



## LA CUENCA NEÓGENA EXTENSIONAL DE EL POBO (TERUEL, CORDILLERA IBÉRICA): SEDIMENTOLOGÍA, ESTRUCTURA Y RELACIÓN CON LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE

*The Neogene extensional El Pobo Basin (Teruel, Iberian Chain): sedimentology, structure and relationship to relief evolution*

Guillermo Simón-Porcar<sup>1</sup>, José L. Simón<sup>2</sup> y Carlos L. Liesa<sup>2</sup>

<sup>1</sup> C/ Antares 21, E-50012 Zaragoza, España.  
 g.simon\_12@hotmail.com

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Grupo de Investigación GEOTRANSFER-Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, E-50009 Zaragoza, España.  
 jsimon@unizar.es, carluis@unizar.es

**Abstract:** This work integrates the stratigraphical and sedimentological analysis of the Neogene sedimentary record, the extensional structure and the development of coeval planation surfaces of the El Pobo Depression (eastern Iberian Chain, Spain), which has allowed defining the new El Pobo sedimentary basin and its evolution. The Neogene El Pobo Basin is located on the footwall block of the Sierra de El Pobo fault zone, and is separated into two subbasins. Such subbasins have a double control: (i) differential erosion of soft rocks (Late Jurassic-Early Cretaceous in age) on both sides of the Ababuj anticline core, which created the initial accommodation space; (ii) tectonic structure: two N-S trending half-grabens whose eastern boundaries are extensional faults synthetic with the Sierra de El Pobo fault zone, with their respective western boundaries representing passive margins in which gently tilting Neogene beds onlap Mesozoic units. The stratigraphical and sedimentological study of the Neogene infill shows that the western subbasin was characterized by alluvial systems with a concentric drainage, while in the eastern subbasin a fluvial-alluvial system with northwards axial drainage prevailed. Paleostress systems inferred from mesostructures (faults, solution lineations in conglomerate pebbles) indicate that basin development occurred within an extensional tectonic regime. Two main planation surfaces developed at the El Pobo area: intra-Miocene Erosion Surface (SEI, topping the Sierra de El Pobo relief), and Fundamental Erosion Surface (SEF, modeling the eastern El Pobo pediment and splitting into three levels). The SEF upper level correlates with the upper limit of sedimentation over most of the basin, while the SEF middle, main level developed after Neogene sediments were deposited and then tilted by a major deformation episode. Such evolutionary millstones, together with correlations of megasequential patterns with the Teruel Basin, constrain the age of the El Pobo Basin between ca. 9.0 Ma and 3.8 Ma.

**Keywords:** extensional basin, extensional stress, differential erosion, planation surface.

**Resumen:** Este trabajo integra el análisis estratigráfico y sedimentológico del registro sedimentario neógeno, la estructura extensional y el desarrollo de superficies de erosión en la Depresión de El Pobo (Cordillera Ibérica oriental), que permiten definir la nueva cuenca sedimentaria de El Pobo y su evolución. La cuenca neógena de El Pobo está sobre el bloque inferior de la falla de la Sierra de El Pobo. Se divide en dos subcuencas controladas por: (i) erosión diferencial de las unidades blandas del tránsito Jurásico-Cretácico a ambos lados del núcleo del anticlinal de Ababuj, que creó el espacio de acomodación inicial; (ii) estructura tectónica extensional: dos semigrabens con sendas fallas N-S en los bordes orientales, y con márgenes occidentales pasivos donde el Neógeno se dispone en onlap sobre el Mesozoico. La subcuenca occidental está rellena por sistemas aluviales concéntricos, y la oriental por

*un sistema fluvial-aluvial con drenaje axial hacia el norte. La Superficie de Erosion Fundamental, encajada en la Superficie de Erosión Intramiocena que corona la Sierra de El Pobo, modela el piedemonte de enlace con la depresión y se desdobra en tres niveles. El nivel superior se correlaciona con el techo de la sedimentación; el nivel intermedio se desarrolla tras concluir la sedimentación y ser basculados los depósitos por un episodio tectónico. Estos hitos evolutivos, junto con la evolución de paleo-efuerzos y la correlación de patrones megasecuenciales con la Cuenca de Teruel, acotan la edad de la Cuenca de El Pobo entre 9,0 y 3,8 Ma.*

**Palabras clave:** *cuenca extensional, esfuerzos extensionales, erosión diferencial, superficie de erosión.*

Simón-Porcar, G., Simón, J.L., Liesa, C.L., 2019. La cuenca neógena extensional de El Pobo (Teruel, Cordillera Ibérica): sedimentología, estructura y relación con la evolución del relieve. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 32 (2): 17-42.

## Introducción

### Planteamiento y objetivos

En la Depresión de El Pobo, situada entre la Sierra de El Pobo y la Sierra de Gúdar (Fig. 1), existen una serie de afloramientos cenozoicos que la cartografía MAGNA de las hojas 543 y 568 (Gautier, 1980, 1981) agrupa en una sola unidad comprensiva oligo-miocena. Dicha unidad no ha sido estudiada en detalle ni desde el punto de vista estratigráfico ni estructural, no existe para ella un modelo genético y evolutivo. De hecho, presenta tanto materiales plegados como materiales post-orogénicos, lo que manifiesta una complejidad mayor que lo que la cartografía MAGNA sugiere. Los materiales post-orogénicos, presumiblemente neógenos, sorprenden en principio por hallarse sobre el margen levantado de la Cuenca de Teruel, aflorando a cotas entre 1300 y casi 1600 m s.n.m., y por tanto unos 500 m más altos que sus coetáneos en aquella.

El propósito de este trabajo es determinar si estos depósitos cenozoicos pueden ser separados en varias unidades tectono-estratigráficas, si todos o una parte de ellos representan propiamente el relleno de una cuenca neógena y, en tal caso, caracterizar su estructura y evolución. El estudio comprende aspectos sedimentarios, estructurales y geomorfológicos, y sus resultados se enmarcan en el contexto regional de este sector de la Cordillera Ibérica. Los objetivos específicos son: (i) caracterizar los materiales neógenos post-orogénicos de la Depresión de El Pobo, distinguirlos de materiales sin-orogénicos que hay en su entorno e interpretar su esquema paleogeográfico; (ii) caracterizar el modelo de cuenca, no definida como tal con anterioridad, y su posible relación con la vecina cuenca neógena de Teruel, valorando el papel de la subsidencia tectónica en su formación; (iii) caracterizar las formas de relieve neógenas, y valorar el papel del vaciado erosivo como factor, también, de creación de espacio de acomodación en la cuenca; y (iv) acotar la edad de la cuenca y reconstruir su modelo evolutivo.

### Situación geográfica y marco geológico

La zona estudiada se sitúa en la provincia de Teruel, a unos 40 km al noreste de la capital, comprendiendo las localidades de Aguilar del Alfambra, Ababuj, El Pobo, Jorcas, Allepuz y Monteagudo del Castillo (Fig. 1). En su mayor parte, consti-

tuye una depresión morfológica (Depresión de El Pobo) localizada entre la Sierra de El Pobo, las muelas de Camarillas-Jorcas y el macizo de Gúdar. Dicha depresión se corresponde con la cuenca alta del río Alfambra, caracterizada por un drenaje dirigido hacia el norte, que contrasta con el sentido sur que adquiere el río tras rodear por el norte la terminación de la Sierra de El Pobo (Fig. 1).

Geológicamente, la Depresión de El Pobo se encuentra en la rama oriental de la Cordillera Ibérica. Si bien las estructuras contractivas paleógenas de la cordillera siguen en general una dirección NW-SE, en este sector los pliegues principales de esa edad son N-S. Estos son, de oeste a este: el anticlinorio de la Sierra de El Pobo, el sinclinal de El Pobo (coincidente con la depresión morfológica), el anticlinal de Ababuj-Monteagudo-Alcalá de la Selva (en adelante anticlinal de Ababuj), el sinclinal de Jorcas-Camarillas y el anticlinal de Aliaga-Miravete (Figs. 1 y 2). A estos pliegues N-S se les superponen, a comienzos del Neógeno, algunos pliegues y cabalgamientos de dirección E-W, formando estructuras de interferencia como las que aparecen en Aliaga (Simón, 2004, 2005), muela de Camarillas-Jorcas (Guimerà, 1988) y Sierra de El Pobo (Liesa, 2011b). Tanto los pliegues N-S como los E-W están en gran medida controlados por fallas del zócalo varisco activadas como fallas extensionales en el Mesozoico, sobre todo en el Cretácico Inferior (Salas y Casas, 1993; Liesa *et al.*, 2000, 2004, 2019a; Capote *et al.*, 2002), y que sufren inversión positiva tras el cambio al régimen compresivo ocurrido en el Paleógeno (*e.g.*, fallas de Ababuj y Miravete; Fig. 1) (Liesa *et al.*, 2004, 2018).

Durante el Neógeno, las condiciones geodinámicas cambian de nuevo y se inicia un periodo extensional en el que se forman las cuencas de tipo *graben* en la Cordillera Ibérica oriental, transversales al edificio orogénico (Álvaro *et al.*, 1979). El cambio de régimen tectónico en esta región se ha acotado en el inicio del Mioceno Superior (Paricio y Simón, 1988; Ezquerro y Simón, 2017). En este periodo se han distinguido dos episodios extensionales principales, uno en el Mioceno Superior, que habría generado la fosa NNE-SSW de Teruel, y otro en el Plioceno superior-Pleistoceno, responsable del origen de la fosa NNW-SSE del Jiloca (Simón, 1982, 1989; Capote *et al.*, 2002). En el transcurso de ambos episodios, la zona de falla de la Sierra de El Pobo permanece activa, controlando el desarrollo del sector norte del *semigraben* de Teruel. La Depresión de El Pobo queda alojada en su bloque inferior, afectado por el levantamiento/basculamiento típico de los



márgenes de *graben* (efecto ‘hombrea’) como consecuencia de la respuesta isostática flexural (e.g., Braun y Beaumont, 1989; Kuszniir *et al.*, 1991; van der Beek *et al.*, 1994).

A pesar de la fuerte incisión fluvial plio-cuaternaria (Pailhé, 1984), el relieve de la Depresión de El Pobo y de sus marcos montañosos (Sierra de El Pobo, macizo de Gúdar,

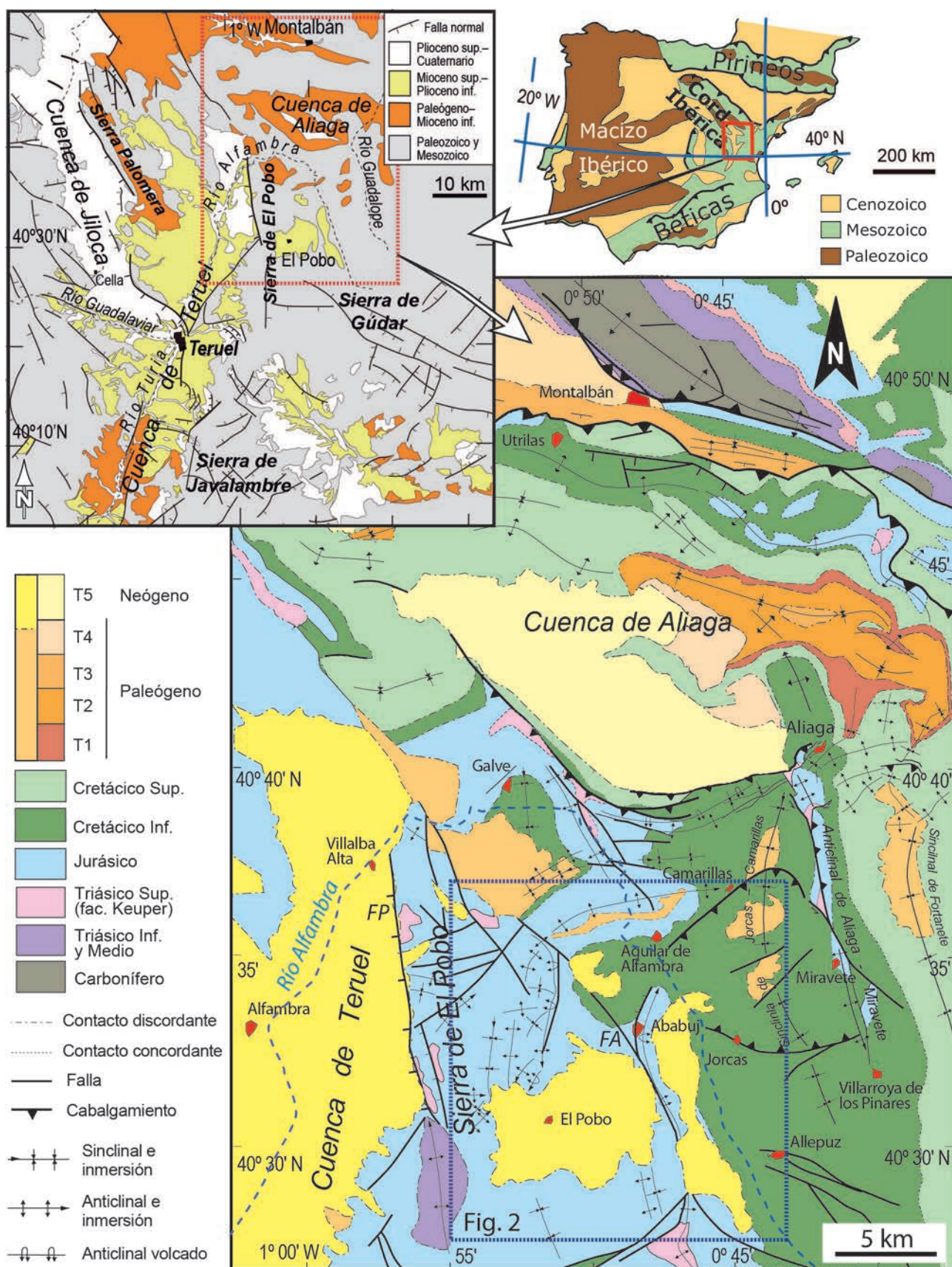


Fig. 1.- Situación geológica del área de estudio (modificado de Liesa *et al.*, 2006). FP: Falla de El Pobo; FA: Falla de Ababuj.



muelas de Camarillas-Jorcas) conserva extensos retazos de varias superficies de erosión neógenas encajadas. Destacan una superficie más antigua, que enrasa las cumbres de la Sierra de El Pobo (1700-1760 m s.n.m.), y otra más moderna y extensa, en altitudes en torno a 1400-1500 m (Pailhé, 1984; Sánchez Fabre, 1989). Ambas se corresponderían, respectivamente, con los dos aplanamientos principales definidos en

la región: la *Superficie de Erosión Intramiocena (SEI)* y la *Superficie de Erosión Fundamental (SEF)* (Peña et al., 1984).

El Mesozoico, deformado y plegado, sobre el que se apoyan los depósitos cenozoicos de la Depresión de El Pobo comprende fundamentalmente (Fig. 2): la serie de calizas marinas del Jurásico Medio (Fm. Chelva) y Superior (Fms. Sot de Chera, Loriguilla e Higuieruelas) (Aurell et

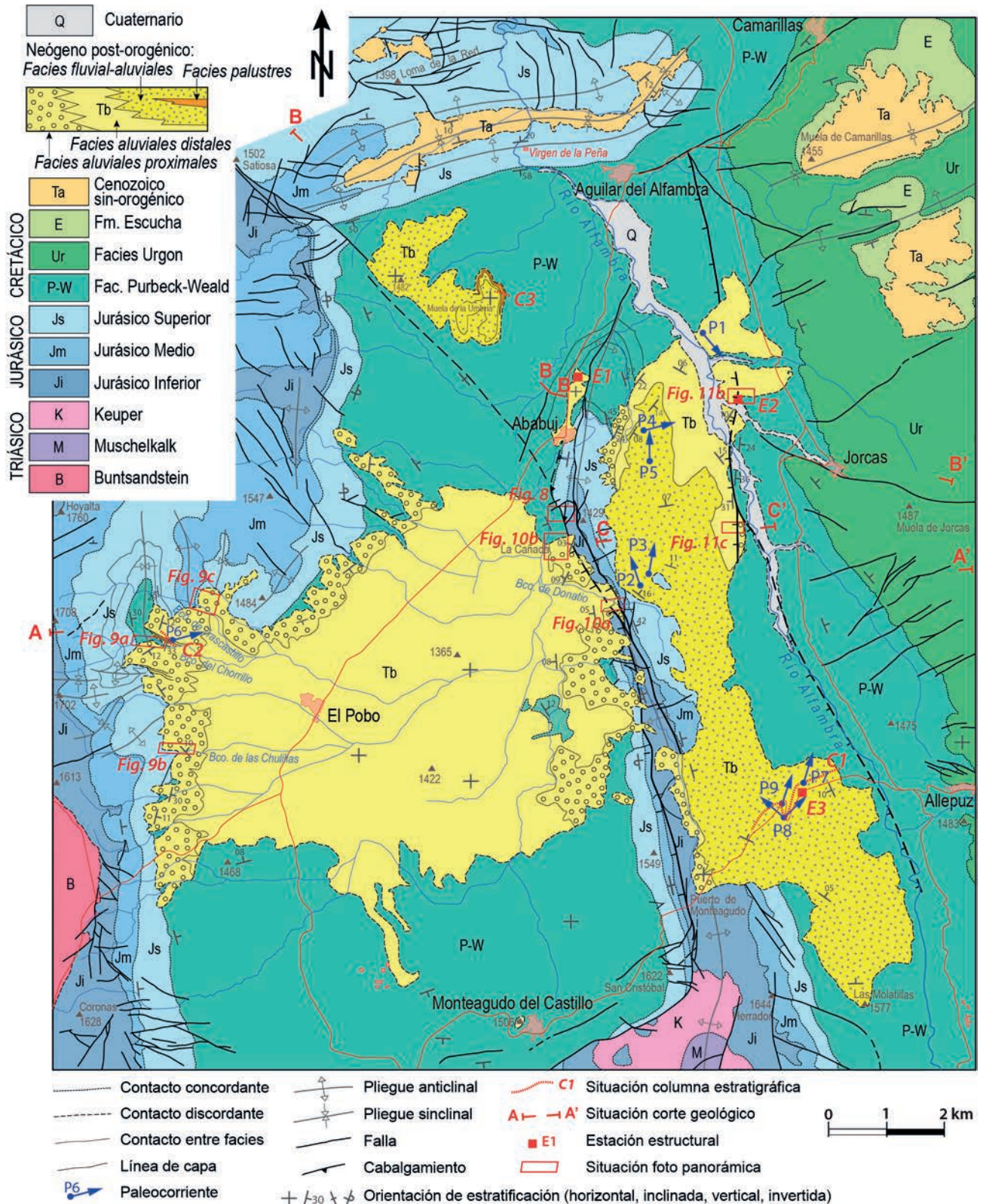


Fig. 2.- Mapa geológico de la zona de estudio (ver situación en Fig. 1).

