El ancestro mioceno del alto Alfambra: persistencia de un drenaje S-N en la depresión de El Pobo (Teruel, Cordillera Ibérica)

The Miocene ancestor of the high Alfambra river: persistence of a S-N drainage in the El Pobo depression (Teruel province, Iberian Chain)

Guillermo Simón-Porcar[1], Carlos L. Liesa[2] y José L. Simón[2]

[1] C/ Antares, 21. 50012 Zaragoza. g.simon_12@hotmail.com

[2] Departamento de Ciencias de la Tierra e Instituto Universitario de Ciencias Ambientales (IUCA), Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza, España. carluis@unizar.es, jsimon@unizar.es

ABSTRACT

The El Pobo depression makes a part of the high Alfambra drainage basin, located between the Gúdar massif and Sierra de El Pobo. It was initiated by differential erosion of late Jurassic-early Cretaceous soft materials subsequent to development of a vast planation surface (Intramiocene Erosion Surface, SEI) at the beginning of the late Miocene. Accommodation space originated by both erosion and extensional faulting gave rise to a sedimentary basin separated into two subbasins by the Ababuj anticline. The eastern, N-S trending subbasin contains a fluvial-alluvial system representing a northwards axial drainage, which was interrupted by further deformation and planation processes (Fundamental Erosion Surface, SEF, locally stepped into three different levels). Paleotopography produced by incision of these erosion levels draws a wide N-S trending, northwards open depression, whose axis coincides with both the previous Mio-Pliocene fluvial system and the subsequent high Alfambra valley. This evinces a persistence of northwards drainage in this area during late Miocene, Pliocene and Quaternary times, i.e., *the existence of an 'ancestor' of the Alfambra river much earlier than the overall Pleistocene fluvial network.*

Key-words: *extensional basin, fluvial-aluvial system, axial drainage, erosion surface.*

RESUMEN

La depresión de El Pobo forma parte de la cuenca alta del río Alfambra, situada entre el macizo de Gúdar y la Sierra de El Pobo. Se inició por erosión diferencial de los materiales blandos del tránsito Jurásico-Cretácico tras el desarrollo de la Superficie de Erosión Intramiocena (SEI) a comienzos del Mioceno superior. El espacio originado por la erosión y por fallas extensionales dio lugar a una cuenca sedimentaria dividida en dos subcuencas por el anticlinal de Ababuj. La subcuenca oriental, alargada en dirección N-S, albergó un sistema fluvial-aluvial axial que drenaba hacia el norte, interrumpido por nuevos procesos de deformación y aplanamiento (Superficie de Erosión Fundamental, SEF, escalonada localmente en tres niveles). La paleotopografía que produce el encajamiento de estos niveles erosivos dibuja una vaguada N-S abierta hacia el norte, cuyo eje coincide con el sistema fluvial mio-plioceno y con el posterior valle del alto Alfambra. Esto demuestra la persistencia en esta área de un drenaje dirigido al norte durante todo el Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario, i.e., *la existencia de un 'ancestro' del río Alfambra muy anterior a la red fluvial pleistocena.*

Palabras clave: *cuenca extensional, sistema fluvial-aluvial, drenaje axial, superficie de erosión.*

Geogaceta, 64 (2018), 111-114
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 14 de febrero de 2018
Revisión: 28 de marzo de 2018
Aceptación: 25 de abril de 2018

Introducción

La depresión de El Pobo se sitúa en la franja de afloramiento de materiales blandos continentales del tránsito Jurásico-Cretácico entre la Sierra de El Pobo y el macizo de Gúdar (Fig. 1). Durante el Mioceno superior-Plioceno albergó una pequeña cuenca continental extensional que evolucionó en paralelo con la vecina cuenca de Teruel. En este trabajo se caracteriza el patrón de drenaje de esa área en el Neógeno y Cuaternario a partir de datos sedimentológicos y geomorfológicos, y se muestra la relación del dispositivo morfo-sedimentario del Mio-Plioceno con el patrón de la red fluvial cuaternaria.

