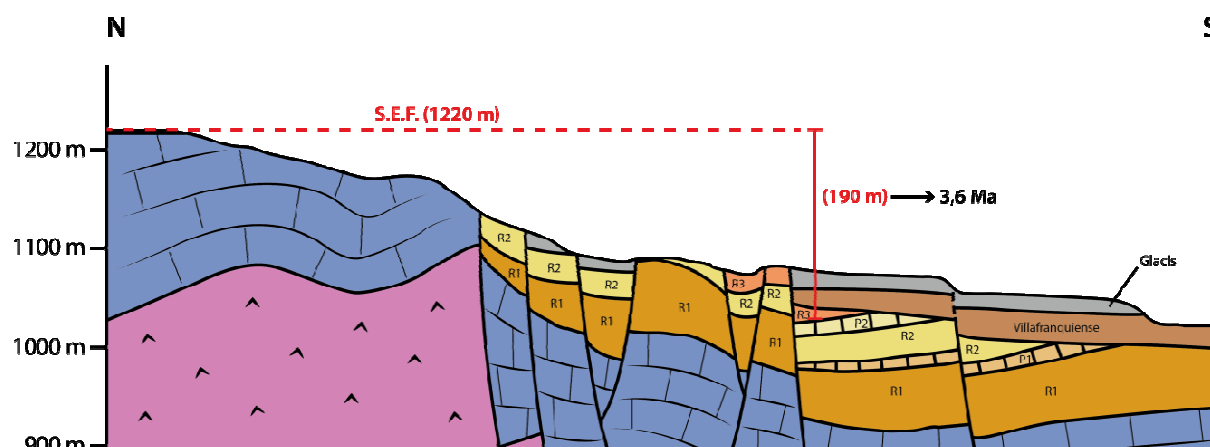


Fig. 14. Corte esquemático en el que se representan el salto vertical post-Páramo 2

b) Datos estructurales a escala de afloramiento: la trinchera de Los Huesares

La trinchera de Los Huesares se ha excavado sobre el glacis al que anteriormente se ha hecho referencia como glacis medio, en la margen norte de la rambla del Río Seco, en la zona que da el nombre a la trinchera. Se llevó a cabo en esta ubicación debido a la presencia de escalón topográfico que se intuía que correspondía a una falla reciente.

Por medio de una pala retroexcavadora se excavó una zanja de dirección N-S de aproximadamente 40 m de longitud, 4 m de profundidad y 1-1,5 m de ancho.

Los materiales que afloran en la trinchera se componen principalmente de ~~per~~ niveles gravas con intercalaciones de limos y de lutitas (unidades 1, 2 y 5), niveles de gravas tantogranosostenidas como