*al.*, 2003); la serie transicional a aluvial, del Jurásico final-Cretácico Inferior (Fms. Villar del Arzobispo, Aguilar del Alfambra, Galve, El Castellar y Camarillas; Liesa, 2011a, Liesa *et al.*, 2006; Aurell *et al.*, 2016), agrupadas aquí bajo la denominación de facies Purbeck-Weald, y la serie de calizas marinas del Cretácico Inferior (Facies Urgon; Fms. Artoles, Morella, Chert, Villarroya de los Pinares y Benasal; Soria, 1997; Peropadre *et al.*, 2013).

### Metodología

La metodología de trabajo se ha basado fundamentalmente en observaciones de campo e incluye: la cartografía de las unidades cenozoicas y de las estructuras que las afectan; el levantamiento de columnas estratigráficas; la cartografía de superficies de erosión y el análisis de sus relaciones con los materiales cenozoicos y con las estructuras tectónicas; la realización de observaciones de detalle en afloramiento (características sedimentológicas, fallas) y la toma de orientaciones de datos estratigráficos y tectónicos para su análisis e interpretación, entre ellos planos de estratificación, planos de láminas o de cantos imbricados (para la determinación de paleocorrientes) y fallas y lineaciones de disolución en cantos de conglomerados. Además del tratamiento de observaciones y datos y la interpretación sedimentológica y paleogeográfica, el trabajo en gabinete ha incluido la realización de cortes geológicos y de un mapa de isohipsas de la base del relleno neógeno de la Depresión de El Pobo.

Para la caracterización estratigráfica y sedimentológica de los materiales neógenos de la Depresión de El Pobo se han levantado tres columnas estratigráficas (C1, C2 y C3; ver situación en Fig. 2). La columna C1 (puerto de Monteagudo) se ha realizado siguiendo la carretera A-226 y algunos barrancos contiguos, desde la base próxima al río Alfambra hasta la coronación del puerto de Monteagudo. Abarca la serie completa correspondiente al sector oriental. La columna C2 sigue la margen izquierda del Barranco del Chorrillo, situado al oeste de El Pobo, y abarca el espesor visible de los materiales del margen oeste del sector occidental. La columna C3 se sitúa en la ladera oriental de la Muela de la Umbría, en el extremo norte del sector estudiado, entre el contacto basal con el Purbeck-Weald (en concreto la Fm. Camarillas) y la cumbre. Las observaciones realizadas (litología, textura, geometría de los cuerpos, estructuras sedimentarias, medida de paleocorrientes...) han permitido distinguir las principales asociaciones de facies. A partir de la evolución vertical de esas asociaciones de facies y de otras características (proporción de conglomerados frente a lutitas y areniscas, y el análisis granulométrico, incluido el tamaño de los cantos en los conglomerados) se ha realizado la interpretación de la evolución megasecuencial de cada perfil estratigráfico, con criterios análogos a los aplicados por Ezquerro *et al.* (2012a) y Ezquerro (2017) en la Cuenca de Teruel. Estas y otras observaciones sedimentológicas realizadas en una exploración general en campo (reconocimiento de asociaciones de facies y sus cambios laterales, relación con fallas) han sido la base para finalmente realizar la

interpretación sedimentológica general y la reconstrucción paleogeográfica.

Además de datos de campo, la elaboración del mapa geológico y del mapa de superficies de erosión ha requerido la ayuda de fotografía aérea (escala 1:18.000) y de ortoimágenes de satélite de alta resolución (0,5 m), disponibles en el Instituto Geográfico Nacional (IGN) y el Instituto Geográfico de Aragón. También se han revisado las cartografías geológicas (Gautier, 1980, 1981) y de superficies de erosión previas (Simón-Porcar *et al.*, 2018). La estructura general de la región está basada en tres cortes geológicos realizados a partir del mapa geológico y de observaciones de campo (Fig. 2). Las principales estructuras (normalmente fallas normales) que afectan a los materiales cenozoicos, y también algunos de los rasgos geométricos más destacables del relleno (discordancias angulares, geometrías en *onlap*, relación con las superficies de erosión), se han caracterizado a partir de la interpretación de paneles fotográficos y esquemas geológicos (Fig. 2).

El análisis de paleoesfuerzos en los materiales neógenos de la Depresión de El Pobo ha sido bastante limitado porque son muy escasos los afloramientos en los que se reconocen fallas o fracturas de escala mesoestructural (decimétrica a métrica). Solo dos estaciones (E1 y E2 en Fig. 2) han proporcionado datos en número y calidad suficientes para considerarlos representativos de los patrones de fracturación y solo la estación E2 ha permitido reconstruir los sistemas de esfuerzos tectónicos activos en ese periodo utilizando el modelo de Anderson (1951) de fallas conjugadas. Además de las fallas, el análisis de paleoesfuerzos se ha basado en los datos de lineaciones de disolución en cantos tomados de forma sistemática a lo largo de la potente serie de la columna C1 (estación E3 en Fig. 2) en siete afloramientos (E3.1 a E3.7). Para el análisis de estos últimos se han tenido en cuenta los criterios metodológicos formulados por Simón (2006a, 2007).

El mapa de isohipsas de la base del relleno de la Depresión de El Pobo está basado fundamentalmente en las cotas de dicho contacto estratigráfico en la cartografía geológica (tantos puntos como intersecciones del contacto con las curvas de nivel), y en su extrapolación a través de los cortes geológicos realizados. Aunque la equidistancia de las isohipsas en el mapa es de 50 m, el detalle de trabajo durante la confección del mapa fue mayor porque se tuvo como referencia la cartografía topográfica 1:25.000 (IGN), con una equidistancia de 10 m entre curvas de nivel.

### Los materiales neógenos de la Depresión de El Pobo

#### Rasgos generales

Los materiales de la Depresión de El Pobo y su entorno incluidos en la unidad comprensiva oligo-miocena por Gautier (1980, 1981) muestran entre ellos claras diferencias estructurales (Fig. 1). En los márgenes septentrional (norte de Aguilar del Alfambra) y nororiental (Muela de Camarillas), unos pequeños afloramientos exponen materiales sin-orogénicos deformados por pliegues (unidad Ta en Fig. 2). En el caso de la Muela de Camarillas y del afloramiento situado al sur de ella, sus buzamientos locales cerca de los bordes reve-



lan que se encuentran afectados por pliegues y cabalgamientos de dirección ENE-WSW superpuestos al sinclinal N-S de Camarillas. El afloramiento cenozoico alargado que aparece al norte de Aguilar del Alfambra ocupa el núcleo de un sinclinal ENE-WSW que, a su vez, sigue la cresta de un anticlinal que afecta a los materiales jurásicos (Fig. 2). El resultado es un anticlinorio en 'M' (anticlinorio de Aguilar del Alfambra), cuya antiforma más meridional es atravesada por el río Alfambra formando la *chuse* de la ermita de la Virgen de la Peña (Fig. 3) (Pérez Cueva y Simón, 2010).

Dentro ya de la Depresión de El Pobo, sobre el Mesozoico plegado, aparecen otros afloramientos más extensos de materiales no afectados por el plegamiento (unidad Tb en Fig. 2). Estos depósitos post-orogénicos están localizados entre el Jurásico de la Sierra de El Pobo y el Cretácico Inferior marino (facies Urgon) del sinclinal de Camarillas (Figs. 1 y 2) y yacen, en su mayor parte, sobre las unidades blandas del Jurásico final-Cretácico Inferior (facies Purbeck-Weald). Tanto la depresión morfológica de El Pobo como los materiales neógenos que la ocupan quedan separados en dos sectores (occidental y oriental) por el relieve positivo (alto de Ababuj) que forma el núcleo jurásico del anticlinal N-S de Ababuj (Fig. 2). Otro extenso afloramiento desconectado de ambos sectores aparece al noroeste, coronando toda la extensión de la Muela de la Umbria. Una pequeña porción del sector principal occidental queda incluida en las esquinas de las hojas MAGNA 542 y 567, donde estos materiales son atribuidos genéricamente al Mioceno-Plioceno Inferior (Godoy *et al.*, 1983a, b). Es en estos depósitos post-orogénicos que rellenan los dos sectores a ambos lados del anticlinal de Ababuj donde se centra nuestro estudio.

### Estratigrafía

*Columna C1 (puerto de Monteagudo).* En la vertiente oeste del puerto de Monteagudo se encuentra el mayor espesor visible de serie neógena de toda la zona, con 116 m (Fig. 4a). Esta columna incluye la serie completa correspondiente al sector oriental de la Depresión de El Pobo. La base se apoya discordante sobre las areniscas y arcillas de la Fm. Camarillas (Purbeck-Weald), mientras que el techo de la serie se encuentra enrasado con la *SEF*. Por sus características litológicas y estratigráficas la serie puede dividirse en dos partes. La inferior, que abarca hasta el metro 75, está constituida

por una alternancia de niveles de conglomerados blanquecinos y lutitas de colores rojizos a marrones-anaranjados con intercalaciones, muy ocasionales, de areniscas ocreas. La parte superior de la serie consiste en una sucesión de conglomerados blanquecinos, areniscas ocreas y lutitas rojo-anaranjadas o marrones.

Las variaciones granulométricas observadas en esta serie permiten establecer una curva de evolución megasecucional en la que se suceden cinco secuencias alternantes granocrecientes y granodecrecientes (Fig. 4a).

*Columna C2 (Barranco del Chorrillo).* La serie consta de 41 m de alternancia de lutitas y conglomerados (Fig. 4b). Los materiales de la base se encuentran discordantes sobre un paleorrelieve de la Fm. Villar del Arzobispo (Purbeck-Weald), mientras su tramo superior se dispone en *onlap* sobre el Jurásico de la Sierra de El Pobo y es cortado por la *SEF*. La serie se divide en dos partes o secuencias separadas por una discordancia angular. La parte inferior (Tb1) consiste en una alternancia de conglomerados rojizos y grises y limos rojos, con intercalaciones ocasionales de areniscas rojas. La parte superior (Tb2) está formada por una alternancia de conglomerados rojizos y lutitas rojas o anaranjadas.

La evolución megasecucional basada en las variaciones granulométricas muestra una tendencia granocreciente-granodecreciente hasta la discordancia interna, así como un salto brusco del tamaño de grano en esta, que da paso a una nueva secuencia granodecreciente-granocreciente hasta el techo de la serie.

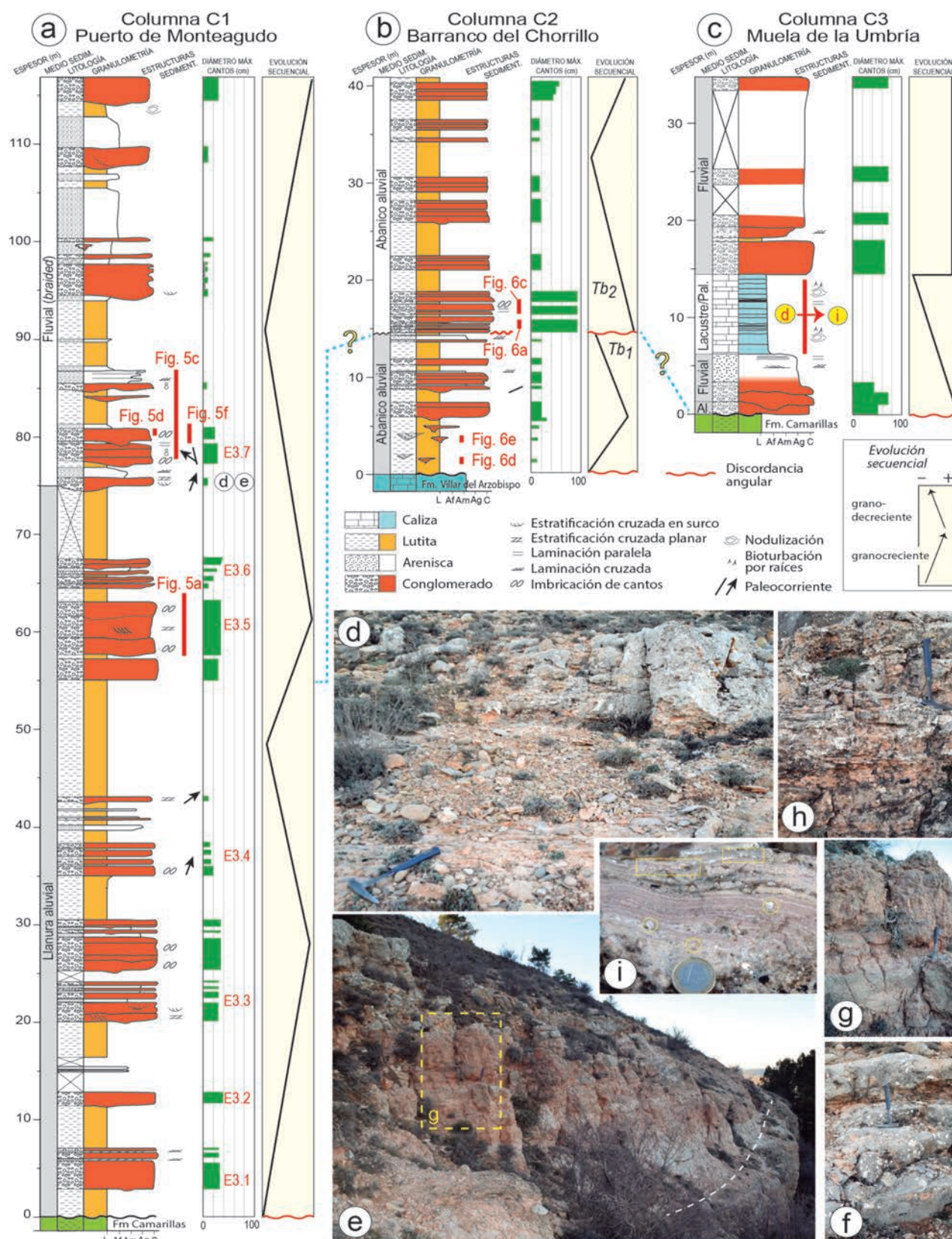
*Columna C3 (Muela de la Umbria).* La serie consiste en 35 m de materiales detríticos con un nivel potente de calizas intercalado en su parte media (Fig. 4c). Se dispone discordante sobre el Purbeck-Weald (Fm. Camarillas) y su techo coincide con la *SEF* (sin poder determinarse si es enrasado o cortado por ella).

Atendiendo a sus características litológicas, se han diferenciado tres partes (Fig. 4c). La parte inferior (hasta el metro 6,2) está constituida por una sucesión de conglomerados gris-anaranjados y areniscas anaranjadas. La parte intermedia está integrada por 8,2 m de calizas blancas y rosadas. La parte superior (20,6 m) está constituida por conglomerados granosostenidos con cantos redondeados heterométricos (hasta 1 m de diámetro), que intercalan un nivel de arena con laminación cruzada de bajo ángulo.



**Fig. 3.-** *Chuse* de la Virgen de la Peña, al oeste de Aguilar del Alfambra, donde el río Alfambra atraviesa un anticlinal tardío de dirección ENE-WSW.





**Fig. 4.-** (a-c) Columnas estratigráficas levantadas en los materiales cenozoicos de la Depresión de El Pobo (ver situación en Fig. 2): (a) Columna C1–Puerto de Monteagudo; (b) Columna C2–Barranco del Chorrillo; (c) Columna C3–Muela de la Umbría. Se incluye para cada serie el diámetro máximo de los cantos y la curva de evolución megasecuencial, así como la localización de las fotos de asociaciones de facies y, en la columna C1, la situación de las estaciones de medida de cantos impresos (E3.1 a E3.7). (d-i) Asociación de facies de calizas palustres-lacustres reconocidas en la parte media de la columna C3–Muela de la Umbría (metros 6–14; ver situación en c). (d) y (e) Vista general de la parte media y basal, respectivamente, de las calizas (línea blanca discontinua: contacto inferior) en las que se pueden reconocer: facies de calizas (micritas) masivas grises (d, f); calizas blancas y ocre nodulares con bioturbación vertical de raíces (e, g); calizas ocre lajosas por efecto del oleaje (d, h), y calizas algales (i) con laminación definida por láminas ocre-blancas milimétricas-centimétricas, tubos de bioturbación horizontal (círculos) y brechificación (recuadro).



La serie forma una secuencia granodecreciente hasta el techo de las calizas, donde se produce un salto brusco de granulometría al que no sigue ya ninguna tendencia bien definida.

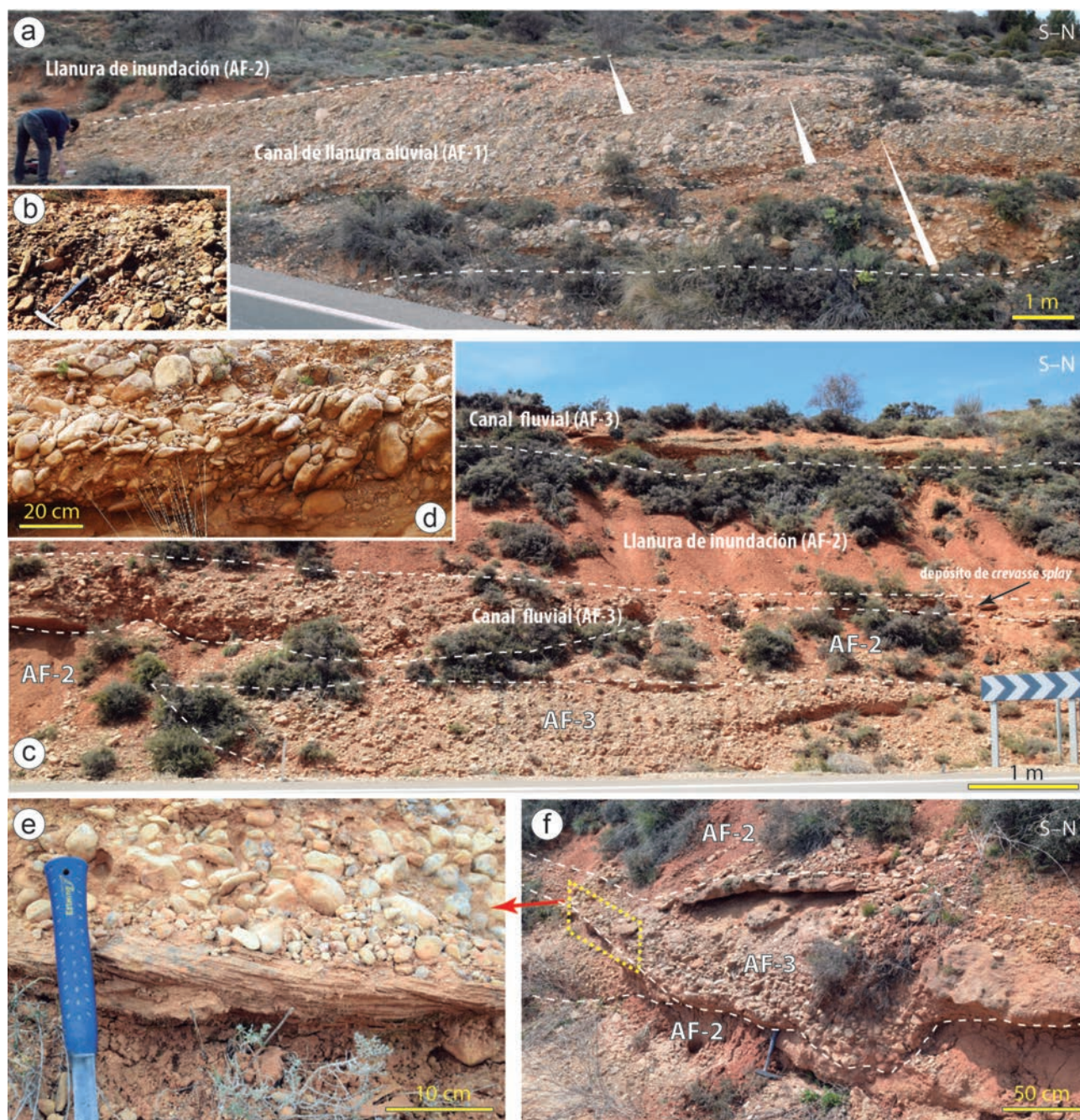
#### Descripción e interpretación de asociaciones de facies

Se han reconocido un total de ocho asociaciones de facies (AF-1 a AF-8), cuya descripción e interpretación se in-

cluyen a continuación. Imágenes de campo de las mismas se ofrecen en las figuras 4d-i, 5 y 6.