El área de estudio está al NE de Teruel, en torno a las localidades de Ababuj, El Pobo y Aguilar del Alfambra, a 1300-1400 m de altitud. Coincide en buena parte con la cuenca alta del río Alfambra, que drena hacia el norte en contraste con el sentido sur que adquiere el río tras dibujar una gran curva de 180° en torno a la terminación de la Sierra de El Pobo.

Geológicamente, el área pertenece a la rama oriental de la Cordillera Ibérica, y está sobre el bloque inferior de la falla de la Sierra de El Pobo que forma el borde activo de la fosa de Teruel (Fig. 1). Las grandes estructuras son accidentes del zócalo varisco activados como fallas extensionales en el Mesozoico (*e.g.*, fallas de Ababuj y Miravete; Liesa *et al.*, 2000). Muchas de ellas se invierten en el Paleógeno y Neógeno inicial

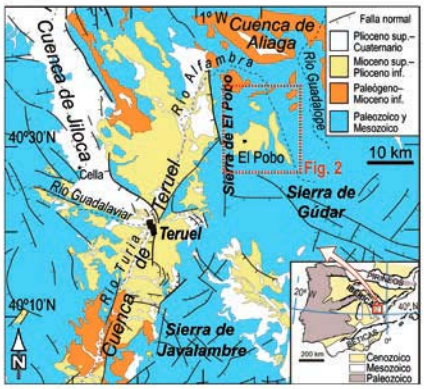

Fig. 1.- Situación geológica del área de estudio. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geological location of the study área. See color figure in the web

