

M. GUTIERREZ ELORZA ⁽¹⁾; J.L. PEÑA MONNE ⁽²⁾ y J.L. SIMON GOMEZ ⁽¹⁾

(1) Dpto. de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Zaragoza.

(2) Dpto. de Geografía. Colegio Universitario. Teruel.



RESUMEN

La actividad tectónica cuaternaria y reciente ha dado lugar en este área a un conjunto de depresiones alargadas de orientación submeridiana, enmarcadas por fallas, que constituyen valles -- tectónicos.

ABSTRACT

Quaternary and recent tectonic activity led to a series of elongated depressions in the studied area of roughly N-S orientation, framed by faults, and developing as tectonic valleys.

1.- INTRODUCCION

En una publicación anterior (CAPOTE et al., 1981) se puso de manifiesto la presencia de movimientos recientes en la fosa del Jiloca, más concretamente en la región de Rubielos de la Cérída. En otros lugares del sistema - de fosas de Calatayud-Teruel y áreas montañosas circundantes se ha señalado asimismo, con mayor o menor evidencia, la acción de una tectónica cuaternaria (HOYOS et al., 1979 ; OLIVE, et al., 1980; MOISSENET, 1980, 1982 a y b; BURILLO et al., 1981; PEÑA et al., 1981; SIMON, 1982 y 1983).

En este trabajo se pretende analizar la interacción existente entre estas deformaciones intracuaternarias y los procesos morfogenéticos actuantes para estas épocas en el área de Rubielos de la Cérída. Dicha localidad se -

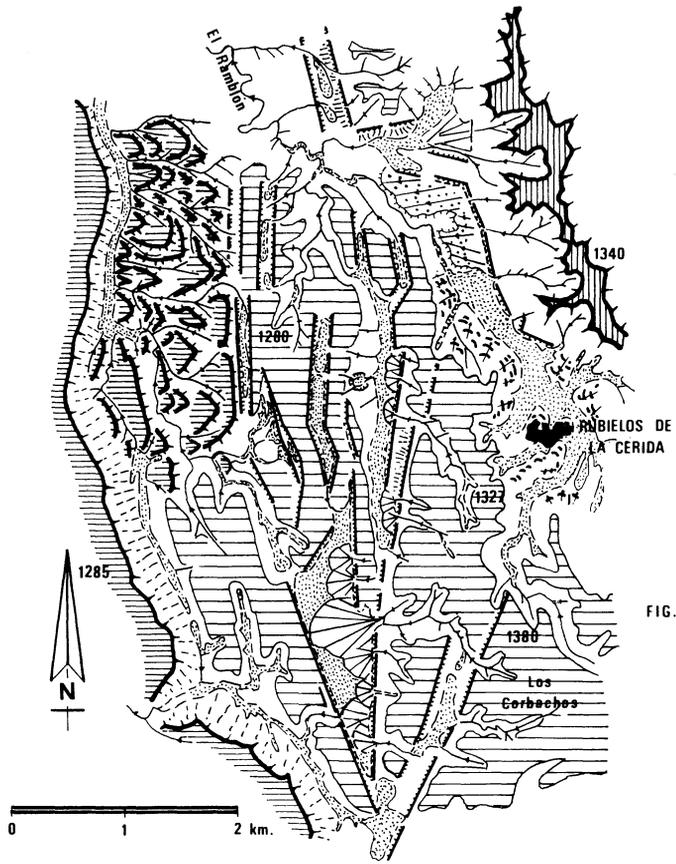
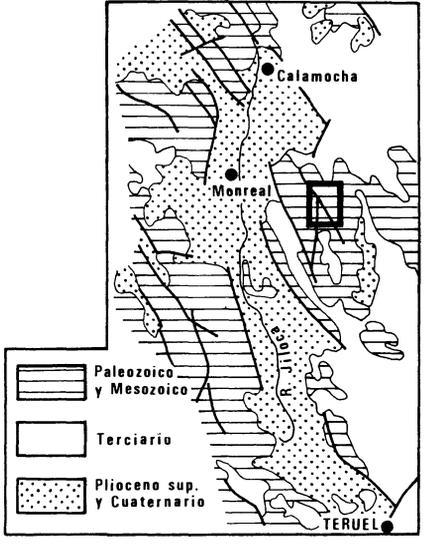


FIG. 1 - Mapa geomorfológico y esquema de situación.