#### AF-1: Canales conglomeráticos de llanura aluvial

Esta asociación de facies está formada principalmente por paquetes tabulares de conglomerados blanquecinos con textura granosostenida y cantos subredondeados a redondeados de naturaleza calcárea, blancos, amarillos y grises (Fig. 5a). Los cantos son heterométricos, con diámetros de



**Fig. 5.-** Asociaciones de facies de llanura aluvial y ambiente fluvial (*braided*) reconocidas en la columna C1–Puerto de Monteagudo (ver situación en Fig. 4a). (a) Paquete tabular de conglomerados, con cicatrices internas erosivas y granoselección positiva, de la asociación de facies de canal de llanura aluvial (AF-1), y detalle de la imbricación gruesa de cantos (b) reconocida en estos depósitos. (c–f) Asociación de facies de canal fluvial (AF-3) y su relación lateral con la asociación de facies de llanura de inundación (AF-2). Nótese la geometría canalizada de los depósitos de conglomerados (c, f), la presencia de cicatrices internas en los canales (e, f), la desorganización de los depósitos conglomeráticos en el relleno basal del canal y su evolución vertical y lateral hacia areniscas (f), el desarrollo de estructuras sedimentarias en los conglomerados (d: imbricación de cantos, paleocorriente hacia el NO) y en las areniscas (e: laminación cruzada, paleocorriente hacia el N), así como la intercalación de depósitos de desbordamiento (*crevasse splay*) en las litas de llanura de inundación (c).



hasta 25-30 cm (ocasionalmente 40 cm), y tienen alta y baja esfericidad en similar proporción. La matriz, de color anaranjado, es de arena gruesa a muy gruesa. Estos conglomerados están organizados en paquetes tabulares de 1 a 4 m de potencia y gran continuidad lateral (>30 m), con bases subhorizontales y canaliformes laxas (Fig. 5a). Internamente se reconocen cicatrices internas erosivas, niveles con granoselección positiva (Fig. 5a) y estructuras de corriente unidireccional, tales como estratificación cruzada planar en sets de potencia decimétrica a métrica, e imbricación definida por los cantos de baja esfericidad (Fig. 5b). La asociación incluye también más localmente lentejones de areniscas ocre de grano grueso a microconglomerados de hasta 30 cm de potencia con laminación cruzada planar. Esta asociación de facies se ha reconocido en la parte inferior de la columna C1 (puerto de Monteagudo); las paleocorrientes medidas en los cantos imbricados y la estratificación cruzada planar indican un sentido hacia el NNE a NE (Fig. 4a).

La geometría tabular y amplia extensión lateral de los paquetes conglomeráticos, su textura granosostenida, redondez de los cantos y presencia de granoselección positiva y estructuras de corriente unidireccionales, permiten interpretarlos como depositados por un flujo unidireccional en un canal ancho y somero con elevada carga de fondo (Wilson, 1973; Schumam, 1981, 1985). Se trataría probablemente de depósitos de flujos confinados que tienen lugar en canales rectos o ligeramente sinuosos y entrelazados.

#### *AF-2: Lutitas masivas con intercalaciones de areniscas de llanura de inundación*

Esta asociación de facies está constituida por cuerpos tabulares, de escala métrica, de lutitas masivas rojizas y marrones-anaranjadas con intercalaciones de niveles finos, decimétricos, de areniscas ocre de grano medio-grueso a microconglomerados con laminación cruzada planar. Esta asociación de facies aparece en la parte inferior de la columna C1, en relación con la AF-1 (Fig. 5a), y en la parte superior de la misma, en relación con la AF-3 (Fig. 5c, f). En este último caso, las lutitas muestran ocasionalmente restos de materia orgánica y nodulización.

Los depósitos lutíticos de esta asociación de facies son interpretados como depósitos por decantación a partir de flujos episódicos no confinados que tienen lugar sobre la llanura de inundación (Wilson, 1973). Sobre estas llanuras se producirían encharcamientos locales con acumulación de materia orgánica y desarrollo de procesos de pedogenización (nodulización). Los niveles de areniscas con estructuras de corriente de flujo unidireccional representarían depósitos de derrames laterales (*crevasse splay*) de los canales en la llanura de inundación (*e.g.*, Burns *et al.*, 2017) (Fig. 5c).

#### *AF-3: Conglomerados y areniscas de canal fluvial*

Esta asociación de facies está compuesta por sucesiones de cuerpos canaliformes de potencia métrica de conglomerados, encajados normalmente en facies lutíticas (AF-2), y por cuerpos tabulares de areniscas (Fig. 5c). Los conglomerados de colores blanquecinos son granosostenidos y los

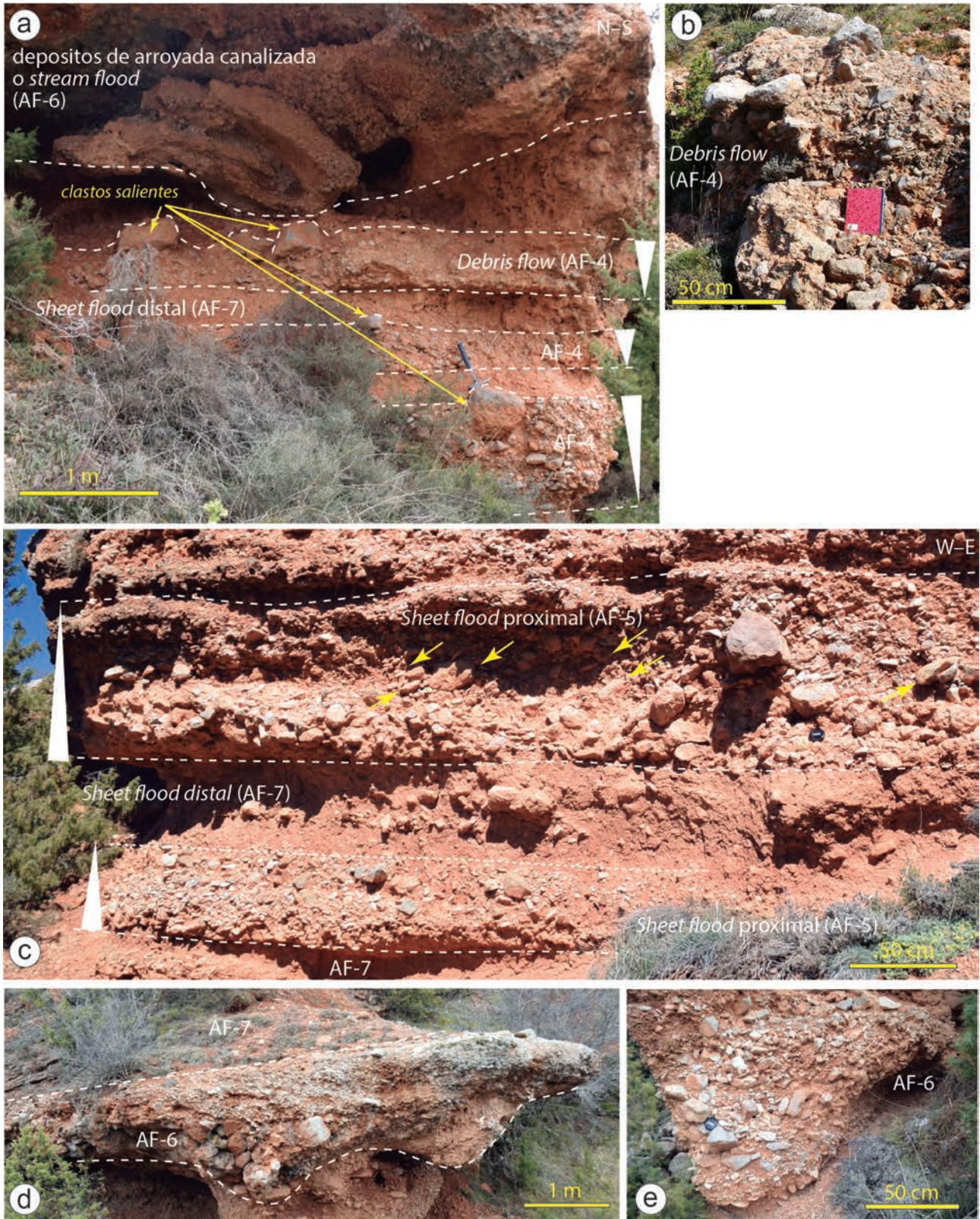
cantos son calcáreos, heterométricos y con tamaños máximos normalmente de 15-20 cm, pero que pueden alcanzar localmente 30 cm en la columna C1 (puerto de Monteagudo) y hasta 70 cm en la columna C3 (Muela de la Umbría). Estos conglomerados tienen una mayor proporción de cantos con alta esfericidad que los de AF-1, aunque los de baja esfericidad también son abundantes, especialmente en algunos niveles. Los clastos son normalmente redondeados, pero coexisten unas veces con clastos subredondeados y otras con clastos bien redondeados. La matriz de color naranja es de arena media a gruesa. Los conglomerados están organizados en cuerpos de hasta 1 m de espesor y una continuidad lateral de 15-20 m (Fig. 5c, f), menor que en AF-1. Muchos paquetes de conglomerados tienen geometrías de canal en sus bases, a veces con incisiones profundas en los depósitos de grano fino infrayacentes (Fig. 5f), sobre las que se disponen clastos más gruesos desorganizados, pasando hacia arriba a secuencias elementales grava gruesa-grava media o arenisca (Fig. 5f). Son frecuentes las cicatrices internas y las estructuras de corriente de flujo unidireccional, como cantos imbricados (Fig. 5d), estratificación cruzada planar y, en menor medida, de acreción lateral. Ocasionalmente, los conglomerados incluyen areniscas ocre, de grano grueso y con cantos dispersos de hasta 1 cm, dispuestas en lentejones de hasta 0,5 m de espesor que presentan base cóncava, evolución granodecreciente y estratificación cruzada planar y en surco (Fig. 5e). Los cuerpos conglomeráticos muestran normalmente una evolución vertical granodecreciente, y se relacionan verticalmente, mediante un contacto neto o gradual, así como también lateralmente, con los niveles tabulares de areniscas (Fig. 5c, f). Estas areniscas tabulares de potencia métrica (de 0,5 a 4 m) son de color ocre y tienen grano grueso a fino, pasando localmente a tamaño limo; se reconoce granoclasificación positiva (y ocasionalmente negativa), laminación paralela y, en menor medida, laminación cruzada planar de bajo ángulo. Esta asociación de facies conforma la parte superior de la columna C1 (puerto de Monteagudo) y, probablemente, las partes inferior y superior de la columna C3 (Muela de la Umbría) (Fig. 4). Las paleocorrientes medidas en C1 a partir de cantos imbricados (Fig. 5d), estratificaciones cruzadas y ejes de canales indican sentidos de paleocorriente hacia el NW y NNE (Fig. 4a).

Los cuerpos conglomeráticos y de areniscas lenticulares con bases canalizadas y erosivas son interpretados como depósitos de flujos confinados en canales fluviales. La presencia de clastos de tamaño bloque (>25 cm) indica un depósito desde flujos altamente competentes que transportan una elevada carga de fondo (Galloway, 1981; Schuman, 1981, 1985; Jo *et al.*, 1997). La estratificación cruzada planar es interpretada como la migración de barras, conglomeráticas o arenosas según la mayor o menor descarga, en las partes centrales de canales fluviales de baja sinuosidad de un sistema trenzado (Allen, 1983; Ramos y Sopena, 1983).

#### *AF-4: Conglomerados y brechas de debris flow*

Esta asociación de facies está formada por conglomerados y brechas desorganizados a pobremente organizados con una textura soportada generalmente por los clastos y, en menor





**Fig. 6.-** Asociaciones de facies de abanico aluvial reconocidas en la columna C2–Barranco del Chorrillo (ver situación en Fig. 4b). (a) Depósitos de detritos (*debris flow*; AF-4) alternando con depósitos de arroyada en manto (*sheet flood*) distales constituidos por limo-arcillosos con cantos flotantes (AF-7). Nótese la geometría tabular de los cuerpos de conglomerados, de 40-50 cm de espesor, la gradación inversa y los bloques que sobresalen sobre el techo plano. (b) Detalle de un depósito de *debris flow*. (c) Sucesión de depósitos de arroyada en manto proximales (AF-5) y distales (AF-7). Nótese la geometría tabular de los depósitos conglomeráticos, los bruscos cambios de tamaño de los clastos y la presencia de imbricación (flecha), así como la granoselección positiva grosera de los conglomerados y la transición gradual a las facies limo-arcillosas superpuestas que evidencian el depósito a partir de un flujo que va perdiendo energía. (d) y (e) Canales aislados de conglomerados interpretados como el depósitos de arroyadas confinadas (*stream flood*; AF-6).



medida, por una matriz de arena y lutita mal seleccionada. Los clastos son calcáreos, generalmente subangulosos a angulosos, y muy heterométricos, normalmente con diámetros de hasta 20-30 cm y localmente bloques casi métricos. Conforman niveles tabulares de 40-50 cm de espesor (localmente hasta 1 m) con bases planas (localmente ligeramente erosivas) y netas, techos planos y netos con grandes cantos y bloques sobresaliendo de los mismos y con una cierta gradación inversa (Fig. 6a). Se reconocen cambios bruscos en el tamaño de grano y en ocasiones los clastos mayores se sitúan en la periferia del depósito (Fig. 6b). Esta asociación de facies se ha reconocido en la parte superior de la columna C2, especialmente en su tramo más inferior, y en el tramo basal de la parte inferior de la columna C3 (Fig. 4).

Los conglomerados tabulares pobremente clasificados con bases generalmente no erosivas, gradación inversa y grandes clastos sobresaliendo sobre el techo plano son interpretados como depósitos de flujos o coladas de detritos (*debris flow*; e.g., Nemeč y Steel, 1984; Chamyal *et al.*, 1997; Rodríguez-López *et al.*, 2012). La textura generalmente soportada por los clastos y la gradación inversa sugieren la existencia de colisión y fricción entre los clastos durante el transporte (Sohn, 2000).

#### *AF-5: Conglomerados de arroyada en manto o sheet flood*

Esta asociación de facies está formada por niveles de conglomerados tabulares decimétricos y continuos lateralmente (>30 m). Los conglomerados son granosostenidos y también soportados por la matriz, y muestran cambios rápidos en el tamaño de los clastos en la vertical y en la horizontal (Fig. 6c); los cantos son calcáreos de baja esfericidad y angulosos y con diámetros de 1-20 cm. La matriz es arena media-gruesa mal seleccionada. Los conglomerados tienen bases subhorizontales y acanaladuras locales y techos planos. Suelen tener estratificación paralela, pero localmente pueden exhibir imbricación de cantos, estratificación cruzada planar y, en ocasiones, cierta clasificación por tamaños (normalmente positiva) y aumento de matriz hacia techo (pasando a estar soportados por la matriz). Esta asociación de facies ha sido reconocida a lo largo de toda la columna C2 (Barranco del Chorrillo). Ejes de canal en la citada serie y una dirección de paleocorriente obtenida a partir de cantos imbricados en una localidad cercana (estación P6 en Fig. 2) indican un drenaje hacia el E a ENE.

Estos conglomerados son interpretados como depósitos de arroyada en manto (*sheet flood*) asociados con abanicos aluviales (e.g., Turner, 1980; Colombo, 2010). La mala selección del depósito y el deficiente redondeamiento indican una sedimentación rápida a partir de flujos laminares no confinados.

#### *AF-6: Conglomerados de arroyada confinada o stream flood*

Esta asociación de facies está formada por conglomerados en canales aislados de potencia decimétrica y pequeña extensión lateral (normalmente < 10 m) encajados en limos y arcillas con cantos (AF-7). El relleno de canal, sin cicatrices internas, tiene una cierta clasificación por tamaños con niveles decimétricos de gravas de 10-25 cm de

diámetro en el surco principal y de 2-5 cm sobre o lateralmente a este (Fig. 6d, e). La matriz, en ocasiones ausente (Fig. 6a), es arena media-gruesa mal seleccionada. Esta asociación de facies se ha reconocido, casi exclusivamente, en la parte basal de la columna C2.

Estos conglomerados con geometría lenticular (canaliforme) muy acusada son interpretados como el depósito de arroyadas confinadas (*stream flood*) en canales someros de baja sinuosidad y escasa o nula movilidad lateral. La ausencia de cicatrices internas indica que el relleno del canal, una vez excavado por la arroyada, tuvo lugar en un único episodio, produciéndose posteriormente su avulsión (e.g., Colombo, 2010). La ausencia de matriz que se da en algunos casos puede indicar un rápido depósito de la grava, impidiendo la posterior infiltración de la fracción arenosa.

#### *AF-7: Limos arcillosos con cantos de arroyada en manto*

Esta asociación de facies está constituida por limos arcillosos masivos, que pueden contener cantos dispersos en su interior, dispuestos en niveles tabulares de 0,2 a 4 m de espesor (Fig. 6a, c). Los cantos son calcáreos, angulosos y subangulosos, heterométricos, normalmente de tamaño centimétrico pero localmente de hasta 15 cm de diámetro. Esta asociación de facies ha sido reconocida en la columna C2, en relación con las asociaciones de facies AF-4, AF-5 y AF-6.

Los limos arcillosos masivos con cantos flotando son interpretados como el depósito de arroyadas en manto en periodos de menor descarga y energía que en la AF-5, o en partes más distales de este tipo de arroyadas o de los flujos de detritos (AF-4) cuando los flujos han perdido energía y buena parte de la carga ha sido depositada. Esta asociación de facies también puede estar relacionada con la pérdida de confinamiento de un flujo denso canalizado (AF-6), de modo que la pérdida súbita de energía da lugar a un depósito rápido, sin tiempo para que se produzca una selección por tamaños del material.

