

Control tectónico de los ciclos fluvio-palustres del Grupo Campóo en la Cuenca de Aguilar (Titoniense superior-Berriasiense, Palencia)

Tectonic control of the fluvio-palustrine cycles of the Campóo Group in the Aguilar Basin (Upper Tithonian-Berriasian, Palencia)

Victoriano Pujalte¹, Jose María Hernández² y Sergio Robles¹

¹ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Barrio Sarriena s/n, 48940, Leioa, Bizkaia, España.

victoriano.pujalte@ehu.eus, sergio.robles@ehu.eus

² Fundación Cristina Enea Fundazioa, Mandasko Dukearen Pasealekua 66, 20012 Donostia-San Sebastián, España.

josem_hernandez@donostia.eus

ABSTRACT

The fluvio-palustrine deposits of the Campóo Group were accumulated in the fault-bounded Aguilar Basin (N of Palencia province) under conditions of pulsating extensional tectonism. The accommodation space created during phases of accelerated tectonism of the four main pulses recognized was not compensated by fluvial input, resulting in the expansion of the palustrine zones. Conversely, the reduction of accommodation space during phases of tectonic slowdown caused the progressive contraction and eventual disappearance of the palustrine zones. In the central and most subsiding part of the basin, where fluvial conditions were sporadic, a succession of palustrine limestones almost 500 m thick was accumulated, one of the thickest reported to date in the geological literature.

Key-words: Palustrine limestones, fluvial deposits, Berriasian, extensional tectonics, accommodation space.

RESUMEN

Los depósitos fluvio-palustres del Grupo Campóo se acumularon en la Cuenca limitada por fallas de Aguilar (N de Palencia) en condiciones de tectónica distensiva pulsante. El espacio de acomodación creado durante fases de aceleración tectónica de los cuatro pulsos principales reconocidos no fue compensado por aportes fluviales, causando la expansión de las zonas palustres. A la inversa, la reducción del espacio de acomodación durante las fases de desaceleración tectónica ocasionó la progresiva contracción y eventual desaparición de las zonas palustres. En la parte central y más subsidente de la cuenca, donde las condiciones fluviales fueron esporádicas, se acumuló una sucesión de calizas palustres de casi 500 m de espesor, una de las más potentes citadas hasta la fecha en la literatura geológica.

Palabras clave: Calizas palustres, depósitos fluviales, Berriasiense, tectónica distensiva, espacio de acomodación.

Geogaceta, 58 (2015), 19-22
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 23 de enero de 2015
Fecha de revisión: 29 de abril de 2015
Fecha de aceptación: 15 de mayo de 2015

Introducción

El Grupo Campóo (Titoniense superior-Berriasiense) es la más antigua de las unidades tectoestratigráficas mayores de la sucesión *sinrift* del Golfo de Bizkaia. En la Cuenca de Aguilar, una cuenca limitada por fallas e internamente segmentada por fallas lítricas en varias subcuencas (Fig. 1), dicho Grupo está representado por las Formaciones Aguilar y Frontada, ambas constituidas por depósitos fluviales y palustres (Hernández *et al.*, 1999; Hernández, 2000). La Formación Aguilar es la más potente y la que mejor aflora, por lo que este trabajo se centra principalmente, aunque no exclusivamente, en ella. En la parte central de la cuenca, localizada en las proximidades de

Aguilar de Campóo, el Grupo Campóo alcanza casi 500 m de espesor. Dicho espesor, sin embargo, cambia significativamente en relación con fallas distensivas que limitan y segmentan la cuenca. Así, al sur de la falla de Villela la unidad está generalmente ausente; entre las fallas de Villela y Ubierna (Fig. 1) su potencia oscila entre 80 y 300 m, variaciones claramente relacionables con la actuación de fallas lítricas menores (Figs. 2A y B). Al norte de la falla de Golobar (Fig. 1) el espesor de depósitos coetáneos al Grupo Campóo supera los 1000 m. La actuación sinsedimentaria de tales fallas resulta por tanto evidente, y así ha sido reseñada por autores previos (por ejemplo, Hernáiz *et al.*, 1994; Serrano *et al.*, 1994; Espina, 1997; Hernández, 2000; Pujalte *et al.*, 2004).