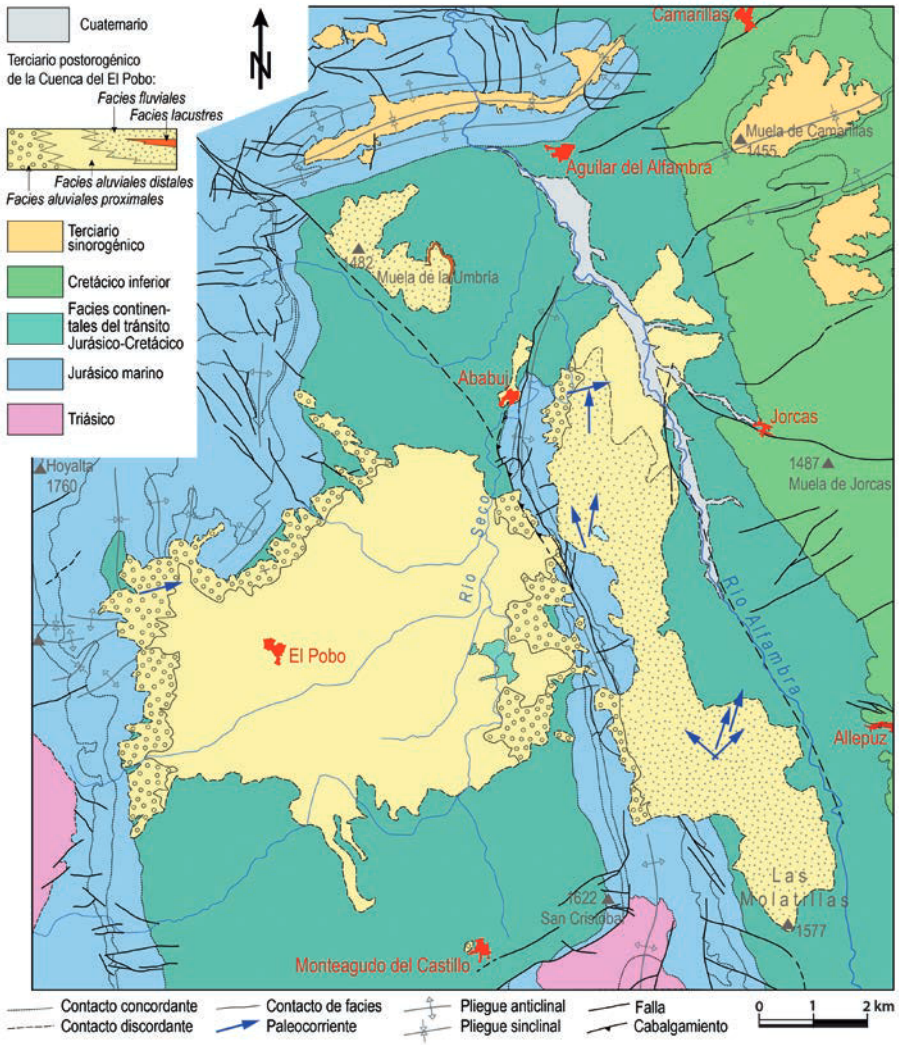

Fig. 2.- Mapa geológico de la depresión de El Pobo. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Geological map of the El Pobo depression. See color figure in the web

y controlan el desarrollo de dos familias de pliegues: una primera NO-SE a N-S (anticlinorio de la Sierra de El Pobo, anticlinal de Ababuj-Alcalá de la Selva, sinclinal de Camarillas) y otra superpuesta E-O (Simón, 2004; Liesa, 2011). En el inicio del Mioceno superior se instala el régimen extensional bajo el que se hunde la cuenca de Teruel (Ezquerro y Simón, 2017).

La depresión de El Pobo alberga materiales cenozoicos que reposan discordantes sobre el Mesozoico, separados en dos sectores por el alto que forma el núcleo jurásico del anticlinal N-S de Ababuj (Fig. 2). El relieve conserva varios aplanamientos erosivos escalonados; los más importantes se corresponden con la *Superficie de Erosión Intramiocena* (*SEI*) y la *Superficie de Erosión Fundamental* (*SEF*) definidas en la región (Pailhé, 1984; Peña *et al.*, 1984).

La cuenca sedimentaria neógena

En el área de estudio se configuró durante el Mioceno superior una cuenca sedimentaria separada en dos subcuencas (Fig. 2), que ha sido caracterizada por Simón-Porcar (2017). Los márgenes occidentales de ambas subcuencas muestran dispositivos en *onlap* discordantes sobre el Mesozoico de la Sierra de El Pobo (occidental) y del anticlinal de Ababuj (oriental). Los bordes orientales se hallan controlados por fallas normales N-S, paralelas y sintéticas con la falla de la Sierra de El Pobo, que configuran un doble *semigraben*.

La subcuenca oeste está rellena por depósitos aluviales, con un patrón de drenaje y transporte centrípeto. Adosados a sus márgenes aparecen abanicos aluviales con depósitos no canalizados de tipo *debris flow*, que hacia el centro pasan a una llanura lutítica.

En la subcuenca oriental predominan conglomerados con geometrías de canales y barras de acreción longitudinal, formados por cantos redondeados, con frecuencia imbricados (Fig. 3). Intercalan niveles de areniscas con laminación cruzada. Todo ello corresponde a un medio fluvial o fluvial-aluvial, probablemente un sistema de canales *braided* de moderada dispersión. Las paleocorrientes, orientadas hacia el norte (Fig. 2), indican un drenaje axial de esta subcuenca, cuya área fuente se hallaría al sur, en el macizo de Gúdar.

En el extremo norte, donde confluyen ambas subcuencas (Muela de la Umbría), aparecen calizas con signos de pedogenización intercaladas entre conglomerados fluviales. Ello evidencia un pequeño sistema lacustre-palustre, que podría haber constituido bien el depocentro de la subcuenca oeste endorreica, o un lago de tránsito dentro del sistema fluvial exorreico de la subcuenca oriental.