#### *AF-8: Calizas lacustres-palustres*

Esta asociación de facies ha sido reconocida únicamente en la columna C3 (Muela de la Umbría), caracterizando el intervalo carbonatado de esa serie (parte media, Fig. 4c-e). Se han reconocido distintas facies: calizas micríticas grises masivas en estratos decimétricos (Fig. 4f); calizas blancas y rosadas con estratificación nodulosa grosera, abundantes trazas de bioturbación vertical y nodulización (Fig. 4e, g), a veces con cierta laminación y porosidad fenestral; y calizas ocreas lamosas con laminación cruzada de *ripples* grosera (Fig. 4d, h). Localmente, y las calizas presentan una fina laminación plano-paralela definida por láminas (milimétricas a centimétricas) blancas y rosadas, y en ellas se reconocen huellas de raíces y cierta brechificación (Fig. 4i).

Las calizas masivas fueron depositadas en un área lacustre de poca energía, en la que se produciría la precipitación de carbonato (micrita). La facies de calizas laminación cruzada de *ripples* grosera respondería a una mayor agitación del medio. La facies de calizas nodulosas se relaciona con procesos de pedogenización en una zona palustre,

como sugieren asimismo las trazas de bioturbación vertical (e.g., Arribas *et al.*, 1988). Las calizas finamente laminadas son interpretadas como calizas lacustres algales (e.g., Freytet y Plaziat, 1972) o con desarrollo puntual de paleosuelos y calcretas laminares en las que el carbonato ha precipitado a favor de mallas de raíces horizontales (e.g., Freytet y Plaziat, 1972; Alonso-Zarza y Wright, 2010); tampoco se descarta que su formación esté asociada con tapices de bacterias desarrollados en una zona lacustre que luego se secó (Alonso-Zarza y Arenas, 2004).

### Medio sedimentario

Las asociaciones de facies reconocidas e interpretadas, su distribución estratigráfica en las columnas estudiadas (Fig. 4a-c), su distribución espacial en la zona de estudio y otras observaciones puntuales realizadas (Fig. 2), permiten hacer las siguientes consideraciones en relación con los medios sedimentarios. En la columna del puerto de Monteagudo (C1; Fig. 4a), la parte inferior está conformada por depósitos de canales conglomeráticos de llanura aluvial (AF-1) intercalados con lutitas y areniscas de llanura de inundación (AF-2), mientras que la parte superior está constituida por lutitas y areniscas de llanura de inundación (AF-2), con desarrollo ocasional de procesos pedogenéticos, que incluyen conglomerados y areniscas de canal fluvial (AF-3). Estas características permiten interpretar un medio sedimentario con características fluvial-aluviales (probablemente de llanura aluvial) para el conjunto inferior y más netamente fluviales para el superior (Fig. 4a). Asociaciones de facies similares se han observado en afloramientos localizados más al norte dentro de este mismo sector (puntos P2, P3 y P5 en Fig. 2), donde también se han reconocido paleocanales de areniscas y barras de acreción longitudinal, corroborando el carácter fluvial de la sedimentación. Las paleocorrientes hacia el norte reconocidas (Fig. 2) sugieren que este sistema de llanura aluvial-fluvial ocupaba y recorría el sector oriental de la Depresión de El Pobo, caracterizando la subcuenca oriental.

En la columna del Barranco del Chorrillo (C2; Fig. 4b), en el margen oeste del sector occidental, se han reconocido, en cambio, cuerpos tabulares de conglomerados de flujos de detritos (*debris flow*; AF-4) y de arroyadas en manto desconfiadas (*sheet flood*; AF-5) y confinadas (*stream flood*; AF-6) proximales, intercalados entre depósitos tabulares de limos arcillosos con cantos de arroyadas en manto (AF-7). En conjunto, estos depósitos son característicos de abanicos aluviales. En detalle, la parte inferior se interpreta como lutitas depositadas en la parte media-distal del sistema (atravesada por pequeños canales episódicos rellenos de grava; AF-6) y la parte más superior como un medio proximal en el que alternaron episodios de mayor y menor energía, con depósitos conglomeráticos de *debris flow* (AF-4; Fig. 4e) y *sheet flood* sin canalizar (AF-5) y depósitos limoso-arcillosos (AF-7), respectivamente. Si atendemos a la variación de las facies observada en el campo, más proximales hacia el oeste, este sistema aluvial tendría su procedencia en la cercana Sierra de El Pobo. Facies conglomeráticas groseras similares se han observado también más al este, en el margen oriental de este

sector occidental (Fig. 2), procediendo en este caso de los materiales jurásicos del alto de Ababuj (ver más detalles cuando se describe la estructura de este margen). En conjunto, el sector occidental de la Depresión de El Pobo conformó una cuenca aluvial en sí misma y aislada de la cuenca aluvial-fluvial descrita para el sector oriental (Fig. 2).

Las asociaciones de facies reconocidas en la columna de la Muela de la Umbria (C3; Figs. 2 y 4c) permiten interpretar que la base de la serie representa depósitos de carácter aluvial (AF-4), sobre los que se superponen depósitos conglomeráticos fluviales (AF-3) y sobre ellos calizas lacustres, que evolucionan a un sistema palustre en la parte alta, con evidencias de pedogénesis y bioturbación (AF-8). La parte superior de la serie, con conglomerados y areniscas, corresponde, de nuevo, a depósitos fluviales (AF-3), con el registro en algunos casos de grandes avenidas, como así lo sugiere la presencia de grandes bloques (casi métricos) redondeados. En la discusión se analiza la relación de los depósitos de este pequeño afloramiento con los sistemas aluvial y aluvial-fluvial descritos para los dos sectores (subcuencas) principales.

### Estructura de la cuenca neógena de El Pobo

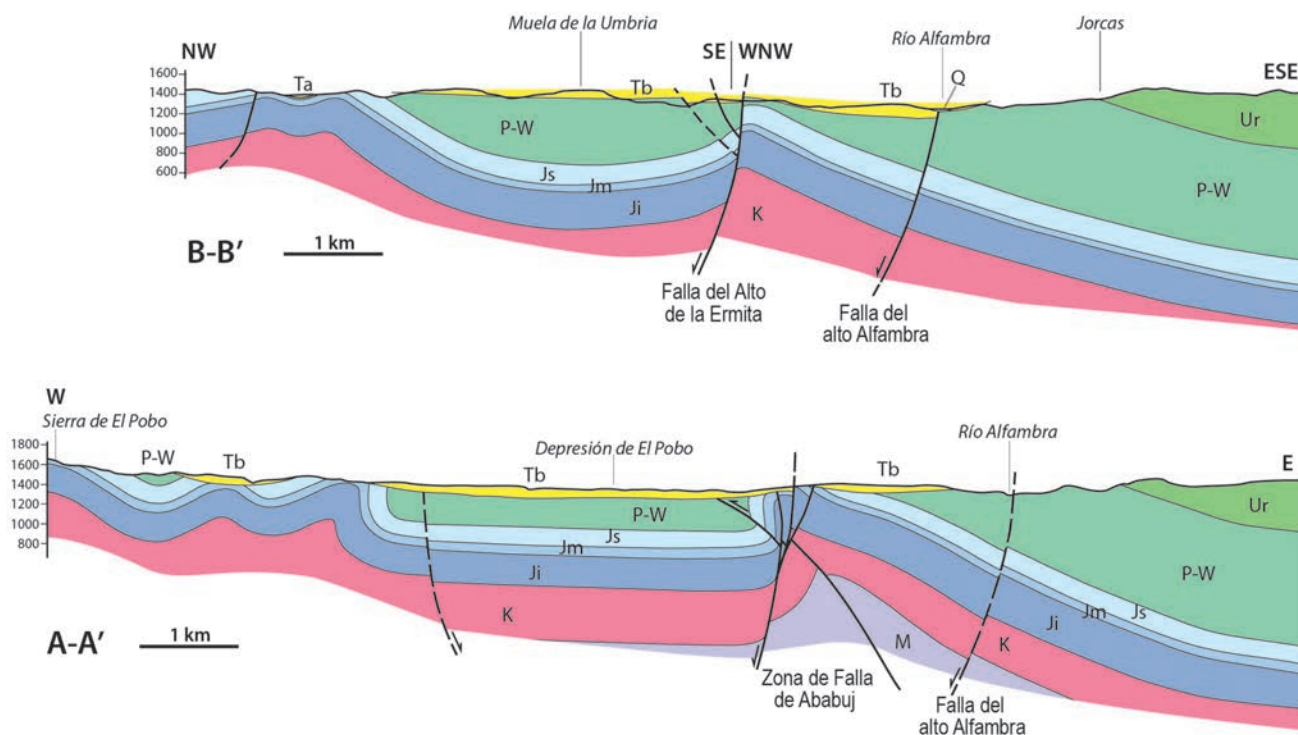
En el apartado anterior, a partir de argumentos estratigráfico-sedimentológicos, hemos mostrado cómo el conjunto de materiales neógenos post-orogénicos de la Depresión de El Pobo definen dos sectores o subcuencas (occidental y oriental) con características algo diferentes. La información estructural, como veremos, corrobora que estas dos subcuencas estarían separadas por el alto de Ababuj y formarían parte de una cuenca continental bien definida (denominada en este trabajo Cuenca de El Pobo). A continuación, facilitamos la descripción y la caracterización de su estructura general, la estructura de detalle de los márgenes de ambas subcuencas, y las relaciones entre tectónica extensional y sedimentación neógena.

#### Estructura general

La depresión y cuenca neógena de El Pobo está emplazada en el bloque inferior de la zona de falla submeridiana de la Sierra de El Pobo, “colgada” por tanto respecto a la vecina Cuenca de Teruel (Fig. 1). Dentro de dicho bloque inferior existen otros accidentes N-S a NNW-SSE heredados de tiempos mesozoicos y pre-mesozoicos, activados como fallas extensionales especialmente en el Cretácico Inferior, y que sufren reactivación inversa en el Paleógeno (e.g., fallas de Ababuj y Miravete; Fig. 1; Liesa *et al.*, 2000, 2004, 2006, 2018; Capote *et al.*, 2002).

La estructura general del sustrato mesozoico de la Cuenca de El Pobo queda reflejada en los cortes geológicos de la Figura 7. En el corte A-A' aparece, al oeste, la serie del Jurásico-Cretácico basal en el flanco oriental del anticlinorio de la Sierra de El Pobo, complicado por varios pliegues de longitud de onda próxima a 1 km (Liesa, 2011b). Le siguen el amplio sinclinal de El Pobo, con geometría en caja al menos en el sector sur (corte A-A'), y el anticlinal NNW-SSE, asimétrico con vergencia al oeste, de

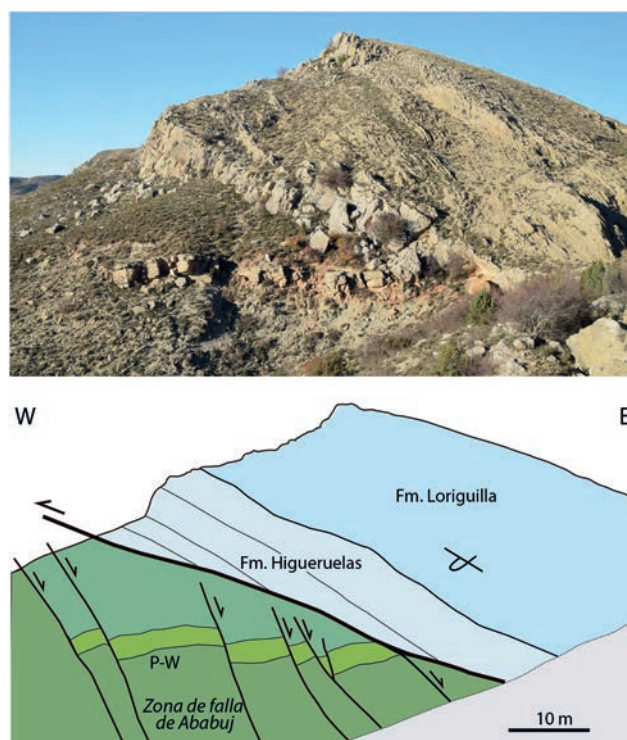




**Fig. 7.-** Cortes geológicos a través de la zona de estudio (ver situación en Fig. 2). M: Muschelkalk; K: Keuper; Ji: Jurásico Inferior; Jm: Jurásico Medio; Js: Jurásico Superior; P-W: facies Purbeck-Weald; Ur: facies Urgon; Ta: Terciario sin-orogénico; Tb: Terciario post-orogénico; Q: Cuaternario.

Ababuj. El flanco oeste de este anticlinal se encuentra subvertical o incluso invertido en buena parte de su recorrido cartografiado en la Figura 2. La zona de falla NNW-SSE de Ababuj complica la geometría interna de este anticlinal y representa un elemento primordial en la estructuración de la zona. Durante el Cretácico Inferior, esa falla constituye el límite oeste de la subcuenca de Galve (Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2000); en el Paleógeno, su inversión positiva induce la formación del anticlinal asimétrico, y al sur de Ababuj llega a cortar como cabalgamiento (aparentemente con salto solo hectométrico) su flanco subvertical a invertido (Fig. 8). El flanco oriental del anticlinal de Ababuj es mucho más tendido y da paso al sinclinal amplio y simétrico de Camarillas. El corte B-B' comienza al NNW de la Depresión de El Pobo, en el anticlinorio ENE-WSW de Aguilar del Alfambra, para atravesar luego el resto de estructuras descritas en los materiales mesozoicos (Figs. 2 y 7). En este corte, situado en el extremo norte del anticlinal de Ababuj, donde este adquiere una dirección NNE-SSW, se reconoce una falla normal de esa misma dirección y bloque oeste hundido (denominada en este trabajo falla del Alto de la Ermita), que tiene un desplazamiento hectométrico en las unidades del tránsito Jurásico-Cretácico y mucho menor en el Cenozoico.

El relleno neógeno de la Cuenca de El Pobo cubre en discordancia las unidades mesozoicas plegadas, especialmente las unidades del tránsito Jurásico Superior-Cretácico Inferior (facies Purbeck-Weald), excepto en el alto estructural que conforman el anticlinal y la falla invertida de Ababuj (alto de Ababuj) y que separa las dos



**Fig. 8.-** Cabalgamiento al sur de Ababuj, resultado de la inversión positiva de la zona de falla extensional cretácica de Ababuj (ver situación en Fig. 2). Nótese cómo las formaciones del Jurásico Superior, con buzamiento hacia el este y disposición invertida, se superponen a las facies Purbeck-Weald, con disposición normal, suave buzamiento al oeste y afectadas por un conjunto de fallas normales con buzamiento hacia el este.

subcuencas diferenciadas (Fig. 7). Los materiales aluviales proximales de ambas subcuencas llegan a disponerse en *onlap* sobre el núcleo anticlinal, por lo que este constituye una divisoria clara entre ambas. Puesto que el anticlinal es anterior en el tiempo a los materiales neógenos, más que de una divisoria propiamente estructural habría que hablar de una divisoria topográfica condicionada por la litología y su erosión diferencial: el vaciado erosivo de las unidades blandas del Jurásico final-Cretácico Inferior, responsable de la creación de un primer espacio de acomodación para los materiales neógenos, habría dejado un umbral intermedio formado por las calizas jurásicas resistentes del núcleo anticlinal.

No obstante, no es esa erosión diferencial temprana el único factor que controla la geometría y el desarrollo de la cuenca. Al dispositivo estructural descrito hay que añadir dos fallas normales mayores (ver parte central de los cortes de la Fig. 7), con evidencias de rejugue durante el Neógeno. Estas fallas, situadas en los respectivos márgenes orientales de ambas subcuencas, tienen dirección entre N-S y NNW-SSE y buzamiento al oeste (ver descripción de detalle en el apartado siguiente). La que limita la subcuenca occidental es un plano de rotura perteneciente a la zona de falla de Ababuj, que según nuestra reconstrucción debe cortar a la falla inversa del núcleo del anticlinal (Fig. 7: corte A-A'). La segunda (falla del alto Alfambra) se reconoce como falla de borde en la parte norte de la subcuenca oriental (los materiales neógenos se interrumpen bruscamente contra ella al oeste de Jorcas; Fig. 7: corte B-B') y supuestamente se prolonga hacia el sur paralela y próxima al cauce del río Alfambra (Fig. 2). El modelo estructural resultante es la yuxtaposición de dos semifosas suaves sintéticas con la fosa de Teruel que coinciden, cada una, con uno de los sectores paleogeográficos anteriormente descritos.

#### *Estructura de detalle de los márgenes de cuenca*

En la mayor parte de su extensión, las capas neógenas aparecen horizontales o muy levemente basculadas. En los bordes de cuenca, por el contrario, pueden observarse deformaciones que permiten caracterizarlos desde el punto de vista estructural, poniéndose de manifiesto en ese sentido la diferencia entre los márgenes oriental y occidental de cada una de las dos subcuencas/semifosas. Los datos más evidentes proceden de la subcuenca occidental, donde algunos de los barrancos encajados en sus márgenes exponen con claridad la disposición de los materiales neógenos y sus relaciones geométricas con el Mesozoico.