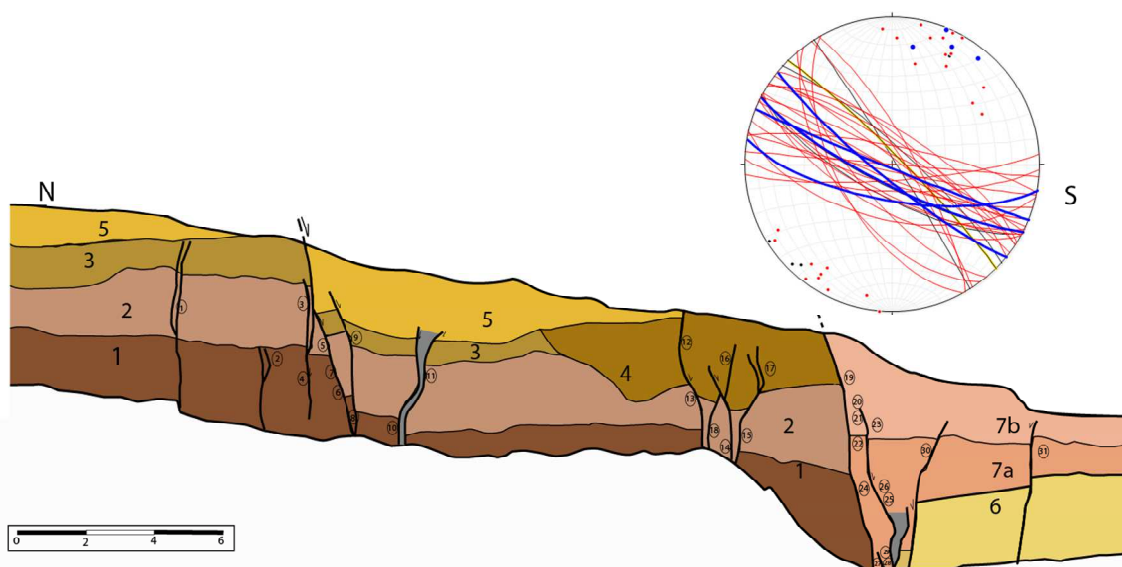


Fig. 15. Esquema geológico de la trinchera de Los Huesares, El estereograma muestra las ciclográficas y polos de los planos de falla (azul: fallas con salto apreciable; rojo: fallas menores; negro: fisuras). Cedido por Alberto García. Escala expresada en metros.

soportadas por la matriz (unidades 4 y 6 respectivamente), limos de carácter masivo (unidad 3) y arenas masivas (unidad 7). Las unidades aparecen numeradas en la fig. 15.

En la trinchera se reconocieron varias fallas de poca entidad, pero la que pone en contacto las unidades 1, 2 y 4 con la unidad 7 (a y b) se ha considerado como falla principal. Desgraciadamente, no hay ninguna unidad que se haya reconocido en ambos bloques de la falla y, por tanto, no puede evaluarse el salto que esta ha producido.

c) Anomalías geomorfológicas ligadas a la actividad de la falla de Valdecebro: estimación de desplazamientos y tasas

Durante el estudio y la cartografía de los niveles de glaciares se han encontrado evidencias sobre la tectónica que pudo ser responsable de algunas de las pendientes anómalas que se aprecian en sus superficies.

En el caso del glaciar villafranchense, en la cartografía se han marcado las líneas de falla con expresión geomorfológica que provocan variaciones en la superficie topográfica del glaciar. Estas líneas de falla muestran dos direcciones preferentes, NW-SE y ENE-WSW, lo que permite diferenciar dos familias de fallas distintas.

En el caso de la falla de la trinchera de Los Huesares, hemos indicado que tiene también expresión geomorfológica, un escalón anómalo en su pendiente. Al no contar con ninguna unidad estratigráfica de referencia para evaluar el salto de la falla, nos hemos planteado hacer un cálculo basado en un marcador morfológico que es la propia superficie del glaciar. Ya hemos indicado que, tras excavar la trinchera, pudimos confirmar que el escalón estaba efectivamente originado por la falla. Previamente a la realización de la trinchera se realizó un perfil topográfico de detalle a través de dicho escalón, que aparece representado en la figura 16.

En el perfil se han proyectado las envolventes que simbolizan la prolongación de la superficie del glaciar a ambos lados del salto topográfico (rojo), y el plano de la falla principal (negro), que se identificó durante el estudio de la trinchera, con un buzamiento de 70° . Al medir la distancia entre las envolventes siguiendo el plano de falla, y suponiendo un movimiento normal puro, se obtiene un valor de $6,5 \pm 0,4$ metros y que supone el salto real de la falla.