- Relieve estructurales mesozoicos
- Plataformas terciarias
- Superficie finis pontiense
- Fallas con expresión morfológica
- Dolina
- Rellenos de fondos de valle
- Valles de incisión lineal
- Conos de deyección
- Glacis nivelando materiales Plio-Cuaternarios
- Vertientes regularizadas
- Soliflución
- Vertientes esencialmente desnudas



halla situada en el margen oriental de la fosa del Jiloca (fig.1), ya dentro de los relieves mesozoicos, en el paralelo aproximado de Monreal del Campo. Las alturas dominantes del área estudiada están comprendidas entre 1300 y 1400 m.

2.- EL MODELADO

La zona que nos ocupa está dominada por el desarrollo de áreas interfluviales aplanadas, resultantes de un largo ciclo erosivo que culminó en el Plioceno medio-superior con el desarrollo de una extensa superficie de erosión en toda la cadena Ibérica. A su vez, los materiales carbonatados de edad jurásica arrasados por esta superficie están karstificados; se reconocen lapiaz estructural y oqueroso y una pequeña dolina capturada por la red fluvial.

En contraste con su entorno, caracterizado por unas fuertes regularizaciones de vertientes que impiden la observación del sustrato, el área de estudio está dominada por la presencia de vertientes desnudas, desprovistas casi por completo de derrubios. El esquema morfológico que puede esbozarse para la misma (fig.1) consta esencialmente de una superficie de erosión articulada por fallas que determinan la existencia de una serie de depresiones alargadas de traza submeridiana; las vertientes desnudas a que nos referimos constituyen el elemento de enlace entre la superficie culminante y los rellenos detríticos que ocupan el fondo de las depresiones. Muy frecuentemente, el contacto entre la vertiente y los materiales del relleno presenta un escarpe neto, de 0,5 a 3 m de altura y recorridos kilométricos. En realidad, la gran mayoría de los escarpes se mantienen entre 0,5 y 1 m de altura, y los puntos donde se aprecia un desnivel mayor corresponden a situaciones en las que ha existido un lavado de materiales al pie del mismo.

El análisis detallado de alguno de estos escarpes muestra que se trata de planos de falla subverticales con marcas de fricción (CAPOTE et al., 1981), si bien en la mayoría de los casos las estrías han debido de ser borradas por la disolución.

Los rellenos que ocupan el fondo de estas depresiones alargadas corresponden a diferentes tipos. Los depósitos más generalizados son derrubios de vertiente, en ocasiones estratificados, con dominio de cantos de tamaño medio y matriz areno-arcillosa (estas arcillas proceden en parte de descalcificación). Los aportes laterales organizados en forma de conos de deyección adquieren también importancia en alguna de las depresiones, llegando en ocasiones a cubrir casi por completo los rellenos de su fondo. Finalmente, dado que estas depresiones constituyen valles fluviales, es de suponer que los materiales constituyentes de los mismos presentan también depósitos de este origen, si bien no han podido ser constatados debido a la carencia de afloramientos.

Otro aspecto significativo que puede considerarse es la relación existente entre los rellenos de las depresiones y la configuración hidrográfica (fig. 2). Llama poderosamente la atención, en numerosos casos, la falta de adecuación de la red fluvial con respecto a los rellenos, así como la posición anómala de los mismos en relación con las divisorias. Desde este punto de vista, podríamos diferenciar tres tipos de situaciones para los rellenos detríticos que ocupan depresiones con condicionamiento tectónico. El primero de ellos corresponde a la depresión N-S que ocupa el centro de la región estudiada; las divisorias de aguas la compartimentan en este caso, quedando únicamente su extremo meridional conectado con la red exorreica. En su intersección con el eje de la depresión las divisorias son de carácter difuso, excepto en la cuenca más septentrional, que aparece separada del resto por