Dentro del margen oeste de la subcuenca occidental, los cortes de los barrancos del Chorrillo (Fig. 9a), las Chulillas (Fig. 9b) y Trascastillo (Fig. 9c) son los más representativos (ver situación en Fig. 2). Los contactos del Cenozoico con el Mesozoico en los bordes de cuenca se presentan en forma de discordancia angular y con una geometría característica en *onlap*. No se han observado fallas de consideración en ninguno de los afloramientos de dicho margen, si bien las capas neógenas presentan en

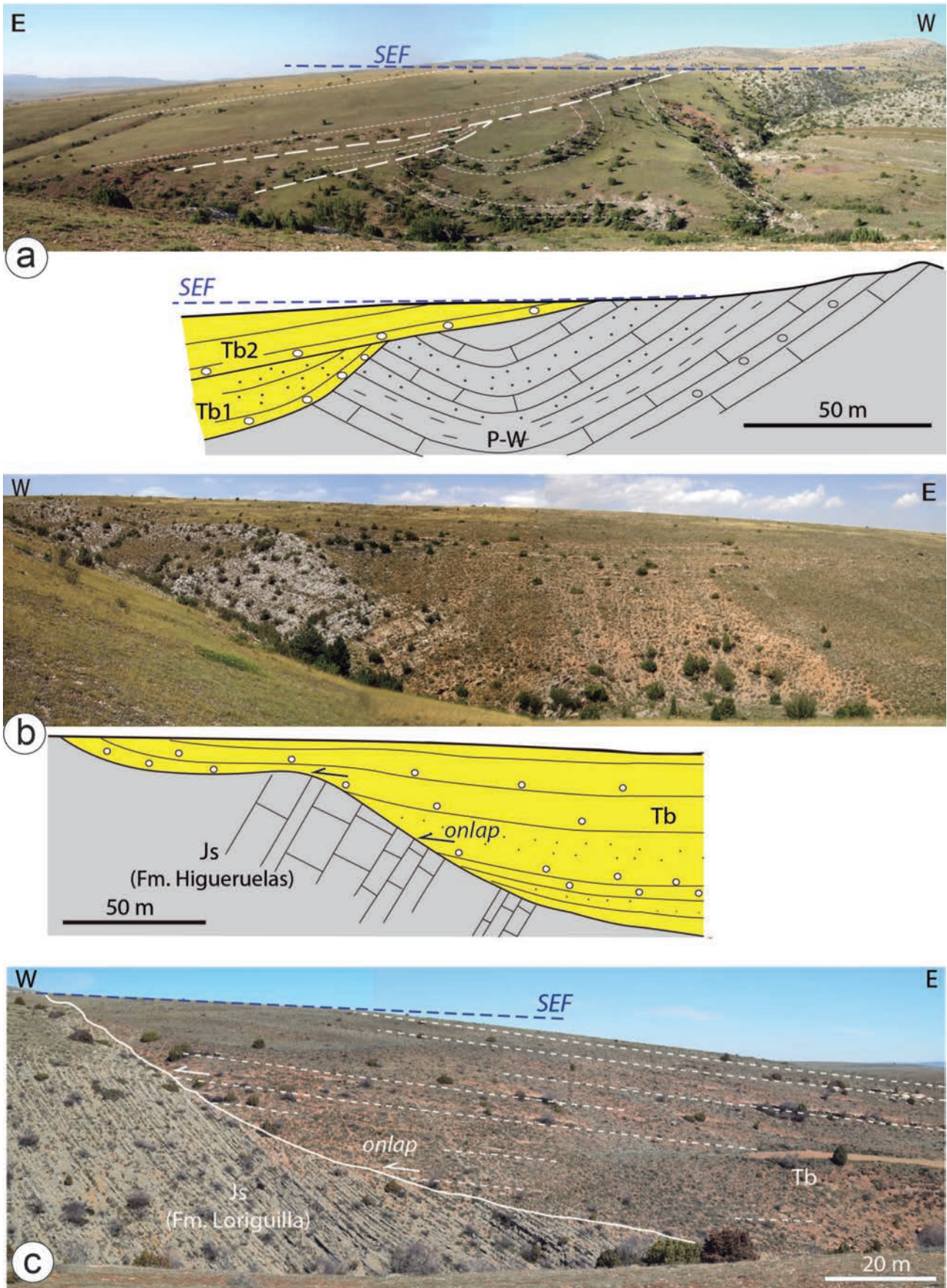
ocasiones ligeras discordancias internas producto de leves basculamientos sinsedimentarios. En la Figura 9a se aprecia cómo dentro del Cenozoico se distinguen: (i) una unidad inferior (Tb1), con buzamientos de hasta 33° y discordante sobre el flanco del sinclinal que afecta a las unidades del tránsito Jurásico-Cretácico; y (ii) una unidad superior (Tb2) también suavemente basculada (hasta 10-12°) pero discordante sobre la anterior y sobre el sinclinal. En el barranco de las Chulillas (Fig. 9b) las capas cenozoicas muestran asimismo una clara geometría en *onlap* sobre los materiales jurásicos de la Sierra de El Pobo, mediando entre ellos una fuerte discordancia angular con un paleorrelieve de gran amplitud que revela la importancia del vaciado erosivo previo al inicio del relleno neógeno. En el barranco de Trascastillo (Fig. 9c) se observa un dispositivo similar, destacando el paralelismo de las capas cenozoicas y su basculamiento homogéneo hacia el este.

En este mismo margen oeste de la subcuenca occidental hay que resaltar otro rasgo importante: el biselamiento erosivo que muestran las capas superiores neógenas, aún levemente inclinadas (Fig. 9a, c). Ese arrasamiento, como veremos en un apartado posterior, se corresponde con la *SEF* (*Superficie de Erosión Fundamental*) de la Cordillera Ibérica (Peña *et al.*, 1984), que modela aquí todo el piedemonte de la Sierra de El Pobo. La relación morfoestructural descrita será una pieza clave para enmarcar temporalmente el desarrollo de la cuenca neógena de El Pobo.

En el margen este del sector occidental, si bien se observan dispositivos en *onlap* (Fig. 10a), en algunos de sus tramos ha podido apreciarse con claridad su control por una falla extensional. El afloramiento más claro se localiza en el Barranco de Donatio (Fig. 10b-d; ver situación en Fig. 2), que atraviesa el Jurásico del anticlinal de Ababuj cerca de su punto más estrecho. Las capas inferiores aflorantes del Neógeno son conglomerados de clastos carbonatados muy angulosos y groseros, con bloques de hasta 1,5 m y una inclinación de hasta 38° al oeste. Estos materiales se encuentran en contacto mecánico con el Jurásico a través de un plano de rotura de dirección N-S y alto buzamiento al oeste, perteneciente a la zona de falla de Ababuj (Fig. 10d). Los estratos más modernos pierden progresivamente buzamiento dibujando un abanico de capas y atenuándose la geometría del sinclinal, lo que revela el carácter sinsedimentario de la deformación y la localización del área fuente local en el alto de Ababuj.

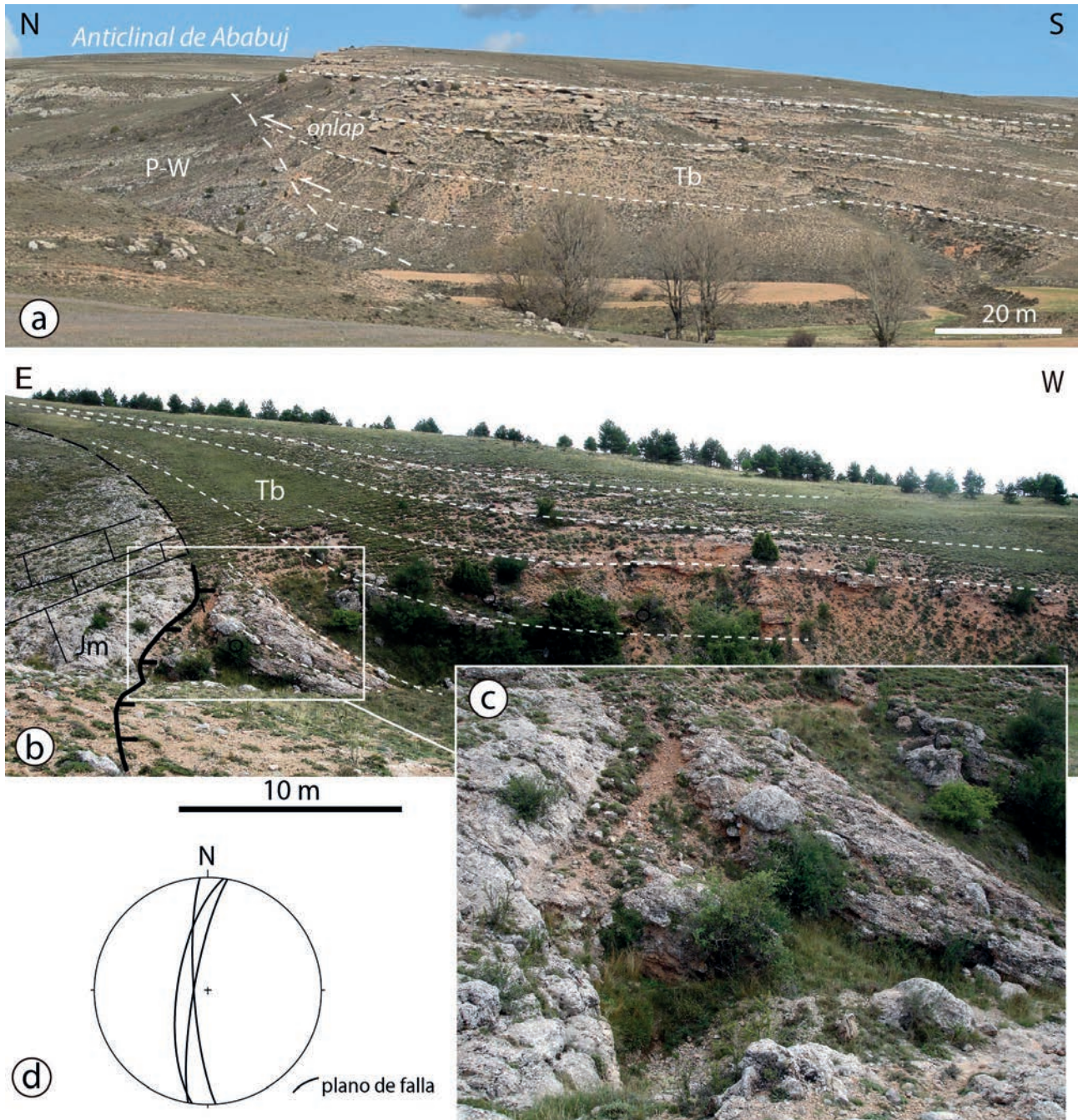
La expresión morfológica del margen este de la subcuenca oriental en la mayor parte de su traza es mucho menor, probablemente porque la falla del alto Alfambra pone en contacto limos y arenas neógenos con arcillas, arenas y areniscas del Cretácico Inferior (Fm. Camarillas) (Figs. 7 y 11a). También porque la incisión cuaternaria del río Alfambra, que sigue aproximadamente la traza de la falla, especialmente en la parte central y meridional, ha dejado colgados los depósitos neógenos en este sector de la cuenca y desconectados de la propia falla (Fig. 2). No obstante, la falla del alto Alfambra se reconoce bien al noroeste de Jorcas, cerca del cauce del





**Fig. 9.-** Panorámicas de campo y esquemas de dispositivos geométricos en el margen oeste de la subcuenca occidental. (a) Barranco del Chorrillo; (b) Barranco de las Chulillas; (c) Barranco de Trascastillo (ver situación en Fig. 2). Js: Jurásico Superior marino; P-W: unidad de tránsito Jurásico-Cretácico (Fm. Villar del Arzobispo); Tb1 y Tb2: unidades aluviales neógenas separadas por una ligera discordancia angular; SEF: *Superficie de Erosión Fundamental* que bisela las capas superiores de Tb2.





**Fig. 10.-** Estructura del borde este de la subcuenca occidental. (a) Panorámica de campo que muestra la disposición en *onlap* hacia el norte de los materiales cenozoicos (Tb) sobre las arcillas, margas y calizas del tránsito jurásico-cretácico (P-W). (b) La falla normal neógena de Ababuj en el Barranco de la Donatio (ver situación en Fig. 2). Jm: Jurásico Medio marino; Tb: Neógeno aluvial. (c) Detalle del plano de falla. (d) Estereograma (proyección equiareal, hemisferio inferior) de los planos de falla medidos en el afloramiento.

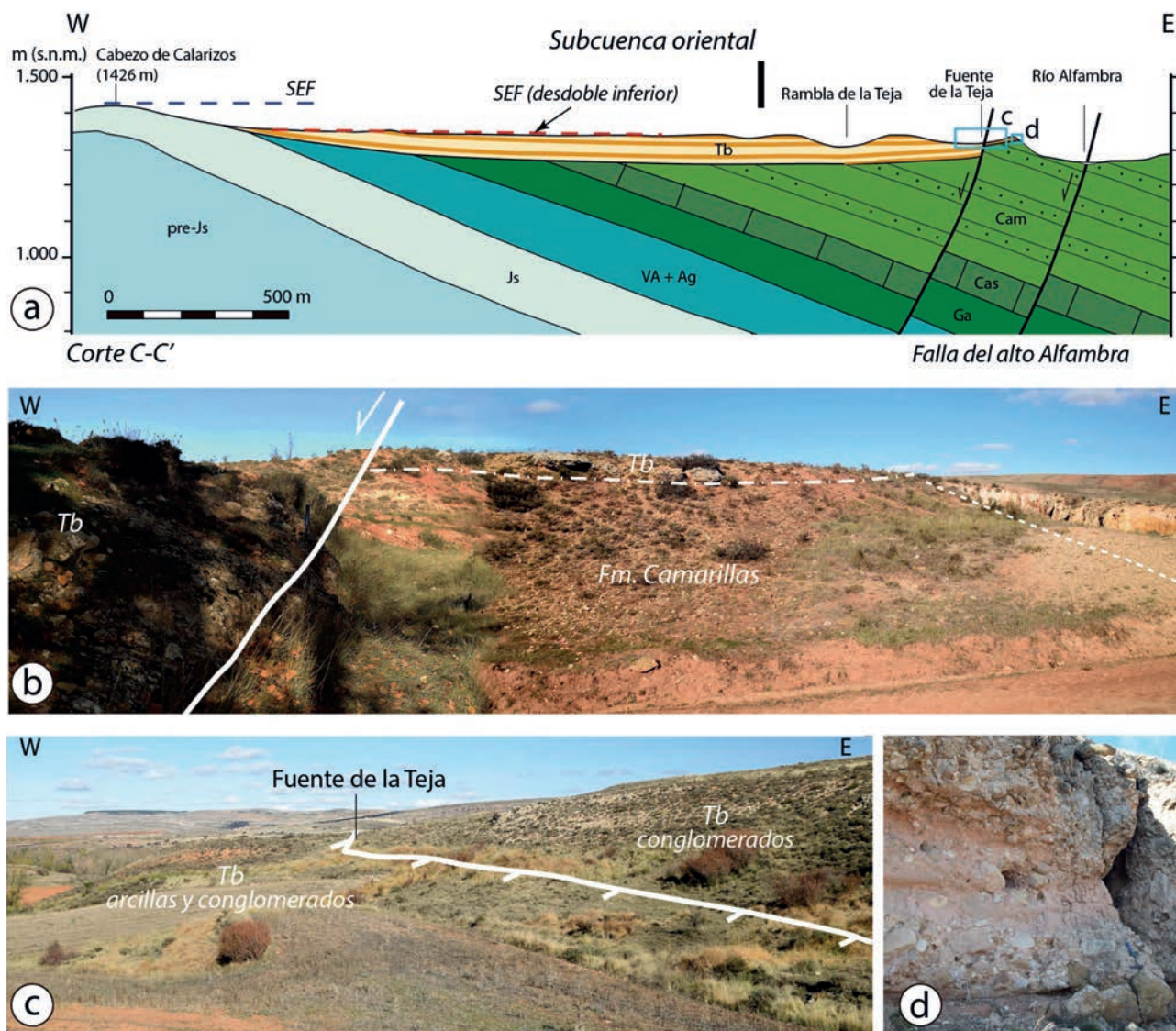
río. Allí pone en contacto la parte media-alta de la serie neógena con las arcillas y arenas cretácicas (Fig. 11b), permitiendo estimar un salto cercano al centenar de metros (Fig. 7: corte B-B'). Dos kilómetros más al sur, ese salto se transfiere a un segundo plano de falla en el bloque superior del primero, que tiene una clara expresión morfológica (Fig. 11a, c): desplaza la serie neógena y pone en contacto conglomerados (facies aluviales proximales con bloques de escala métrica; Fig. 11d) del bloque inferior, con arcillas y conglomerados (facies aluviales distales) del bloque hundido. Además de esta expresión morfológica, la falla favorece el afloramiento

difuso de aguas subterráneas a lo largo de su traza (Fuente de la Teja).

#### *Fracturación y registro de paleoesfuerzos en los materiales neógenos*

Las dos estaciones mesoestructurales con datos de fallas y fracturas (E1 y E2 en Fig. 2) se localizan en las proximidades de las dos fallas cartográficas a las que hemos atribuido el control de la estructura de doble semigraben (zona de fallas de Ababuj y del alto Alfambra, respectivamente). La estación E1 se sitúa en una cantera de arcilla dentro del pequeño retazo



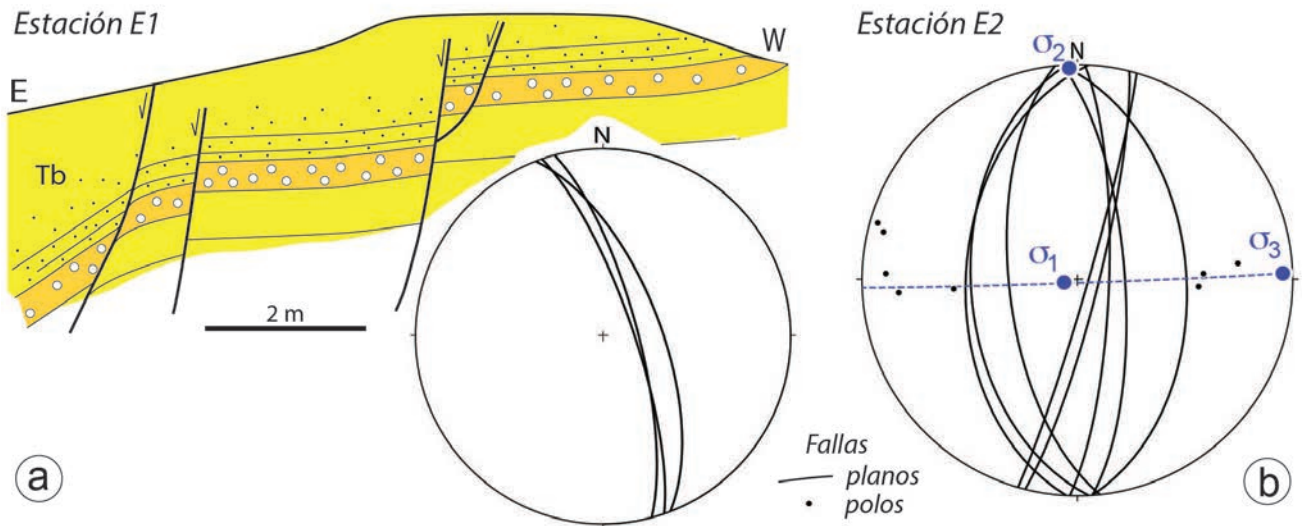


**Fig. 11.-** Estructura del borde este de la subcuenca oriental (falla del alto Alfambra) en el entorno de Jorcas. (a) Corte geológico (C-C' en Fig. 2) que muestra la estructura de tipo *semigraben*. Pre-Js: pre-Jurásico Superior; Js: Jurásico Superior; VA+Ag: Formaciones Villar del Arzobispo y Aguilar del Alfambra; Ga: Fm. Galve; Cas: Fm. El Castellar; Cam: Fm. Camarillas; Tb: Neógeno; *SEF*: *Superficie de Erosión Fundamental*. (b) y (c) Falla del alto Alfambra al noroeste (ver situación en Fig. 2) y oeste de Jorcas (ver situación en a y en Fig. 2), respectivamente. (d) Detalle de la facies de conglomerados aluviales (ver situación en a).

neógeno existente al norte de Ababuj. Allí aflora una familia de fallas de escala métrica de dirección N160°E (Fig. 12a). Estas fallas están localizadas y tienen una dirección intermedia entre la falla de Ababuj (N145°E en este sector; trazado discontinuo en Fig. 2) y la falla del Alto de la Ermita (N010°E), y son antitéticas respecto a ellas (Fig. 2). La mayoría de las fracturas de la estación E2 muestran una dirección N-S, paralela a la falla del alto Alfambra (Fig. 2), y una geometría de sistema conjugado (Fig. 12b). Esto, a pesar de no contener estrias de deslizamiento, permite analizarlas tentativamente siguiendo el modelo de Anderson (1951), obteniéndose un eje de esfuerzos máximo  $\sigma_1$  subvertical y un eje mínimo  $\sigma_3$  subhorizontal en dirección aproximada E-W.