Las superficies de erosión

El aplanamiento más extenso en el área de estudio es la *Superficie de Erosión Fundamental* (Fig. 4). Se sitúa entre 1400 y 1550 m, bien biselando materiales mesozoicos o cenozoicos basculados (Fig. 5) o

Fig. 3.- Cantos imbricados en un paleocanal fluvial del sector oriental de la cuenca neógena; paleocorriente hacia el norte. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Imbricate pebbles in a fluvial paleochanel at the eastern sector of the Neogene basin; northwards palaeocurrent. See color figure in the web.

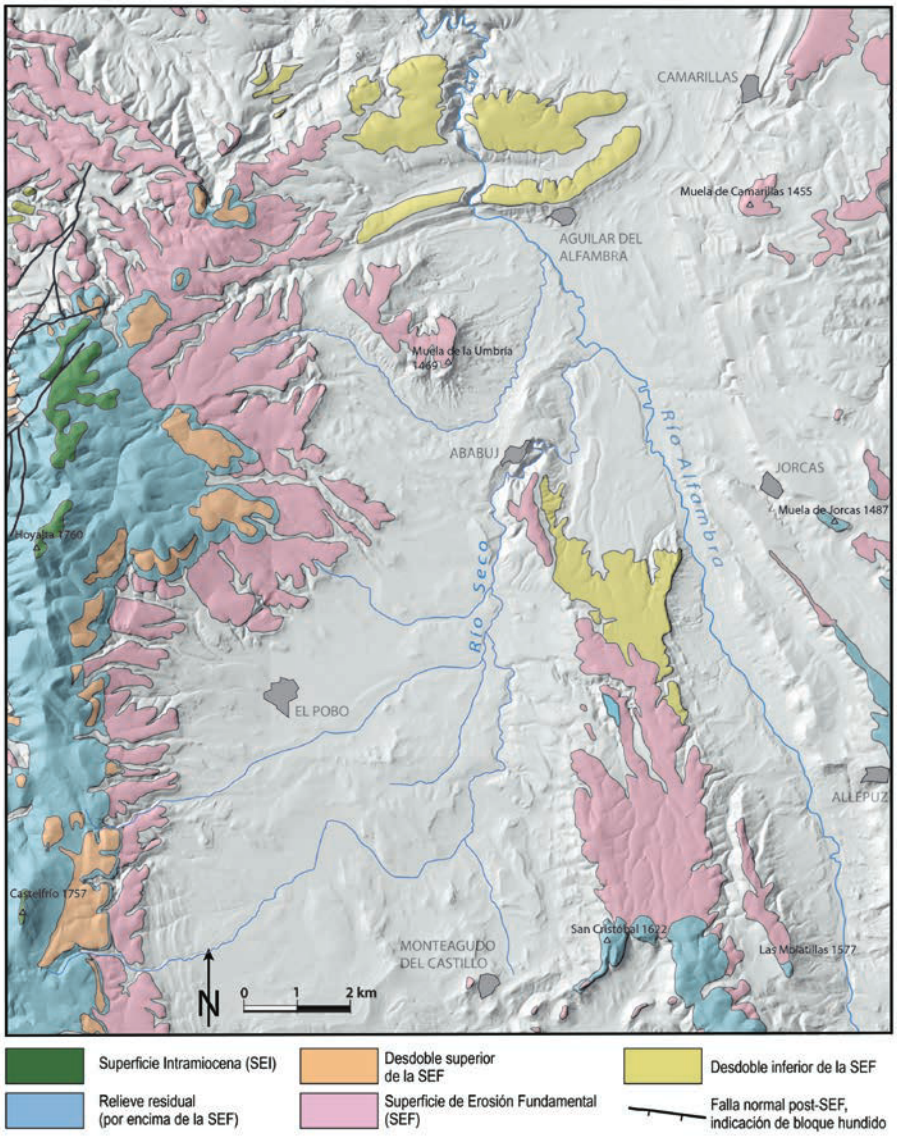

Fig. 4.- Mapa de superficies de erosión. Modelo Digital de Elevación: Instituto Geográfico Nacional. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Map of erosion surfaces. Digital Elevation Model: Instituto Geográfico Nacional. See color figure in the web.

enrasando localmente con el techo de éstos.