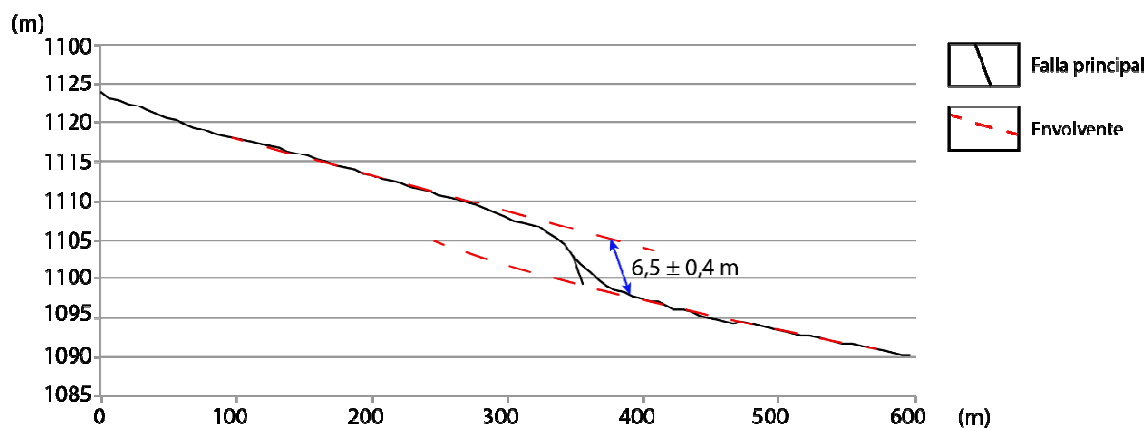


Fig. 16. Perfil de detalle del escalón localizado en el glaciar medio.



Fig. 17. Panorámica de glacis medio en el paraje de Los Huesares, donde se aprecia el escalón anómalo en su superficie y el lugar donde se excavó la trinchera que puso en evidencia la falla que lo desplaza.

En los sedimentos de la cubierta del glacis se dispone de dos dataciones mediante OSL (luminiscencia ópticamente estimulada). Estas dataciones fueron realizadas por el Laboratorio de Datación y Radioquímica de la Universidad Autónoma de Madrid, dentro de los proyectos de investigación de paleosismología del área de Geodinámica interna de la Universidad de Zaragoza. Los resultados son los siguientes:

Referencia Laboratorio	Dosis Equivalente (Gy)	Dosis Annual (mGy/año)	Número de años B.P.	Localización	Profundidad
MAD-6329BIN	33,40	1,25	$26,7 \pm 2,5$ ka	Glacis Valdeceb. BS	1,4 m
MAD-6331BIN	96,42	2,05	$47,0 \pm 3,8$ ka	Bco. Valdecebro 2	8,0 m

Con el de salto real y la edades obtenidas, asumiendo que todo el desplazamiento se ha producido posteriormente a la sedimentación de la cubierta de glacis, se puede calcular el valor máximo y mínimo de la tasa de movimiento de la zona de falla expuesta en la trinchera.

- Tasa de movimiento mínima: $\frac{6,5-0,4 \text{ m}}{47,0+3,8 \text{ ka}} = 0,12 \text{ m/ka}$
- Tasa de movimiento máxima: $\frac{6,5+0,4 \text{ m}}{26,7-2,5 \text{ ka}} = 0,28 \text{ m/ka}$

4| Interpretación y discusión

a) Modelo de evolución morfotectónica de la depresión de Valdecebro

A principios del Mioceno superior, la depresión de Valdecebro comienza a rellenarse de materiales aluviales que componen la unidad Rojo 1. Posteriormente a esta unidad, tiene lugar el desarrollo de la zona de falla de Valdecebro, de dirección E-W, a finales del Mioceno o principios de Plioceno (A. García, comunicación personal). La aparición de esta zona de falla acentúa la degradación de los materiales en el bloque levantado, generando así las superficies de erosión que aparecen en los relieves jurásicos que rodean la depresión. La superficie de erosión localizada al este actúa de área fuente de los materiales que componen el glacis villafranquiense, que se origina durante la transición Plioceno-Pleistoceno.

Ya durante el Pleistoceno se deposita el glacis medio que arranca desde el frente montañoso del norte de la depresión, y que tiene como área fuente este relieve afectado también por superficies de erosión. Sin embargo, previamente al depósito de este nivel medio, se ha producido una erosión diferencial dentro de la cuenca, que provoca el encajamiento del glacis medio y que este tenga también como área fuente al glacis villafranquiense.

Hay que plantearse cuál es el mecanismo por el cual este dispositivo de drenaje de N a S es sustituido por la instalación del drenaje E-W que representa la rambla del Río Seco. Interpretamos que ese mecanismo sería de origen tectónico, puesto que la directriz E-W de la depresión actual tiene como condicionante principal la existencia de una estructura de esa misma dirección, la zona de falla de Valdecebro. Podría haber sido la reactivación de la zona de falla, con una deformación de *roll-over* en el bloque hundido junto a una componente de arrastre o “gancho de falla”. La suma de ambas componentes creó un área sinforme, y es en ese espacio donde se instaló la rambla de dirección E-W. De manera que este es el mecanismo causante del cambio que se produce en la red de drenaje, que pasa de un patrón N-S desde los relieves jurásicos hasta desembocar en el Turia, a un patrón W-E que captura el drenaje que viene del norte y el este.