El régimen de esfuerzos tectónicos contemporáneo del desarrollo de la cuenca ha podido ser aproximado asimismo mediante el registro de lineaciones de disolución en cantos de conglomerados (tal como son definidas e interpretadas por Simón, 2006a, 2007). Los datos han sido tomados de forma

sistemática a lo largo de la potente serie aflorante en la vertiente oriental del Puerto de Monteagudo (columna C1; estación mesoestructural E3 en Fig. 2). El carácter de estos sedimentos, principalmente conglomeráticos de facies fluviales, los hace idóneos para la aparición de este tipo de estructuras, debido a la composición mayoritariamente carbonatada de los cantos y a la matriz arenosa silícea. Se tomaron datos en un total de siete afloramientos (E3.1 a E3.7 en Fig. 13; ver localización en la columna C1 en Fig. 4a). La primera estación se ubica en la base y la última ya en el tercio superior de la serie; en los últimos 35 m de serie no se observó este tipo de microestructuras. Predominan las lineaciones de orientación subvertical (46 datos del total de 54) en todos los afloramientos, existiendo solo tres (E3.1, E3.2 y E3.6) que muestran lineaciones horizontales en muy escaso número y de orientación variada (Fig. 13). El régimen de esfuerzos dominante que se infiere es, por tanto, extensional (eje  $\sigma_1$  subvertical). Las fallas de las estaciones E1 y E2 son coherentes con el mismo y per-



**Fig. 12.-** Resultados del análisis mesoestructural (ver situación de estaciones en Fig. 2). (a) Esquema de las fallas observadas en la estación E1 (antitéticas respecto a la falla neógena de Ababuj) y proyección estereográfica de sus planos. (b) Proyección estereográfica de los planos de falla en la estación E2, y ejes de esfuerzos hipotéticos basados en el modelo de Anderson (1951) de fallas conjugadas. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Tb: Neógeno aluvial.

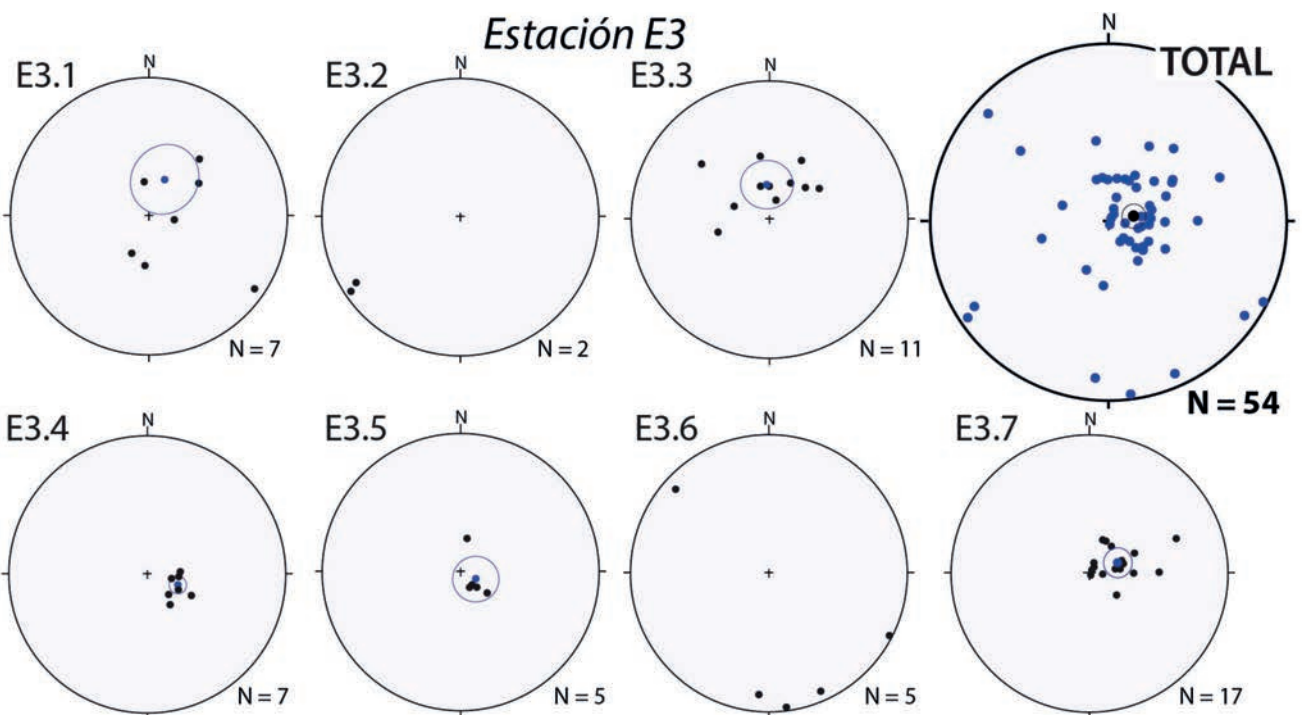
miten completar su caracterización, indicando que la orientación más probable del eje  $\sigma_3$  es próxima a E-W. Dentro de este marco extensional en que evoluciona la cuenca sedimentaria se producirían episodios puntuales compresivos, con una dirección de compresión poco definida y cambiante.

### Las superficies de erosión

El rasgo geomorfológico más significativo de la Depresión de El Pobo y de los macizos montañosos que la rodean es la

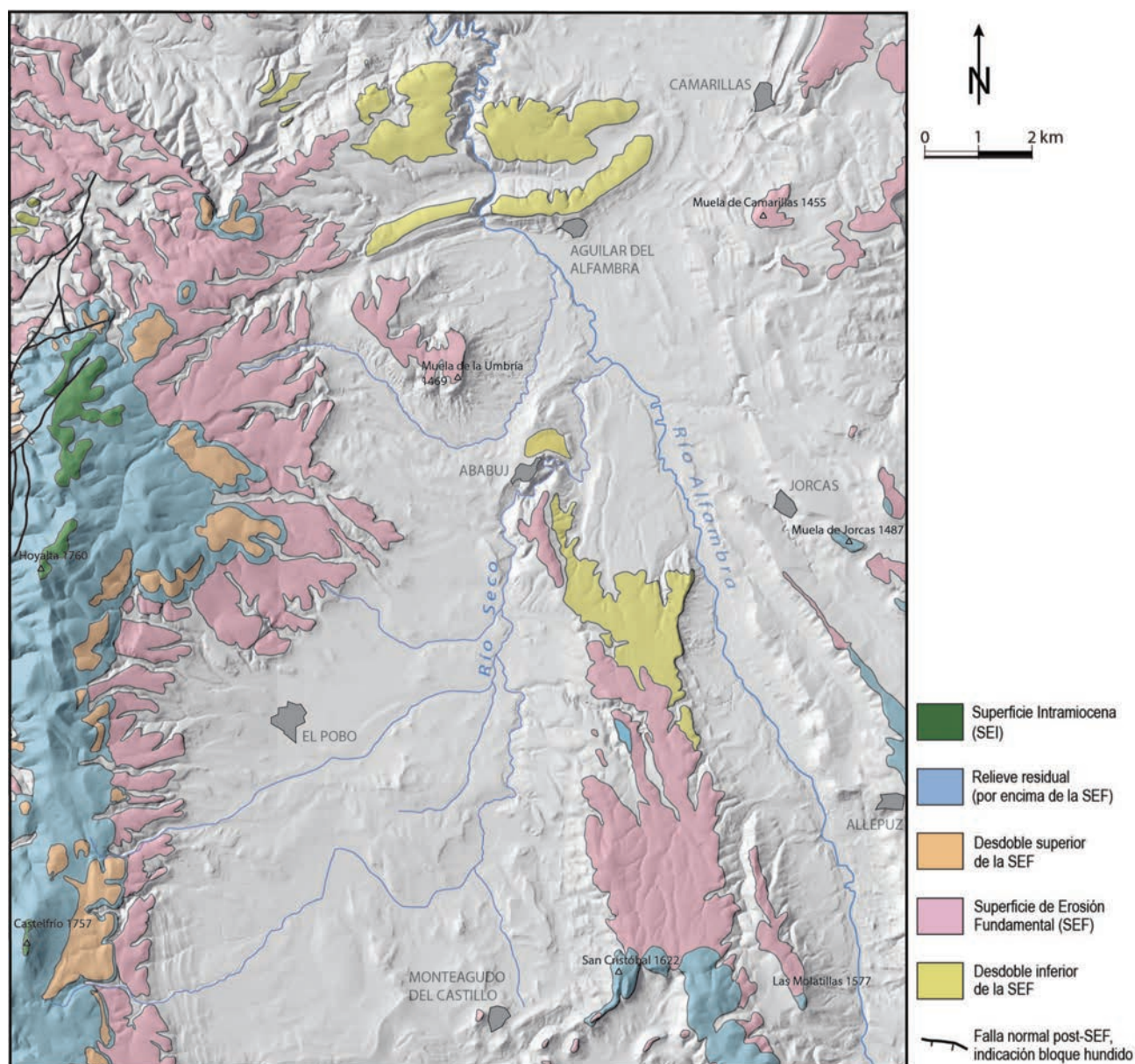
presencia de varios aplanamientos erosivos escalonados. En este apartado hacemos una descripción de los mismos que toma como base la cartografía elaborada por Simón-Porcar *et al.* (2018) (Fig. 14).

Los aplanamientos más extensos se sitúan generalmente a cotas entre 1400 y 1550 m, biselando unidades mesozoicas plegadas (localmente, también materiales neógenos basculados) o enrasando con el techo de estos últimos (caso de las columnas estratigráficas C1 y C3). Todos ellos han sido englobados clásicamente (Simón, 1982; Pailhé, 1984) en la *Superficie de*



**Fig. 13.-** Proyección estereográfica (proyección equiareal, hemisferio inferior) de los picos de disolución en cantos de conglomerado medidos en sucesivos afloramientos dentro de la estación E3 (coincidente con el transecto de la serie estratigráfica C1-Puerto de Montegudo; ver situación en Fig. 2).





**Fig. 14.-** Mapa de superficies de erosión en la Depresión de El Pobo. Modificado de Simón-Porcar *et al.* (2018). Modelo digital de elevación (MDE): Instituto Geográfico Nacional.

*Erosión Fundamental (SEF)* (Peña *et al.*, 1984), pero la cartografía detallada muestra diferencias de altura y escalones de encajamiento que permiten diferenciar tres subniveles (Fig. 14): (i) la *SEF s.s.*, más ampliamente desarrollada; (ii) un desdoble superior de la *SEF* situado unos 20-30 m por encima, que forma un replano intermedio en el margen oeste de la depresión, a lo largo del piedemonte de la Sierra de El Pobo; y (iii) un desdoble inferior de la *SEF*, encajado entre 10 y 50 m, que en el centro y norte de la zona de estudio forma una amplia vaguada rodeada por zonas donde se conservan retazos de la *SEF s.s.*

Por encima de estas superficies se encuentra el relieve residual de la Sierra de El Pobo, aplanado en sus cumbres por la *Superficie de Erosión Intramiocena (SEI)*, a cotas de 1700 a 1760 m. Al sureste de la depresión se encuentra el relieve residual de San Cristóbal y otros de menor entidad. Casi todos estos relieves están modelados en materiales mesozoicos resistentes. La única excepción es el relieve residual de Las Molatillas, situado al este de San Cristóbal y que culmina a 1577 m de alti-

tud, formado por conglomerados neógenos que presentan un ligero basculamiento hacia el norte. Esto revela claramente que los materiales de la Cuenca de El Pobo terminaron de depositarse y fueron deformados, al menos en el sector sur, antes de que se terminara de elaborar la *SEF*.

### Interpretación y discusión

#### *El modelo de cuenca y su control estructural*

El estudio de campo de los materiales cenozoicos de la Depresión de El Pobo ha permitido reconocer en gran parte de sus límites cartográficos características de borde de cuenca. Así, tanto en el límite de los afloramientos con la Sierra de El Pobo como a ambos lados del anticlinal (alto estructural) de Ababuj se reconocen facies conglomeráticas groseras con cantos calcáreos muy angulosos que se apoyan discordantes sobre el Mesozoico carbonatado infrayacente (Fig. 2). Hacia el centro del

sector occidental (área de El Pobo) existe un tránsito a materiales detríticos finos, de manera que este sector se configura como una subcuenca aluvial con facies proximales en sus bordes que pasan a distales hacia el centro.

En el sector oriental, el tránsito desde los limitados depósitos de borde se produce hacia facies conglomeráticas de carácter fluvial-aluvial, excepto en el extremo norte, donde aparecen asimismo facies aluviales distales (Fig. 2). El límite este de los materiales en este sector oriental es erosivo, determinado por el encajamiento cuaternario del río Alfambra. Las paleocorrientes y las características sedimentológicas de los depósitos sugieren que se trataría de un sistema fluvial-aluvial, con canales *braided* de moderada dispersión, y un área fuente situada al sur, en el macizo de Gúdar, que ya antes habría empezado a elevarse.

En el extremo norte del área de estudio, el cuerpo de calizas intercalado en materiales conglomeráticos de la Muela de la Umbría evidencia un pequeño sistema lacustre-palustre. Al hallarse separado por la erosión del resto de materiales cenozoicos, no es fácil establecer su correlación con los sectores oriental y occidental de la cuenca. La hipótesis de que pudiera constituir un depocentro de la subcuenca occidental endorreica puede descartarse ya que, en la vertical, estas calizas aparecen intercaladas entre dos secuencias fluviales, lo que sugiere que se trataría de un área lacustre terminal o de tránsito del sistema aluvial-fluvial de la subcuenca oriental.

También el marco estructural juega a favor de una conexión de los depósitos de la Muela de la Umbría con la subcuenca oriental. Recordemos que el alto paleogeográfico que separa ambas subcuencas viene determinado por el anticlinal de Ababuj y, en última instancia, por la falla de Ababuj. Puesto que la traza de esta se prolonga hacia el noroeste y acaba separando la Muela de la Umbría de la subcuenca occidental (Fig. 2), parece menos probable una conexión con esta última.

A la vista de todo lo expuesto, puede definirse en el ámbito de la Depresión de El Pobo una cuenca neógena continental, separada en dos sectores o subcuencas distintas y que presenta marcados cambios laterales de ambientes sedimentarios (Fig. 15a). La subcuenca occidental tiene carácter aluvial y drenaje concéntrico, mientras que la oriental tiene carácter fluvial-aluvial y drenaje axial hacia el norte. Un área lacustre-palustre episódica situada en su extremo norte podría haber recibido en un intervalo de tiempo el drenaje axial de la subcuenca oriental.

La localización y geometría de las dos subcuencas y la propia diferenciación en el tipo de relleno se debe en buena parte al control estructural ejercido por una tectónica extensional contemporánea. Los bordes orientales de las dos subcuencas se hallan controlados por fallas normales (falla del alto Alfambra y zona de falla de Ababuj), que configuran así un doble *semigraben*. Son fallas de orientación en torno a N-S (N 170° E), compatibles con el sistema de esfuerzos extensional con  $\sigma_3$  E-W interpretado a partir de fallas de escala mesoestructural y de lineaciones de disolución verticales en cantos de conglomerados, y coherente asimismo con el campo regional de esfuerzos que domina la región durante el Neógeno-Cuaternario (Simón, 1982, 1989; Capote *et al.*, 2002; Arlegui *et al.*, 2005; Ezquerro, 2017; Liesa *et al.*, 2019b). Estas fallas de borde son paralelas y sintéticas con respecto a la zona de falla de la Sierra de El Pobo que forma el margen activo de la Cuenca de Teruel, situada al oeste de nuestra área de estudio (Fig. 1). Los márgenes occi-

denciales de ambas subcuencas muestran, en cambio, discordancias angulares y dispositivos en *onlap* sobre el Mesozoico de la Sierra de El Pobo (sector occidental) y del alto del anticlinal de Ababuj (sector oriental). Estos dispositivos sedimentarios son típicos de márgenes pasivos que actuarían como áreas fuente de los depósitos aluviales (Fig. 15a). En la subcuenca occidental el drenaje y transporte sería esencialmente perpendicular a la falla del margen oriental activo (zona de falla de Ababuj) y convergente hacia el centro, con sistemas de abanicos aluviales adosados a ambos márgenes (activo y pasivo) que pasan a una llanura lutítica. En la subcuenca oriental, por el contrario, el flujo de dirección norte del sistema fluvial-aluvial principal discurriría paralelo a la falla de margen del alto Alfambra que define el *semigraben* oriental, es decir, constituye un drenaje axial.

Por otro lado, la herencia estructural parece haber jugado un papel relevante en el desarrollo de las fallas de borde de las subcuencas de El Pobo. La zona de falla de Ababuj, que actualmente discurre por el núcleo del anticlinal de Ababuj, fue en origen una falla normal con buzamiento al este que conformó el borde occidental de la subcuenca cretácica de Galve (Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2000, 2006). Posteriormente fue invertida durante la compresión paleógena reactivándose como cabalgamiento e induciendo la formación del anticlinal vergente al oeste (Fig. 8). La reactivación reciente debe de involucrar otro plano diferente de falla normal con buzamiento al oeste (Figs. 7 y 10), que cortaría hipotéticamente al cabalgamiento y formaría el borde este de la subcuenca occidental.