Por encima y por debajo de la *SEF* se reconocen sendos desdobles de la misma. Al oeste, 20-30 m más alto, aparece un replano a lo largo del piedemonte de la Sierra de El Pobo (desdoble superior de la *SEF*). En el centro y norte se identifica otra superficie encajada entre 10 y 50 m (desdoble inferior de la *SEF*). El conjunto de estas tres superficies ha sido englobado clásicamente dentro de la *SEF* (Pailhé, 1984; Peña *et al.*, 1984), pero la cartografía de detalle muestra claramente las diferencias de altura y el encajamiento entre ellas. Sus edades en la cuenca de Teruel, donde se correlacionan con niveles neógenos bien datados, están entre 3,8 y 3,5 Ma (Ezquerro, 2017).

Destacando sobre ellas se encuentra el relieve residual de la Sierra de El Pobo, coronado a su vez por otro aplanamiento más antiguo, la *Superficie de Erosión Intramiocena* (*SEI*), a cotas de 1700 a 1760 m. Al SE de la depresión encontramos otros relieves residuales menores, como el de San Cristóbal, sin restos de la *SEI*. Todos ellos están modelados en materiales mesozoicos calcáreos, con una excepción muy significativa: el relieve de Las Molatillas (1577 m), formado por conglomerados cenozoicos ligeramente basculados hacia el norte. Este hecho revela que los materiales de la cuenca de El Pobo fueron depositados y deformados, al menos en el sector sur, antes de elaborarse la *SEF*.

Interpretación y discusión

Las estructuras tectónicas (fallas de escala macro- y mesoestructural, lineaciones de disolución en cantos) indican que la cuenca se configuró bajo el régimen extensional del Mioceno superior (Simón-Porcar, 2017), y es por tanto posterior al inicio del hundimiento de la cuenca de Teruel (Ezquerro y Simón, 2017). Ese desfase temporal entre ambas cuencas es corroborado por la diferente relación que ambas presentan con la *SEI*: conservada como discordancia basal del Neógeno en la de Teruel (11,2 Ma; Ezquerro, 2017), y excavada por el primer episodio de vaciado antes de iniciarse la de El Pobo (*ca.* 9,0 Ma; Simón-Porcar, 2017).

Aunque existe un control tectónico en el desarrollo de la cuenca neógena de El Pobo, su inicio se debe al vaciado erosivo de los materiales blandos del tránsito Jurásico-Cretácico en el bloque de la Sierra de El Pobo, levantado respecto a la vecina cuenca de Teruel y basculado como consecuencia del efecto isostático de 'hombrera' propio de los márgenes de *graben*. La *SEI* fue excavada y reducida a retazos aislados, y sobre la paleotopografía resultante comenzó la sedimentación de la cuenca de El Pobo hace aproximadamente 9 Ma. Así lo atestigua la base fuertemente encajada de los depósitos postorogénicos en muchos lugares, particularmente al este Ababuj, donde el contacto erosivo en el margen oeste de la subcuenca oriental dibuja un paleovalle con incisión decamétrica.

El final del relleno sedimentario sería probablemente correlativo del desdoble superior de la *SEF* (*ca.* 3,8 Ma; Ezquerro, 2017). A continuación los materiales son ligeramente basculados en los márgenes de cuenca, y más tarde arrasados y biselados por la *SEF s.s.* (*ca.* 3,6 Ma). Ese episodio de deformación entre el final del depósito y el desarrollo de la *SEF* levanta los conglomerados neógenos más meridionales, que no son arrasados completamente y forman el relieve residual de Las Molatillas. El encajamiento erosivo continúa luego con el desdoble inferior de la *SEF* (*ca.* 3,5 Ma).