La instalación de la rambla del Río Seco se puede acotar en el tiempo debido a que conocemos las edades del glacis medio y de la terraza más antigua reconocida en la rambla. Esta terraza equivale al subnivel alto de la Terraza Baja del río Alfambra. Así pues sabemos que el cambio que se produjo en el patrón de la red drenaje causado por el movimiento de *roll-over* de la falla tuvo lugar entre la edad del glacis medio (47 a 27 ka) y la edad de esta terraza (22ka, según Simón et al., 2015).

b) Valoración del grado de actividad de la falla de Valdecebro

Tanto las valoraciones realizadas sobre los aspectos cualitativos de la depresión, más concretamente de la zona del frente montañoso, como las obtenidas a partir de los índices geomórficos nos sirven para hacer una estimación aproximada de la actividad que presenta la zona de falla de Valdecebro.

El resultado obtenido para el índice de sinuosidad del frente montañoso (S_{mf}) y de las tasas de movimiento ha sido comparado con clasificaciones propuestas previamente, a fin de comparar el valor obtenido en el frente montañoso de la depresión de Valdecebro con los resultados de zonas

donde se ha caracterizado a fondo la actividad tectónica. Las clasificaciones empleadas son las de McCalpin (1996) y Silva *et al.* (2003).

Al comparar el índice S_{mf} del frente montañoso de Valdecebro con los datos de McCalpin (1996), vemos que el valor obtenido (1,526) se aproxima mucho a la clase 3 (“lenta”) propuesta por el autor. Por otro lado, al comparar este dato con la clasificación de Silva *et al.* (2003) apreciamos cómo nuestro valor prácticamente entra en el rango correspondiente a la clase 1 (“activa”).

En segundo lugar, al contrastar la tasa de movimiento que se ha calculado para la zona de falla de Valdecebro con los valores propuestos por McCalpin, vemos que nuestros resultados (0,12-0,28 mm/año) quedan en un punto intermedio entre ambas clases. Si los cotejamos con los valores que proponen Silva *et al.* (2003), la falla la incluiríamos en la clase de fallas activas.

Sin embargo, realizar esta clasificación basándonos tan solo en el índice S_{mf} y la tasa de movimiento hace que los resultados conseguidos nos marquen una tendencia general y no resultados absolutos.

Por último, los valores de los índices de gradiente fluvial (SL) realizados para todos los barrancos que atraviesan el frente montañoso también nos aportan información relevante para conocer el grado de actividad de la falla. De hecho, la presencia de picos en los valores de los índices SL cerca de las fallas pero aguas abajo de la traza nos indica la importancia que ha tenido la erosión diferencial producida por la variación de las litologías a lo largo de los barrancos que atraviesan el frente montañoso. Sin embargo, el espaciado y disposición de algunas cuencas de drenaje, como ya se ha mencionado en el apartado 2.b., son razones que ponen de manifiesto la componente tectónica generadora de los cambios litológicos.

c) Discusión en el contexto de la tectónica activa del área de Teruel: comparación con las fallas de Concud y Teruel

Para comprender mejor el contexto general de los datos que se han recopilado en este trabajo es conveniente comparar los valores de tasas de desplazamiento e índices geomórficos elaborados en la zona de falla de Valdecebro con los descritos en otras zonas cercanas, concretamente con las fallas de Concud y Teruel.

Al poner en comparación el frente montañoso de Valdecebro con el frente generado por la falla de Concud, que presenta un valor del índice $S_{mf} = 1,24$ según Lafuente (2011), vemos que los valores en ambos casos no se alejan mucho entre sí, lo que puede hacernos pensar que la tectónica, en la zona donde confluye la fosa del Jiloca con la fosa de Teruel, ha sido el mecanismo dominante, aunque haya tenido menor tasa de actividad en la zona de falla de Valdecebro.