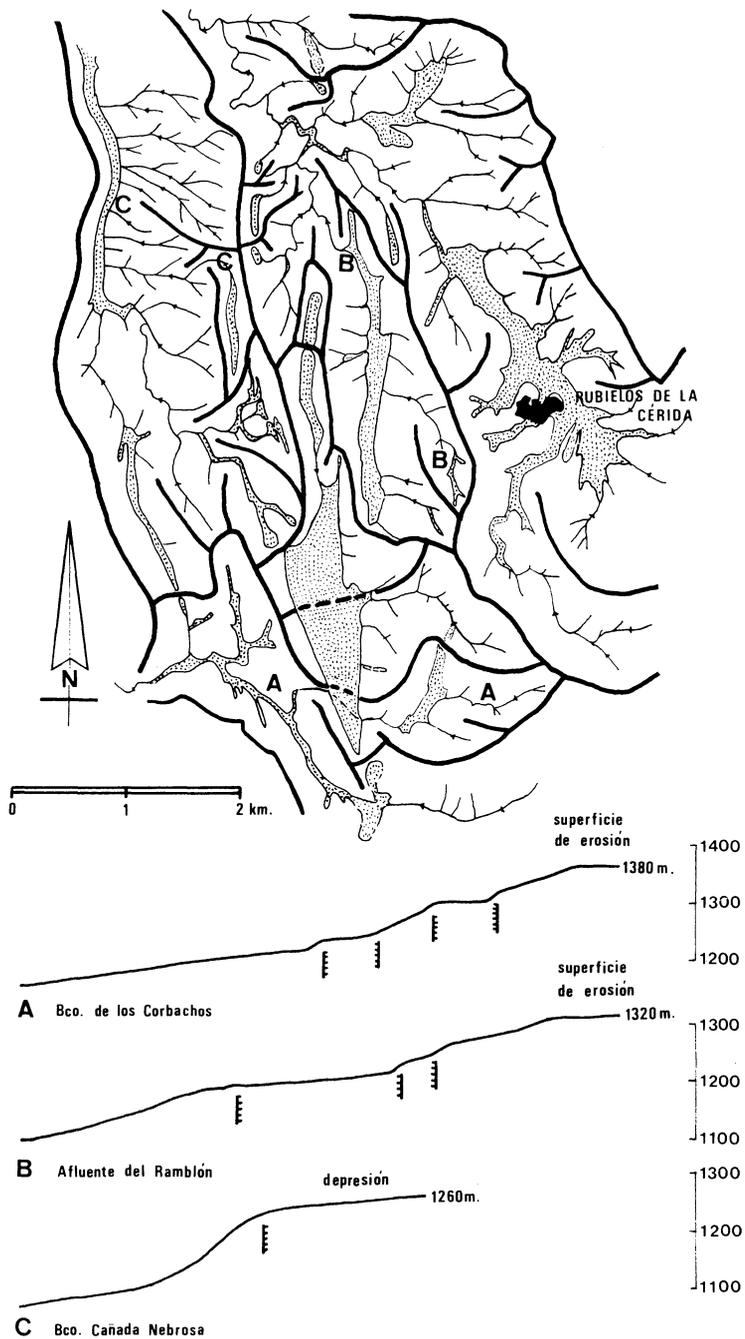


FIG. 2 - Divisoria hidrográfica y rellenos de valle. Perfiles longitudinales de tres valles, mostrando las rupturas de pendiente que les afectan.

una divisoria neta; en ese último caso el relleno de la depresión atraviesa la divisoria por un collado. Un segundo tipo corresponde a las depresiones coincidentes con fondos de valles fluviales actuales, perfectamente integradas dentro del esquema hidrográfico; es el caso del barranco de orientación meridiana que discurre inmediatamente al Este de la depresión mencionada anteriormente. Finalmente, en una tercera categoría pueden encuadrarse a aquellas pequeñas depresiones que, aunque están conectadas a la red exorreica, ocupando la cabecera de pequeños afluentes de los valles principales, se sitúan en una posición anómala en la parte alta de las vertientes, colgadas en las inmediaciones de las grandes divisorias. Aparte se encuentran, naturalmente, los valles sin aparente condicionamiento tectónico, como lo son los que flanquean la zona central del área.

Los perfiles longitudinales de los barrancos también resultan significativos en orden a analizar los posibles factores que influyen en el modelado. En la figura 2 aparecen representados tres de ellos, con su correspondiente ubicación en el mapa. Se observa muy frecuentemente la coincidencia entre rupturas de pendiente de los perfiles y algunas de las fallas que habíamos reconocido limitando las depresiones descritas, lo cual aboga por una actividad reciente de tales accidentes tectónicos, cuyo reflejo morfológico no ha sido limado por la erosión regresiva. No obstante, se reconocen otras rupturas de pendiente que corresponden a los puntos de regresión de la incisión lineal, situados en la parte occidental del esquema, donde se encuentran las zonas de menor altitud. En algunas de ellas se observa un comienzo de captura de los rellenos de las depresiones, aunque en la mayoría de éstas la erosión remontante no ha producido ninguna evacuación.