#### *El papel del vaciado erosivo*

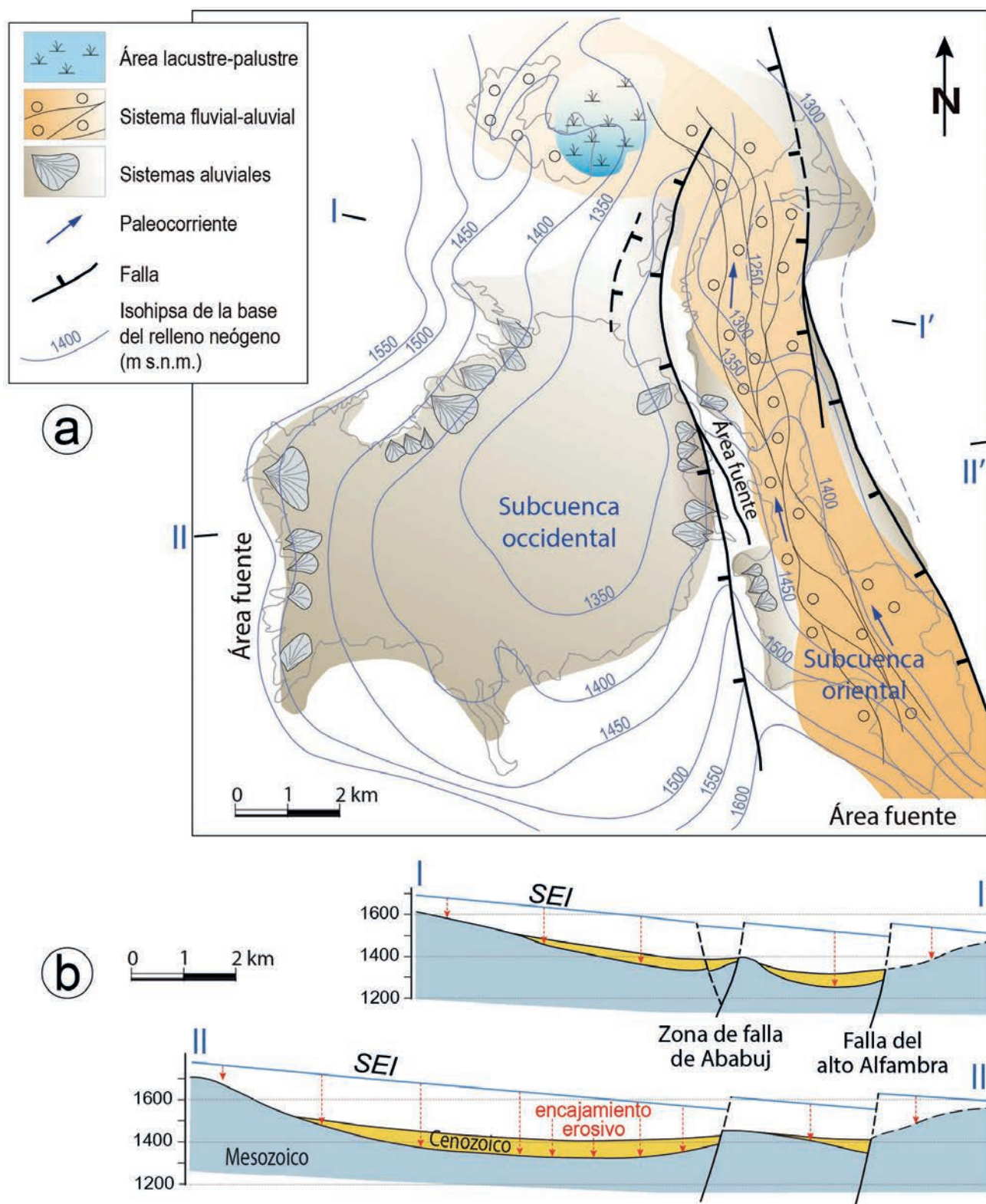
Aunque existe un control tectónico de la cuenca neógena, en su formación también ha tenido influencia el vaciado erosivo diferencial producido en los materiales blandos, esencialmente arcillosos y margosos, del Jurásico final-Cretácico Inferior. Estos aparecen a ambos lados del anticlinal y alto estructural de Ababuj, en las mismas áreas en las que luego se instalan y conservan los sedimentos cenozoicos (Fig. 2). La erosión excavó el bloque de El Pobo desde el momento en que este comienza a ser levantado por la falla de El Pobo respecto a la vecina Cuenca de Teruel. En ese bloque la *SEI* queda casi desmantelada, reducida a retazos aislados, y es sobre la superficie resultante de su excavación (más rebajada en los materiales blandos) sobre la que se habría iniciado la sedimentación de la Cuenca de El Pobo. Así lo atestiguan la base fuertemente encajada que los depósitos post-orogénicos muestran en muchos lugares, como en el Barranco de las Chulillas (Fig. 9b) o al noreste de Ababuj, donde el contacto en el margen oeste de la subcuenca oriental puede interpretarse como un amplio paleovalle. Las isohipsas de la base del relleno neógeno, incluidas en el mapa paleogeográfico de la Figura 15a, y los cortes esquemáticos de la Figura 15b expresan bien esa paleotopografía erosiva sobre la que se inicia la sedimentación.

Una vez termina el relleno, los materiales son ligeramente basculados, como se observa especialmente en los márgenes de cuenca, para ser más tarde arrasados y biselados por la *SEF*. Entre el final de la sedimentación y el desarrollo de la *SEF* se produce, por tanto, un episodio de deformación importante, que llega a levantar la parte más meridional del relleno sedimentario; esa parte más elevada no es arrasada completamente y forma



el relieve residual de Las Molatillas. Esta deformación acentúa probablemente la caída general hacia el norte que muestra la base del relleno de la cuenca, especialmente en la subcuenca oriental (desde la isohipsa de 1600 m a la de 1250 m; Fig. 15a).

El encajamiento erosivo continúa luego con el desdoble inferior de la SEF, que formaría una vaguada abierta hacia el norte. Por esa vaguada discurriría el drenaje local, que en el conjunto de la región iría organizándose tras la deformación de



**Fig. 15.-** (a) Esquema paleogeográfico de la cuenca neógena de El Pobo. Se incluye el mapa de isohipsas de la base del relleno neógeno, elaborado a partir de los múltiples puntos de control que proporciona la cartografía geológica y completado a partir de los cortes. (b) Cortes esquemáticos (ver situación en a) que muestran la contribución del vaciado erosivo y la actividad tectónica extensional en el desarrollo de la cuenca (nótese que, para su mejor visualización, los cortes están exagerados x4 en la vertical). SEI: Superficie de Erosión Intramiocena.

la *SEF* y que tendría su continuidad en 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 (Simón-Porcar *et al.*, 2018), que incluye: (i) un posible paleovalle previo al inicio del relleno de la cuenca, (ii) el sistema fluvial-aluvial que ocupa la subcuenca oriental, (iii) la vaguada encajada en la *SEF* y (iv) a lo largo del mismo eje, el valle del actual río Alfambra. Dicho drenaje habría estado condicionado por un área fuente situada al sur (macizo de Gúdar), sometida a un proceso continuado de levantamiento, y flanqueado por las alineaciones de materiales calcáreos duros que forman el núcleo del anticlinal de Ababuj y las muelas de Camarillas-Jorcas.

#### *La edad de la cuenca y su evolución*

En la evolución de la cuenca neógena de El Pobo han intervenido procesos de deformación tectónica, sedimentación y erosión que están íntimamente conectados entre sí. Así, las relaciones tecto-sedimentarias, morfo-sedimentarias y morfo-tectónicas (*e.g.*, estructura de los bordes de cuenca, escalonamiento de superficies de erosión, enrase de estas con las unidades sedimentarias) permiten componer un modelo de desarrollo que, por comparación con hitos evolutivos destacables datados de cuencas vecinas, puede ser acotado cronológicamente. La Figura 16 resume dicho modelo de evolución y lo enmarca en el contexto de las cuencas de Teruel y Aliaga.

Las estructuras tectónicas que afectan a la serie cenozoica permiten distinguir: (i) materiales más antiguos (Ta; Fig. 2), anteriores y/o contemporáneos de pliegues ENE-WSW, que afloran en el anticlinorio de Aguilar del Alfambra y en la Muela de Camarillas; y (ii) materiales más modernos (Tb; Fig. 2), los que rellenan propiamente la cuenca neógena de El Pobo, discordantes sobre los pliegues y afectados solo por estructuras extensionales (fallas de escala macro- y mesoestructural, lineaciones de disolución en cantos). Por comparación con el registro sedimentario y estructural de las cuencas de Aliaga y Teruel, el desarrollo de la Cuenca de El Pobo hubo de producirse por tanto bajo el régimen extensional del Mioceno Superior, iniciándose su desarrollo tras la colmatación de la Cuenca de Aliaga y tras el comienzo del hundimiento de la Cuenca de Teruel. La Cuenca de Teruel presenta todavía en sus inicios síntomas de una compresión próxima a N-S que activa fallas de desgarre (Ezquerro, 2017). En su extremo norte, Ezquerro y Simón (2017) interpretan el paso de esa compresión N-S a un sistema de extensión E-W mediante el análisis de picos de disolución en cantos de conglomerados; dicho paso se produciría en el Vallesense inferior. En la Cuenca de Aliaga se distinguen seis unidades tectosedimentarias que van desde el Paleoceno hasta el Mioceno Inferior (González y Guimerà, 1993). Las dos más modernas (T5 y T6, Oligoceno final-Mioceno Inferior) registran también la compresión N-S, mediante picos de disolución en los conglomerados (Simón, 2006b); con ellas podrían correlacionarse tentativamente los materiales afectados por pliegues ENE-WSW en el norte de nuestra área de estudio.

El desfase temporal entre el inicio de la Cuenca de El Pobo y la de Teruel está corroborado por la diferente relación que ambas presentan con la *SEI*. Tras producirse el aplanamiento

de la *SEI* (estadio 1 en Fig. 16), esta superficie es cortada y desplazada por el movimiento de la falla de El Pobo (estadio 2), y queda hundida en la Cuenca de Teruel pasando a constituir directamente la base de los sedimentos que la rellenan, cuyo depósito comenzó inmediatamente después, hace 11,2 Ma (Ezquerro, 2017). Por el contrario, en la Cuenca de El Pobo, sobre el bloque levantado y basculado, existió un episodio de vaciado erosivo intermedio entre la formación de la *SEI* y el comienzo de la sedimentación (estadio 3). Este vaciado fue más acusado en las formaciones blandas del tránsito Jurásico-Cretácico de la Depresión de El Pobo, mientras que sobre las calizas del Jurásico Superior pueden reconocerse aún retazos de la *SEI*.

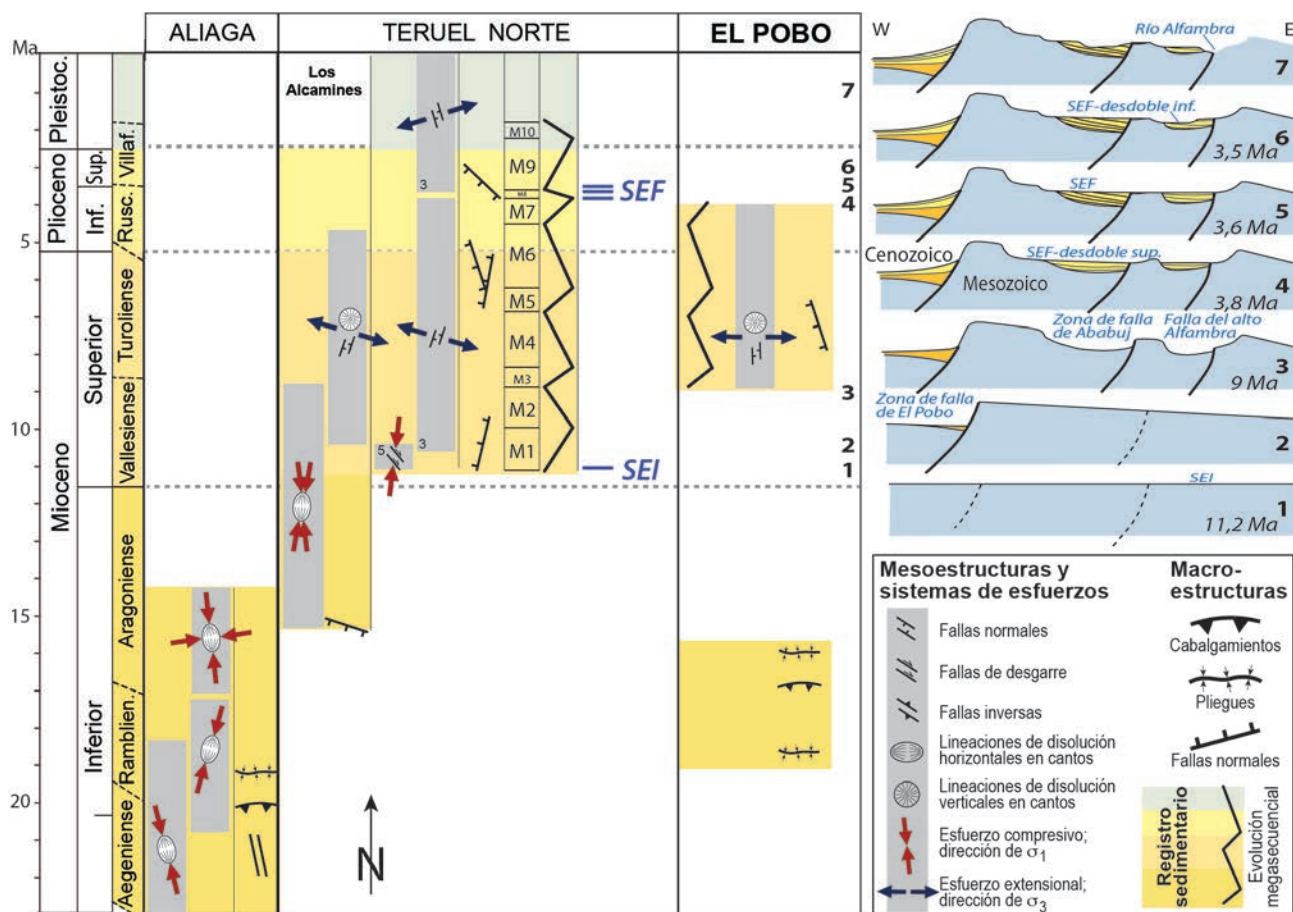
Por otra parte, la relación de la *SEF* con los sedimentos de la cuenca permite acotar la edad del final de la sedimentación. En algunas zonas (Muela de la Umbría, Puerto de Monteagudo), la *SEF* coincide con el techo de los depósitos neógenos; por tanto, podría ser correlativa con el final de la sedimentación (una relación que se observa con frecuencia en la Cuenca de Teruel; Gutiérrez y Peña, 1976; Peña *et al.*, 1984; Ezquerro, 2017) o bien posterior. Por el contrario, en todo el borde occidental y en la parte sur de la cuenca, la parte alta de la serie, ligeramente basculada, es biselada por la *SEF* (Fig. 9a, c). Esta última relación demuestra la existencia de una etapa de deformación posterior a la colmatación de la cuenca y anterior a la formación de la *SEF* (*ca.* 3,6 Ma).

Fue posiblemente ese episodio tectónico el que indujo también el encajamiento de la *SEF* en el replano intermedio de la vertiente este de la Sierra de El Pobo que hemos denominado desdoble superior de la *SEF*. El hecho de que no se encuentre un replano simétrico en el margen oriental de la depresión sugiere que el mecanismo tectónico fue un incremento del basculamiento del bloque de El Pobo hacia el este, que modificó el gradiente del relieve y desencadenó el reajuste erosivo. En la Cuenca de Teruel, Ezquerro (2017) sitúa la edad de ese desdoble superior de la *SEF* en 3,8 Ma, y la de la *SEF* *s.s.* en 3,6 Ma. En ese rango de edad culmina la colmatación de la mayor parte de la cuenca, representada por las facies lacustres y palustres de las megasecuencias M7 y M8 de Ezquerro (2017).

En resumen, cabe interpretar que la sedimentación en el conjunto de la Cuenca de El Pobo finalizó en torno a la edad de formación del desdoble superior de la *SEF* (3,8 Ma; estadio 4 en Fig. 16), y por tanto anterior a la colmatación de la Cuenca de Teruel y a la formación de la *SEF* (3,6 Ma; estadio 5).

La comparación de las curvas de evolución megasecuencial reconstruidas en ambas cuencas confirma esta cronología general. Así, la evolución megasecuencial de nuestra columna más completa (C1, Puerto de Monteagudo) muestra un claro paralelismo con las megasecuencias M3 a M7 establecidas por Ezquerro (2017) para la Cuenca de Teruel. Las calizas lacustres-palustres de la Muela de la Umbría no pueden considerarse correlativos de los que forman la megasecuencia M8 de Ezquerro (2017), puesto que tienen aún por encima un importante espesor de depósitos fluviales anteriores, a su vez, a la *SEF*. En cambio, sí podrían correlacionarse con el final de la megasecuencia M6, momento en el cual se produce la máxima expansión lacustre en la Cuenca de Teruel (4,4 Ma; Ezquerro, 2017). Esto acotaría finalmente la edad del relleno neógeno de la Cuenca de El





**Fig. 16.-** Cuadro cronológico general y modelo evolutivo de la cuenca neógena de El Pobo, y su correlación con las vecinas cuencas de Aliaga (datos según Simón, 2004, 2006b) y Teruel, sector norte (Arlegui *et al.*, 2005; García, 2015; Ezquerro, 2017; Ezquerro y Simón, 2017). M1 a M10: megasecuencias definidas por Ezquerro (2017); SEI: Superficie de Erosión Intramiocena; SEF: Superficie de Erosión Fundamental. 1 a 7: Esquemas de los estadios evolutivos, indicados asimismo en el cronograma de la izquierda: (1) desarrollo de la SEI, 11,2 Ma; (2) primer episodio extensional durante el Mioceno Superior, que hunde la SEI e inicia sobre ella la sedimentación en la Cuenca de Teruel; (3) basculamiento hacia el este, excavación erosiva del bloque inferior y movimiento de las fallas sintéticas de Ababuj y del alto Alfambra bajo una extensión cortical E-W; (4) relleno sedimentario sintectónico de las dos subcuencas de tipo *semigraben*, entre ca. 9 y 3,8 Ma, y desarrollo del desdoble superior de la SEF en el piedemonte de la Sierra de El Pobo; (5) reactivación tectónica, basculamiento de los depósitos neógenos y modelado de la SEF hace 3,6 Ma; (6) excavación de la vaguada erosiva con el desdoble inferior de la SEF; (7) encajamiento de la red fluvial cuaternaria.

Pobo entre el final del Vallesense (ca. 9,0 Ma) y el final del Rusciniense (3,8 Ma). Algo más tarde se produce un nuevo proceso de vaciado erosivo que se estabiliza en el desdoble inferior de la SEF (estadio 6) y se reactiva con el encajamiento de la red fluvial cuaternaria (estadio 7).

La edad de inicio de la sedimentación (9,0 Ma), 2,2 Ma posterior al inicio de la deformación de la SEI, es coherente con el intervalo de tiempo necesario para la excavación de la SEI y la consiguiente creación del primer espacio de acomodación. La profundidad de dicha excavación puede estimarse a partir de los cortes esquemáticos de la Figura 15b, en los que se compara la topografía de esa superficie excavada previa a la sedimentación del Neógeno con la hipotética disposición que tendría la SEI en caso de no haber sido dismantelada. La posición de la SEI ha sido reconstruida tentativamente (i) considerando un supuesto basculamiento general del bloque de El Pobo de un 2,4 % (1,4°), similar al que presenta el bloque contiguo de Sierra Palomera (entre las fallas de Sierra Palomera y Sierra de El Pobo; Fig. 1), e (ii) introduciendo el salto estimado para las fallas extensio-

nales de Ababuj y del alto Alfambra, en torno a 50-80 m cada una. El rebaje erosivo en las zonas centrales de las dos subcuencas estaría en un rango aproximado de 200 a 300 m (Fig. 15b). Ello supone una tasa de erosión vertical, durante esos 2,2 Ma, de 0,09-0,14 mm/a. Dicha tasa (favorecida por la litología blanda de las unidades del tránsito Jurásico-Cretácico) sería algo superior a las obtenidas para el encajamiento de la SEF en su desdoble superior (20 a 30 m entre 3,8 y 3,5 Ma; 0,07 a 0,10 mm/a) y de la red actual en la SEF (150 a 210 m en los últimos 3,5 Ma en distintos tramos del valle alto del Alfambra; 0,04 a 0,06 mm/a).