El patrón de los sucesivos encajamientos entre superficies de erosión (Fig. 6) dibuja siempre una vaguada abierta hacia el norte. Ésta se configuró ya en el proceso de vaciado previo a la *SEF*, de forma que los relieves residuales que destacan sobre ella la flanquean por el este y el oeste. El desdoble superior de la *SEF* se desarrolló sólo en el borde occidental de la depresión, lo que es coherente con un encajamiento condicionado por el basculamiento tectónico del bloque de El Pobo. La *SEF s.s.* ocupa toda la depresión, mostrando una topografía que reproduce de nuevo esa vaguada (ver isohipsas en la Fig. 6). En ella se encajó a continuación su desdoble inferior,

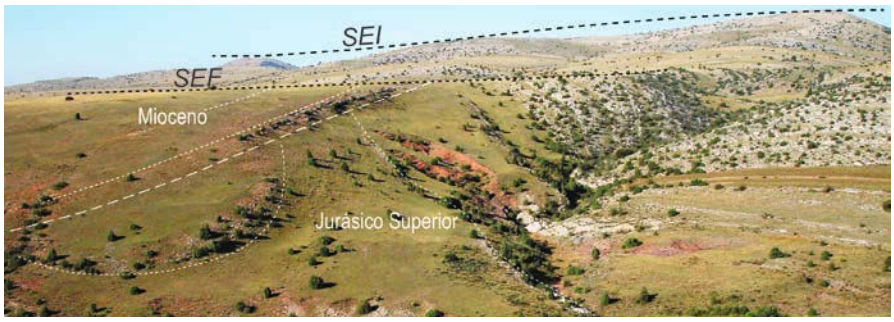

Fig. 5.- Panorámica del piedemonte de la Sierra de El Pobo, borde oeste de la depresión. SEI: Superficie de Erosión Intramiocena; SEF: Superficie de Erosión Fundamental. Ver figura en color en la web.

Fig. 5.- Panoramic view of the Sierra de El Pobo pediment, western margin of the depression. SEI: Intramiocene Erosion Surface; SEF: Fundamental Erosion Surface. See color figure in the web.

dibujando un surco más estrecho y netamente orientado de sur a norte. Por ésta discurriría el drenaje local que en el conjunto de la región iría organizándose tras la deformación de la *SEF* a partir del Plioceno medio (Peña *et al.*, 1984).

Durante el periodo comprendido entre el vaciado post-*SEI* y la *SEF* se desarrolla la cuenca sedimentaria neógena, cuyo sector oriental también presenta un drenaje axial que sigue exactamente el mismo eje de la vaguada erosiva. Finalmente, por ese mismo eje se canaliza el drenaje cuaternario representado por el curso alto del río Alfambra. De este modo, se observa cómo a lo largo de todo el intervalo entre el Mioceno superior y la actualidad es recurrente ese dispositivo de drenaje hacia el norte, condicionado por una área fuente levantada al sur (macizo de Gúdar) y flanqueado por las alineaciones de materiales calcáreos duros que forman el núcleo del anticlinal de Ababuj-Alcalá de la Selva y las muelas de Camarillas-Jorcas.

No disponemos de datos para precisar si el drenaje neógeno hacia el norte tenía continuidad hacia la depresión del Ebro y fue posteriormente capturado por el drenaje axial hacia el sur de la cuenca de Teruel (bajo Alfambra), o bien conectaba desde sus inicios con esta última, habida cuenta de que su hundimiento había comenzado ya antes. Para resolver esta cuestión sería necesario un estudio cartográfico y sedimentológico detallado de los afloramientos neógenos que hay al norte de la Sierra de El Pobo, buscando una posible continuidad espacial del sistema fluvial-aluvial a lo largo del mismo arco de 180º que dibuja el valle actual del río Alfambra.