3.- EVOLUCION DE LOS VALLES TECTONICOS

Todos los datos reseñados hasta aquí revelan que estas depresiones alar

gadas no deben su origen a procesos exclusivos de acción fluvial y de evolución de vertientes, sino que a los mismos se ha superpuesto una actividad tectónica de fractura que ha compartimentado el área en un sistema de pequeños horsts y grabens en épocas recientes. Todas las depresiones con rellenos detríticos descritas hasta ahora coinciden precisamente con dichos grabens; queda claro, pues, el origen tectónico de las mismas.

La traza submeridiana de las depresiones se debe a que es ésta la orientación de la mayor parte de los accidentes tectónicos que las limitan, si bien tampoco faltan algunas con direcciones NNW y NNE. En algún caso, una disposición en relevo de fallas NNE determina la existencia de un borde de depresión de directriz general N-S. Por otro lado, si bien la mayor parte de ellas presentan ambos bordes fallados, en algunas sólo lo está el oriental. Como complemento al mapa geomorfológico, el corte de la figura 3 muestra estos aspectos de la geometría del sistema de depresiones.

La proximidad geográfica y la similitud en las orientaciones del sistema de depresiones que nos ocupa y de la traza general de la fosa del Jiloca permiten inscribir la génesis de las primeras dentro del contexto tectónico del sistema de fosas de Calatayud-Teruel. Las depresiones de Rubielos de la Cérda quedan colgadas sobre el margen elevado oriental de la fosa del Jiloca, dominando en ellas el funcionamiento de las fallas sintéticas sobre las antitéticas respecto al accidente principal de dicho borde (fig. 3).

De cara a establecer la evolución temporal de la actividad de este sistema de fallas se hace fundamental considerar qué formaciones geológicas se ven afectadas. CAPOTE et al. (1981) ponen de manifiesto deformaciones que afectan al Mesozoico, Mioceno, Villafranquiense, depósitos de vertiente de posible edad Würm y suelos superpuestos a estos depósitos. Dejando aparte -

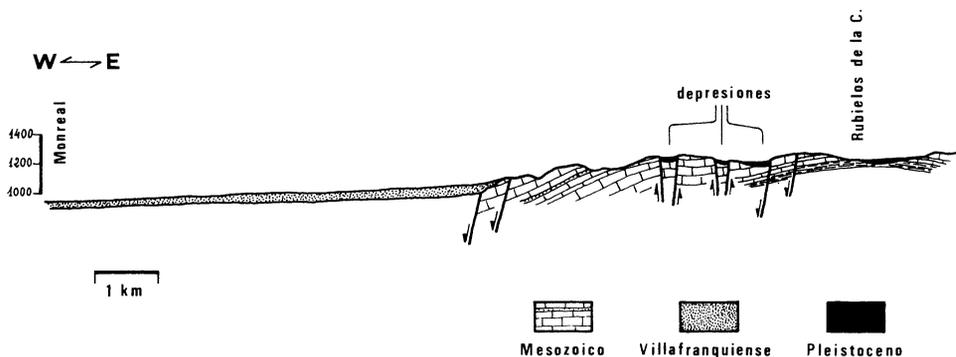


FIG. 3.- Esquema del borde E de la fosa del Jiloca.

la existencia de movimientos intra-villafranquienses, que se constatan en todo el ámbito de las fosas de Calatayud-Teruel, las etapas de fracturación que más nos interesan en relación con la evolución de estas depresiones son las que han tenido lugar en épocas recientes del Cuaternario. En el trabajo -- arriba citado se señalan dos fases de actividad reciente de una de las fallas, que afectan, respectivamente, a un derrubio estratificado de vertiente y a un suelo de tipo rendzina. El movimiento de la falla en la primera de estas fases ha debido de ser prolongado y sin impulsos bruscos. Esta apreciación se deduce de las características que presenta el derrubio en contacto mecánico con el Jurásico. Si el movimiento de la falla hubiera sido repentino y, como consecuencia, hubiera producido un escalón importante en la vertiente, los materiales del derrubio presentarían, al menos en parte, características gravitacionales; estas circunstancias no son apreciables en el referido derrubio estratificado. Esto nos lleva a la conclusión de que -

el salto total que presenta hoy la falla es la suma de pequeños impulsos -- que interrumpieron de forma manifiesta el perfil regularizado existente para esa época. Desde esta óptica es muy verosímil que el desplazamiento que presenta la rendzina, y el pequeño y constante salto que se aprecia en los límites de las depresiones alargadas, corresponda al más reciente de esos pequeños impulsos dentro de esta actividad tectónica reciente prolongada.