Aquella primera excavación de la SEI en el bloque levantado de El Pobo pudo rebajar la superficie sobre la que se inicia la sedimentación en la cuenca neógena hasta altitudes no muy superiores a las de la vecina Cuenca de Teruel. Si actualmente la base del relleno en El Pobo se sitúa a cotas de 1330-1430 m, en su misma latitud dentro de la Cuenca de Teruel estaría alrededor de 700 m (Ezquerro, 2017; fig. 4.2.c), lo que supone una diferencia de altura de 630-730 m. No obstante, si descontamos el desplazamiento

acomodado por la falla de El Pobo en el Plioceno-Cuaternario, también en la misma latitud (520 m de salto en la *SEF* en el sector de Escorihuela; Ezquerro, 2017; Liesa *et al.*, 2019b), esa diferencia podría estimarse en solo 100-200 m para el Mioceno Superior. Al hallarse enmarcada por relieves aun más elevados (Sierra de El Pobo, macizo de Gúdar), la depresión así formada comienza a recibir y atrapar sedimentos, a la vez que se estructura en forma de dos *semigrabens* sintéticos con el de Teruel en el contexto extensional del Mioceno Superior. En definitiva, durante todo su desarrollo, la cuenca neógena de El Pobo pudo ser una doble cubeta aneja a la Cuenca de Teruel, no tan desconectada como en apariencia lo está ahora. Fue el importante episodio extensional del Plioceno Superior-Cuaternario (estado 7 en Fig. 16), en el que la zona de falla de la Sierra de El Pobo se desplaza unos 460-520 m (Ezquerro, 2017; Liesa *et al.*, 2019b), el responsable de que la Cuenca de El Pobo quedase tan ostensiblemente ‘colgada’ respecto a la Cuenca de Teruel y que se produjera una mayor erosión y desmantelamiento de la primera.

En este modelo evolutivo de la cuenca quedan sin resolver varias cuestiones concatenadas entre sí: el carácter endorreico o exorreico que pudo tener en las distintas etapas de su desarrollo, el destino de los aportes sedimentarios que se originaron durante las etapas de vaciado erosivo, y una posible conexión con la Cuenca de Teruel. Su confinamiento entre la hombrera levantada de El Pobo, el macizo de Gúdar y las muelas de Camarillas-Jorcas no evita que la cuenca/depresión estudiada pudiese tener una salida septentrional episódica o permanente. Esa salida podría haber orientado el drenaje y los aportes sedimentarios bien hacia la Cuenca de Teruel (tomando dirección oeste y sorteando el bloque levantado de El Pobo, igual que lo hace el actual drenaje del río Alfambra) o bien hacia la Cuenca del Ebro (tomando dirección norte a través de la actual cuenca del río Guadalope). Para dirimir esta cuestión sería necesario acometer un estudio detallado de los enclaves de materiales cenozoicos que se suceden al norte de nuestra zona de estudio, entre Camarillas, Galve y Cañada Vellida.

## Conclusiones

La cuenca neógena continental de El Pobo se desarrolló sobre el bloque inferior de la zona de falla de la Sierra de El Pobo, que con una dirección N-S limita el sector norte de la Cuenca de Teruel. La activación de dicha zona de falla desniveló una superficie de aplanamiento anterior, la *Superficie de Erosión Intramiocena (SEI)*, datada en torno a 11,2 Ma), que se encuentra actualmente elevada en las cumbres de la Sierra de El Pobo, mientras en la Cuenca de Teruel quedó enterrada formando la discordancia basal de la serie neógena.

El espacio de acomodación inicial de la cuenca neógena de El Pobo fue creado por erosión diferencial de los depósitos continentales blandos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Estos fueron excavados en una extensa área enmarcada por relieves calcáreos más resistentes correspondientes al Jurásico marino de la Sierra de El Pobo y al Cretácico Inferior marino del macizo de Gúdar, y separada en dos sectores o subcuencas por el núcleo jurásico del anticlinal de Ababuj. Por otra parte,

la subsidencia tectónica contribuyó asimismo a configurar la cuenca, en el marco de un régimen de esfuerzos extensional caracterizado por eje mínimo  $\sigma_3$  orientado E-W. La activación de dos fallas extensionales, paralelas y sintéticas con la zona de falla de Sierra de El Pobo (una de ellas dentro de la propia zona de falla de Ababuj) configura dos *semigrabens* cuya ubicación coincide aproximadamente con los dos sectores vaciados por la erosión, de manera que el modelo final de cuenca es un dispositivo mixto tectónico y erosivo.

Ambas subcuencas son rellenadas por sedimentos que se disponen discordantes sobre el Mesozoico plegado, que en sus márgenes orientales muestran los efectos de las fallas extensionales, y en sus márgenes occidentales pasivos aparecen suavemente basculados y dispuestos en *onlap* sobre paleorrelieves excavados en las unidades mesozoicas. Los sistemas sedimentarios difieren entre una subcuenca y otra: sedimentación aluvial y drenaje concéntrico en la subcuenca occidental; sedimentación fluvial-aluvial y drenaje axial hacia el norte en la oriental que incluye un episodio lacustre-palustre.

En estadios tardíos y posteriores respecto a la sedimentación neógena se desarrollan tres nuevas superficies de aplanamiento (agrupadas en la tradicionalmente conocida como *Superficie de Erosión Fundamental, SEF*; 3,8-3,5 Ma), separadas por escalones de encajamiento de pocas decenas de metros. Su secuencia y relación geométrica y temporal con el relleno sedimentario contribuyen a enmarcar el modelo evolutivo de la cuenca. Así, el final de la sedimentación generalizada en la Cuenca de El Pobo sería probablemente coetáneo del denominado aquí desdoble superior de la *SEF* (3,8 Ma), al que seguirían un episodio de basculamiento y el desarrollo de la *SEF s.s.* (3,6-3,5 Ma).

La comparación de las curvas de evolución megasecuenial de la Cuenca de El Pobo con las de la Cuenca de Teruel termina de acotar el rango temporal de aquella. Si la *SEI* y la *SEF s.s.* (11,2 y 3,6-3,5 Ma, respectivamente) constituyen en la Cuenca de Teruel dos hitos evolutivos clave, al coincidir con el inicio y el final de la sedimentación generalizada, el desarrollo de la Cuenca de El Pobo abarca un periodo más restringido, entre el final del Vallesiense (9,0 Ma) y el final del Rusciense (3,8 Ma).

El proceso de encajamiento de las superficies de erosión ha dado lugar a un vaciado progresivo del espacio intermedio entre la Sierra de El Pobo, el macizo de Gúdar y las muelas de Camarillas-Jorcas, culminado con el encajamiento de la red fluvial cuaternaria (cuenca alta del río Alfambra) que ha terminado de modelar la Depresión de El Pobo.

## Agradecimientos

Este trabajo constituye una contribución del grupo de investigación *Geotransfer*, financiado por el Gobierno de Aragón (Referencia grupo E32\_17R) y cofinanciado con FEDER 2014-2020 “*Construyendo Europa desde Aragón*”. Agradecemos a L. Ezquerro su asesoramiento en la correlación temporal y evolutiva con la Cuenca de Teruel, y a L.E. Arlegui su colaboración en el tratamiento de ortoimágenes y modelo digital de elevación. Agradecemos asimismo las observaciones y sugerencias aportadas por dos revisores anónimos y la editora B. Bádenas, que han contribuido a mejorar el presente manuscrito.



## Referencias

- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33: 237-293.
- Alonso-Zarza, A., Arenas, C., 2004. Cenozoic calcretes from the Teruel Graben, Spain: microstructure, stable isotope geochemistry and environmental significance. *Sedimentary Geology*, 167: 91-108.
- Alonso-Zarza, A., Wright, P., 2010. Calcretes. En: *Carbonates in continental settings. Facies, environments and processes*, (A. Alonso-Zarza, L.H. Tanner, Eds). Developments in Sedimentology, 61, 225-265.
- Álvaro, M., Capote, R., Vegas, R., 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- Anderson, E.M., 1951. *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd, Edimburgh, 206 p.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J., Orifé, T., 2005. Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion. *Journal of Structural Geology*, 27: 693-705.
- Arribas, M.E., Fernández, J., García-Aguilar, J.M., 1988. Análisis sedimentológico de los materiales lacustres (Formación de Gorafe-Huelago) del sector central de la Depresión de Guadix. *Estudios Geológicos*, 44: 61-73.
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Quesada, S., Rosales, I., Meléndez, G., García-Ramos, J.C., 2003. Transgressive/regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162: 239-271.
- Aurell, M., Bádenas, B., Gasca, J.M., Canudo, J.I., Liesa, C.L., Soria, A.R., Najes, L., 2016. Stratigraphy and evolution of the Galve sub-basin (Spain) in the middle Tithonian-early Barremian: Implications for the setting and age of some dinosaur fossil sites. *Cretaceous Research*, 65: 138-162.
- Braun, J., Beaumont, C., 1989. A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins. *Geology*, 17: 760-764.
- Burns, C.E., Mountney, N.P., Hodgson, D.M., Colomera, L., 2017. Anatomy and dimensions of fluvial crevasse-splay deposits: Examples from the Cretaceous Castlegate Sandstone and Neslen Formation, Utah, U.S.A. *Sedimentary Geology*, 351: 21-35.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L., Arlegui, L.E., 2002. Alpine tectonics: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *The Geology of Spain*, (W. Gibbons, T. Moreno, Eds). Geological Society, London, 367-400.
- Chamyal, L.S., Khadkikar, A.S., Malik, J.N., Maurya, D.M., 1997. Sedimentology of the Narmada alluvial fan, western India. *Sedimentary Geology*, 107: 263-279.
- Colombo, F., 2010. Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos. En: *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*, (A. Arche, Ed). Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 85-130.
- 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., Simón, J.L., 2017. El tránsito compresión-extensión en la cuencas cenozoicas de la Cordillera Ibérica oriental: registro mediante lineaciones de disolución en el norte de la Cuenca de Teruel. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 30: 9-26.
- Ezquerro, L., Luzón, M.A., Liesa, C.L., Simón, J.L., 2012a. Evolución megasecuenal del relleno mio-plioceno del sector norte de la cuenca de Teruel: interacciones entre tectónica y sedimentación. En: *GeoTemas*, 13 (Resúmenes extendidos del VIII Congreso Geológico de España, Oviedo; L.P. Fernández, A. Cuesta, J.R. Bahamonde, Eds): 104-108.
- Ezquerro, L., Lafuente, P., Pesquero, M<sup>a</sup>.D., Alcalá, L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Luque, L., Rodríguez-Pascua, M.A., Simón, J.L., 2012b. Una cubeta endorreica residual plio-pleistocena en la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel: implicaciones paleogeográficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25: 157-175.
- Freytet, P., Plaziat, J., 1972. Les constructions algaires continentales stromatolitiques, exemples pris dans le Crétacé Supérieur et le Tertiaire de France et d'Espagne du Nord. *24 International Congr. Géol. Montreal*, Section 7: 524-534.
- Galloway, W.E., 1981. Depositional architecture of Cenozoic Gulf coastal plain fluvial systems. En: *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*, (F.G. Ethridge, R.M. Flores, Eds). Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication, 31: 127-155.
- Gautier, F., 1980. *Mapa Geológico de España 1:50.000 de la Hoja nº 543 (Villarluengo) y memoria explicativa*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, segunda serie, 45 p.
- Gautier, F., 1981. *Mapa Geológico de España 1:50.000 de la Hoja nº 568 (Alcalá de la Selva) y memoria explicativa*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, segunda serie, 32 p.
- Godoy, A., Moissenet, E., Ramírez, J.I., Olivé, A., Aznar, J.M., Jerez Mir, L., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Adrover, R., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero, J.M., Gabaldón, V., 1983a. *Mapa Geológico de España 1:50.000 de la Hoja nº 542 (Alfambra) y memoria explicativa*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, segunda serie, 69 p.
- Godoy, A., Ramírez, J.I., Olivé, A., Moissenet, E., Aznar, J.M., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Jerez Mir, L., Adrover, R., Goy, A., Comas, M.J., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero, J.M., Gabaldón, V., 1983b. *Mapa Geológico de España 1:50.000 de la Hoja nº 567 (Teruel) y memoria explicativa*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, segunda serie, 70 p.
- González, A., Guimerà, J., 1993. Sedimentación sintectónica en una cuenca transportada sobre una lámina de cabalgamiento: la cubeta terciaria de Aliaga. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 151-165.
- Guimerà, J., 1988. Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 600 p.
- Gutiérrez, M., Peña, J.L., 1976. Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, 87: 561-570.
- Jo, H.R., Rhee, C.W., Chough, S.K., 1997. Distinctive characteristics of a streamflow-dominated alluvial fan deposit: Sanghori area, Kyongsang Basin (Early Cretaceous), southeastern Korea. *Sedimentary Geology*, 110: 51-59.
- Kuszniir, N.J., Marsden, G., Egan, S.S., 1991. A flexural-cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension: applications to the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, 56 (1): 41-60.
- Liesa, C.L., 2011a. Fracturación extensional cretácica en la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24: 31-48.
- Liesa, C.L., 2011b. Evolución de campos de esfuerzos en la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24: 49-68.

- Liesa, C.L., Simón, J.L., 2009. Evolution of intraplate stress fields under multiple compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, 474: 144-159.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, A., 2000. Lacustrine evolution in a basin controlled by extensional faults: the Galve subbasin, Teruel, Spain. En: *Lake basins through space and time*, (E. Gierlowski-Kordesch, K.R. Kelts, Eds). AAPG Studies in Geology, 46: 295-302.
- Liesa, C.L., Casas, A.M., Soria, A.R., Simón, J.L., Meléndez, A., 2004. Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región de Aliaga-Montalbán. En: *Itinerarios Geológicos por Aragón*, (F. Colombo, C.L. Liesa, A. Meléndez, A. Pocoví, C. Sancho, A.R. Soria, Eds). Geo-Guías 1, Sociedad Geológica de España, Zaragoza, 151-180.
- Liesa, C.L., Soria, A.R.; Meléndez, N., Meléndez, A., 2006. Extensional fault control on the sedimentation patterns in a continental rift basin: El Castellar Formation, Galve sub-basin, Spain. *Journal of the Geological Society*, 163: 487-498.
- Liesa, C.L., Casas, A.M., Simón, J.L., 2018. La tectónica de inversión en una región intraplaca: La Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31: 23-50.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., Casas, A., Aurell, M., Meléndez, N., Bádenas, B., Fregenal-Martínez, M., Navarete, R., Peropadre, C., Rodríguez-López, J.P., 2019a. The South-Iberian, Central Iberian and Maestrazgo Basins. En: *The Geology of Iberia: a Geodynamic Approach*, (J.T. Oliveira, C. Quesada, Eds). Springer, Vol. 3 (The Alpine Cycle), Capítulo 5 (Late Jurassic-Early Cretaceous rifting in North, East and South Iberia), 214-228.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., Ezquerro, L., Arlegui, L.E., Luzón, A., 2019b. Stress evolution and structural inheritance controlling an intracontinental extensional basin: The central-northern sector of the Neogene Teruel Basin. *Journal of Structural Geology*, 118: 362-376.
- Nemec, W., Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, (E.H. Koster, R.J. Steel, Eds). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 10: 1-31.
- 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., Yetano, L.M., 1984. *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turoenses, Teruel, 149 p.
- Pérez Cueva, A., Simón, J.L., 2010. Evolución morfotectónica del macizo de Gúdar-Maestrazgo. Superficies de erosión, red fluvial y modelado estructural. En: *44º Curso de Geología Práctica*, (J.L. Simón, C.L. Liesa, Eds). Universidad de Verano de Teruel, 31-40.
- Peropadre, C., Liesa, C.L., Meléndez, N., 2013. High-frequency, moderate to high amplitude sea-level oscillations during the late Early Aptian: insights into the Mid-Aptian event (Galve sub-basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 294, 233-250.
- Ramos, A., Sopena, A., 1983. Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). En: *Modern and Ancient Fluvial Systems*, (J.D. Collinson, J. Lewin, Eds). IAS Special Publication, 6: 301-312.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Van Dam, J., Lafuente, P., Arlegui, L., Ezquerro, L., De Boer, P., 2012. Aeolian construction and alluvial dismantling of a fault-bounded intracontinental aeolian dune field (Teruel Basin, Spain); a continental perspective on Late Pliocene climate change and variability. *Sedimentology*, 59: 1536-1567.
- Salas, R., Casas, A., 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Sánchez Fabre, M., 1989. Estudio geomorfológico de la Depresión de Alfambra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 926 p.
- Schumam, S.A., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. En: *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*, (F.G. Ethridge, R.M. Flores, Eds). Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication, 31, 19-29.
- Schumam, S.A., 1985. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13: 5-27.
- Simón, J.L., 1982. Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 501 p.
- Simón, J.L., 1989. Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 11: 285-294.
- Simón, J.L., 2004. Superposed buckle folding in the eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology*, 26: 1447-1464.
- Simón, J.L., 2005. Erosion-controlled geometry of buckle fold interference. *Geology*, 33: 561-564.
- Simón, J.L., 2006a. El análisis de paleoesfuerzos a partir de cantos estríados: precisiones metodológicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19: 153-162.
- Simón, J.L., 2006b. El registro de la compresión intraplaca en los conglomerados de la cuenca terciaria de Aliaga (Teruel, Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19: 163-179.
- Simón, J.L., 2007. Analysis of solution lineations in pebbles: Kinematic vs. dynamical approaches. *Tectonophysics*, 445: 337-352.
- Simón, J.L., Paricio, J., 1988. Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 44: 271-283.
- Simón-Porcar, G., Liesa, C.L., Simón, J.L., 2018. El ancestro mioceno del alto Alfambra: persistencia de un drenaje S-N en la depresión de El Pobo (Teruel, Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 64: 111-114.
- Sohn, Y.K., 2000. Coarse-grained debris-flow deposits in the Miocene fan deltas, SE Korea: a scaling analysis. *Sedimentary Geology*, 130: 45-64.
- Soria, A.R., 1997. La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico inferior y su control estructural. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 363 p.
- Turner, B.R., 1980. Palaeohydraulics of an Upper Triassic braided river system in the main Karoo Basin, South Africa. *South African Journal of Geology*, 83: 425-431.
- van der Beek, P., Cloetingh, S., Andriessen, P., 1994. Mechanisms of extensional basin formation and vertical motions at rift flanks: Constraints from tectonic modelling and fission-track thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 417-433.
- Wilson, I.G., 1973. Equilibrium cross-section of meandering and braided rivers. *Nature*, 241: 393-394.

MANUSCRITO RECIBIDO EL: 28-1-2019

RECIBIDA LA REVISIÓN EL: 6-9-2019

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL: 19-9-2019