Al cotejar los resultados obtenidos, en Concud y Valdecebro, a partir de la interpretación efectuada del índice SL vemos que los máximos de este índice en la falla de Concud se localizan aguas arriba de la traza de la falla, mientras que en la zona de falla de Valdecebro ocurre lo contrario. Así pues, se puede saber que el proceso principal que produce el escarpe en la fosa del Jiloca es la actividad tectónica y que, por el contrario, en el escarpe de Valdecebro el proceso dominante es la erosión diferencial de los materiales.

En la falla de Teruel no se han calculado índices geomórficos debido a que esta falla pone en contacto materiales neógenos entre sí, de resistencia similar a la erosión, de manera que no se genera ningún escarpe o frente montañoso sobre el que realizar este análisis.

Finalmente, se compararan las tasas de movimiento de la zona de falla de Valdecebro con las fallas de Concud y Teruel. Lafuente (2011) presenta para la falla de Concud unos valores de 0,07 mm/año para un periodo de 3,6 M.a. y de 0,28 mm/año para el periodo del Pleistoceno superior-Holoceno. Por otro lado, los valores de tasas de movimiento para la falla de Teruel están pendientes de ser publicados (Simón *et al.*, 2015), pero hemos conocido que estos datos son de 0,075 mm/año para el periodo de 3,6 Ma, y de 0,11-0,12 mm/año para el periodo Pleistoceno superior-Holoceno (J.L. Simón, comunicación personal). Estos últimos valores son una tasa parcial, puesto que solo se ha tenido en cuenta el movimiento de dos ramas de la falla de Teruel, de manera que la tasa para toda la falla podría alcanzar valores similares a los de la falla de Concud. Para la zona de falla de Valdecebro se han obtenido tasas de desplazamiento de 0,05 mm/año para el periodo de 3,6 Ma y de 0,12-0,28 mm/año para el periodo Pleistoceno superior-Holoceno, valores que son comparables, por tanto, a los de las fallas de Concud y Teruel.

5| Conclusions

The Valdecebro depression is an intramountain extensional basin that has evolved under the control of differential erosion and recent tectonic activity.

The morphology of some drainage basins that cross the mountain front and the features of their canyons are consistent with their setting on a tectonically active mountain front.

The mountain front is the result of differential erosion of materials with different resistance, put into contact by the Valdecebro fault zone.

The middle Pleistocene pediments mainly in the western sector of the depression are part of a single pediment level, originally draining towards the south (Turia River), then fragmented by incision of the Rambla del Río Seco gully.

The Valdecebro fault zone has been classified as a moderately active fault, taking into account both classifications proposed by McCalpin (1996) and Silva *et al.* (2003), based on morphotectonic evidence, and its estimated movement rate of 0,05 mm/a for the last 3.6 Ma (post-Páramo 2 unit), and 0,12 to 0,28 mm/a for the Upper Pleistocene-Holocene period.

6| Bibliografía

Alcalá, L., Alosnse-Zarza, A.M., Álvarez Sierra, M.A., Azanza, B. Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., Van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., Van der Muelen, A.J., Morales, J., Peláez-Campomantes, P., Pérez González, A., Sánchez Moral, S., Sancho, R. y Sanz Rubio, E. (2000): El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud, Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (2): 323-343.

- Arlegui, L.E., Simón, J.L., le, R.J. y Orife, T. (2004): El campo de esfuerzos extensional plioceno-cuaternario en el entorno de la falla de Concud (fosa del Jiloca, Teruel). *Geotemas*, 6 (3), 131-134.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., le, 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. *J. Struct. Geol.*, 27, 693-705.
- Bull, W.B. y McFadden, L.D. (1977): Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. *Geomorphology in Arid Regions*. Publications in Geomorphology, State University of New York and Binghamton, 115-138.
- Cortés A.L. (1999): *Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 409 p.
- 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. (2012): Una cubeta endorreica residual plio-pleistocena en la zona de relevo entre la fallas de Concud y Teruel: implicaciones paleogeográficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25 (3-4): 157-175.
- Godoy, A., Ramírez, J.I., Olivé, A., Moissenet, E., Aznar, J.M., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero, J.M. y Gabaldón, V. (1983^a): *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº 567 (Teruel)*, IGME, Madrid.
- Gutiérrez, M., Peña, J.L., Rodríguez, J. y Simón, J.L. (1984): Criterios geomorfológicos aplicados al estudio de la neotectónica en áreas continentales (ejemplos en la Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y Pirineos). *Energía Nuclear*, 149-150: 217-222.
- Hack, J.T. (1973): Stream-profile analysis and stream-gradient index, US. *Geol. Surv. J. Res.*, 1: 421-429.
- Keller, E.A. y Rockwell, T.K. (1984): Tectonic Geomorphology, Quaternary Chronology and Paleoseismicity.
- Lafuente, P. (2011): *Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica Central)*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 338 p.
- Lafuente, P., Lamelas, T., Simón, J.L., Soriano, M.A. (2011): Morphotectonics of the Concud Fault (Iberian Chain, Spain): Comparing Geomorphic and Geologic Indices of Activity of an Intraplate Extensional Fault, *Geodinamica Acta*, 24:3-4, 107-122.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Casado, I., Ezquerro, L., Liesa, L.C., Pueyo, O. 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.
- McCalpin, J.P. (1996): Paleoseismology. Academic press, 588 p.