Una vez analizada la actividad tectónica del área en tiempos recientes, estamos ya en condiciones de intentar establecer un modelo de evolución morfogenética. En la última etapa fría del Cuaternario, los procesos dominantes en esta región vienen manifestados por una continua e intensa regularización de vertientes, que imposibilita en la mayoría de los casos la observación del sustrato. Estas circunstancias son muy manifiestas en la región que rodea a la zona de estudio.

Este paisaje alomado se ve alterado por una tectónica de fractura que origina un sistema de pequeñas fosas que alteran la dinámica de las vertientes. Los detritos que las cubren por encima de las fallas se movilizan hacia las partes inferiores, rellenan el escalón y tienden a restablecer de este modo el equilibrio del perfil. La continuación de esta dinámica interna-externa trae consigo la creación de típicos valles tectónicos. Estos procesos se desarrollan de modo paulatino y continuo, de tal forma que en ningún momento parece que el escarpe de falla llegara a ser muy pronunciado: el ritmo de la actividad tectónica era compensado prácticamente por el ritmo de evolución de las vertientes. Como consecuencia de todo ello, el valle tectónico inicial enfatiza su carácter con el tiempo.

Las distintas variantes del modelado que se observan son el resultado de las diferencias del influjo relativo de la tectónica y de los procesos externos. Allí donde dominan estos últimos la red fluvial aparece jerarqui-

zada, mientras que cuando existe preponderancia de la fracturación se hacen muy manifiestas las anomalías tanto en el diseño de la red como en su adecuación al sistema de depresiones. Por otra parte, las diferencias en la magnitud y ritmo del movimiento de unos accidentes y otros trae como consecuencia la existencia de depresiones que se han mantenido como verdaderos valles tectónicos, al lado de otras que quedan colgadas en las vertientes y sólo tras ser capturadas por la acción remontante de los barrancos se han integrado en la red fluvial actual.

BIBLIOGRAFIA

- BURILLO, F.; GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (1981): El cerro del Castillo de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinar de geomorfología y arqueología: *Khalatos*, (1): p. 7-63. S.A.E.T. Teruel.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; HERNANDEZ SAMANIEGO, A. y OLIVE DAVO, A. (1981): Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica): *V Reun. Grupo Esp. Trab. Cuat.*: p. 245-257. Sevilla.
- HOYOS, M.; ZAZO, C.; GOY, J.L. y AGUIRRE, E. (1979): Estudio geomorfológico de los alrededores de Calatayud (Zaragoza): *III Reun. Grup. Esp. - Trab. Cuat.*: p. 149-160. Zaragoza.
- MOISSENET, E. (1982 a): Observations préliminaires sur les piemonts internes des Monts Ibériques dans la région de Teruel: Colloque "Montagnes-Piemonts". Toulouse.
- MOISSENET, E. (1981 b): Le Villafranchien de la région de Teruel (Espagne). Stratigraphie-déformations-milieux: Colloque "Le Villafranchien méditerranéen". Lille.

OLIVE, A.; HERNANDEZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J. y MOISSENET, E. (1980): Ma
pa Geológico de España, escala 1:50.000 (MAGNA). Hoja nº 516 (Monreal -
del Campo). I.G.M.E. (en prensa).

PEÑA, J.L.; SANCHEZ, M. y SIMON, J.L. (1981): Algunos aspectos de la tectó-
nica cuaternaria en la margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel:
Teruel, 66: p. 31-48.

SIMON GOMEZ, J.L. (1982): Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibéri
ca oriental: Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 501 pp. Publ. Ins-
tituto de Estudios Turolenses (en prensa).

SIMON GOMEZ, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de
Teruel: Teruel (en prensa).