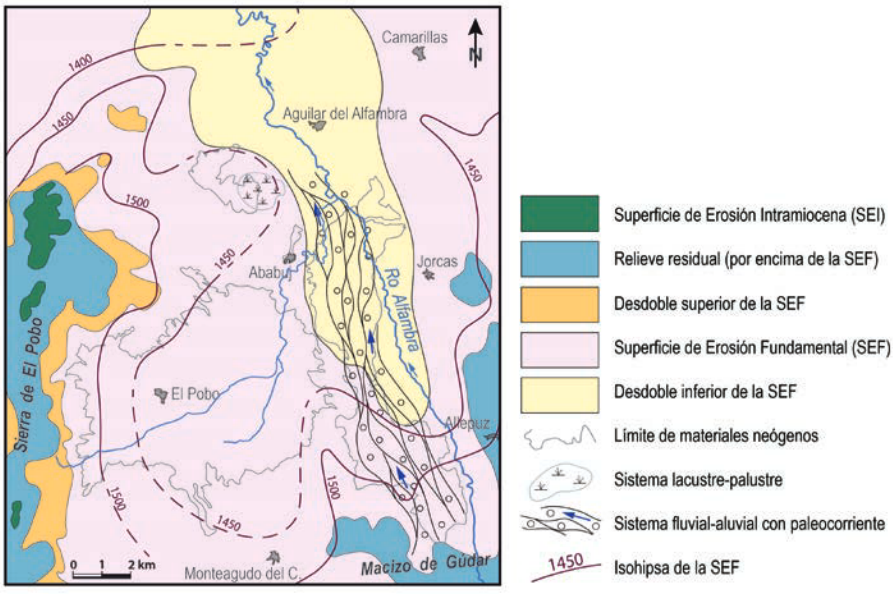

Fig. 6.- Esquema morfo-sedimentario que muestra la persistencia de un drenaje hacia el norte en la depresión de El Pobo desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario (explicación en el texto). Ver figura en color en la web.

Fig. 6.- Morpho-sedimentary sketch showing the persistence of a northwards drainage in the El Pobo depression since the upper Miocene until the Quaternary (explanation in the text). See color figure in the web.

Conclusiones

La depresión de El Pobo ha sufrido un vaciado gradual controlado de forma recurrente por un drenaje dirigido de sur a norte. El encajamiento sucesivo de varias superficies de erosión neógenas forma una vaguada que se estrecha progresivamente en el tiempo. En dicho proceso se intercala un amplio episodio de relleno sedimentario mio-plioceno, una parte del cual representa un sistema fluvial-aluvial con drenaje axial hacia el norte que discurría por el mismo eje que posteriormente siguen la vaguada erosiva pliocena y el propio valle cuaternario. Esa continuidad del dispositivo de drenaje desde el Mioceno superior hasta la actualidad permite hablar de un 'ancestro' mioceno del alto Alfambra, si bien queda sin resolver la cuestión de su posible continuidad hacia la cuenca de Teruel.

Agradecimientos

Agradecemos las aportaciones de Lope Ezquerro sobre la correlación entre las cuencas de El Pobo y Teruel, así como las sugerencias de los revisores A. Pérez Cueva y M. Sánchez Fabre. Trabajo financiado por el Gobierno de Aragón - FEDER (grupo de investigación Geotransfer).

Referencias

Ezquerro, L. (2017). *El sector norte de la cuenca neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 494 p.

Ezquerro, L. y Simón, J.L. (2017). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 30, 9-26.

Liesa, C.L. (2011). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 24, 49-68.

Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A. (2000). En: *Lake basins through space and time* (E.H. Gierlowsky-Kordesch y K.R. Kelts, Eds.). AAPG Studies in Geology 46, 295-302.

Pailhé, P. (1984). *La Chaîne Ibérique Orientale. Étude géomorphologique*. Tesis Doctoral, Univ. de Bordeaux, 682 p.

Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., Soriano, M.A. y Yetano, L.M. (1984). *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 149 p.

Simón, J.L. (2004). *Journal of Structural Geology* 26, 1447–1464.

Simón-Porcar, G. (2017). *Estudio estratigráfico y estructural de los sedimentos neógenos al este de la Sierra de El Pobo (Cordillera Ibérica)*. Trabajo Fin de Grado, Univ. de Zaragoza, 25 p