- Moissenet, E. (1982): Le Villafranchien de la région de Teruel (Espagne). Stratigraphie-deformations-milieux. *ColloqueLe Villafranchien Mediterraneén*, Lille, 229-253.
- Moissenet, E. (1983): Aspectos de la neotectónica de la fosa de Teruel. En: *Geología de España*, (J.A. Comba, ed.), Libro Jubilar J.M. Ríos, IGME, Madrid, vol. 2, 427-446.
- Moissenet, E. (1985): Le Quaternaire moyen alluvial du fosé de Teruel (Espagne). *Physio-Géo*, 14/15, 61-78.
- Peña, J.L., Sánchez, M. y Simón, J.L. (1981): Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel. *Teruel*, 66: 31-48.
- Sánchez Fabre, M. (1989): Estudio geomorfológico de la Depresión de Alfambra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 926 p.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. y Bardaji, T. (2003): Fault-generated, mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50: 203-225.
- Simón, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69: 21-97.
- Simón, J.L. (1984): Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 269 p.
- Simón, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *J. Struct. Geol.* 11 (3): 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 p.
- Simón, J.L. y Paricio, J. (1988): Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica (algunas precisiones a propósito de los comentarios de J. Guimerà al trabajo "Aportaciones al conocimientos de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica centro-oriental: la cuenca neógena inferior de Mijares, Teruel-Castellón"). *Estudios Geol.*, 44: 183-271.
- Simón, J.L., Soriano, M.A. (1993): La falla de Concud (Teruel): actividad cuaternaria y régimen de esfuerzos asociado. *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, A. (2015): Enhanced paleoseismic succession at the Concud fault (Iberian Chain, Spain): new insights for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, en prensa.

ANEXO I

Elaboración de los perfiles longitudinales de barrancos en el sector de Valdecebro (Teruel)

En QGIS organizamos los siguientes documentos:

- Modelo digital del terreno (DEM). A partir del DEM elaboramos un mapa de sombras hillshade como referencia geográfica mediante la herramienta de Análisis de Terreno hillshade.
- Base topográfica 1:25.000 BCN25: Base Cartográfica Numérica 1:25.000, está formada a partir de los ficheros digitales del Mapa Topográfico Nacional a dicha escala. Sistema Geodésico de Referencia ETRS89, proyección UTM en el huso correspondiente.
- Para realizar los perfiles longitudinales de los barrancos estudiados procedemos en primer lugar a obtener su trazado de forma automatizada. Al mapa raster obtenido se aplica un algoritmo de adelgazamiento, antes de proceder a su vectorización. En este momento los barrancos están representados por trazados vectoriales, pero segmentados en cada confluencia, por lo que con un plugin de QGIS (*Join Multiple Lines*) hemos unido los diferentes segmentos que conforman el barranco a estudiar. A la polilínea resultante aplicamos entonces otro plugin (*Terrain Profile*), que nos proporciona tanto el perfil gráfico (exportable en varios formatos) como la tabla de datos correspondiente.

ANEXO II

En este anexo se adjuntan los restantes perfiles topográficos e índices SL que se han realizado y tenido en cuenta durante la elaboración de la memoria.