El objetivo concreto de esta contribución es analizar si dicha actividad tectónica fue continua o intermitente, así como su posible influencia en el desarrollo relativo de los depósitos palustres y fluviales del Grupo Campóo, aspectos no examinados en los citados trabajos.

Arquitectura estratigráfica del Grupo Campóo

El Grupo Campóo aflora ampliamente en los alrededores de Aguilar de Campóo (Fig. 1) y ha sido reconocido, al ESE de dicha localidad, en varios sondeos de exploración petrolífera realizados al norte de la falla de Ubierna (Tozo, Urbel, Pino y Hontomín; León, 1986). En sus afloramientos la unidad



Fig. 1.- Mapa de afloramientos del Grupo Campóo en la Cuenca de Aguilar.

Fig. 1.- Outcrop map of the Campóo Group in the Aguilar Basin.

está esencialmente constituida por depósitos de tres sistemas sedimentarios interconectados. El más característico, de tipo palustre, ocupa la parte central de la cuenca. Los otros dos, de carácter fluvial, se desarrollan en los márgenes norte y sur de la misma (Fig. 3A).

La arquitectura de los dos sistemas fluviales presenta algunas similitudes, pero también significativas diferencias. Ambos están formados mayoritariamente por lutitas que intercalan, en proporciones variables, litosomas canaliformes de areniscas y/o conglomerados, respectivamente interpretados como depósitos de llanuras de inundación y de relleno de canal. Las lutitas muestran numerosos rasgos de exposición subaérea, incluyendo rizocreaciones, grietas de desecación y diversos tipos de paleosuelos, entre los que destacan los caliches (Fig. 3B). Contienen además acumulaciones poco potentes (1–3 m) y lateralmente discontinuas de calizas palustres, atribuibles a pequeñas zonas temporalmente encharcadas, así como delgados niveles (hasta 50 cm) de carbonatos amarillentos con porosidad carverosa, probablemente resultado de la disolución en superficie de evaporitas, además de pseudomorfo calcíticos de yeso y dolomita igualmente indicativos de condiciones evaporíticas que, junto con los caliches, sugieren un clima semiárido.

La coloración de las lutitas es predominantemente rojiza en el sistema septentrional y anaranjada en el meridional. Las diferencias más importantes, sin embargo, residen en la geometría y litología de los litosomas canaliformes. Así, casi todos los del sistema meridional presentan espesores modestos (1–3 m), poca extensión lateral y están compuestos principalmente por conglomerados poco o nada organizados for-

mados por cantos de calizas y carniolas de hasta 13 cm de diámetro, a menudo rubefactados, además de ocasionales fragmentos retrabajados de belemnites y ammonites. Proceden de afloramientos del Jurásico marino (Lías y Dogger), que las paleocorrientes permiten situar hacia el suroeste, en el bloque levantado de la falla de Vilela (Fig. 1). La proximidad del área fuente explica la granulometría gruesa y pobre organización de los conglomerados, mientras que la escasa extensión lateral de los litosomas sugiere cursos efímeros. En contraste, los litosomas canaliformes del sistema septentrional tienen mayor desarrollo lateral, espesores generalmente superiores a 5 m, y están constituidos por conglomerados y/o areniscas silíceas con estratificaciones cruzadas unidireccionales dispuestos en secuencias multiepisódicas de tendencia general positiva. Tales rasgos sugieren cursos fluviales más profundos y persistentes que los del sistema meridional, así como un área fuente de materiales silíceos. Las paleocorrientes demuestran una procedencia del W a NNW, probablemente del propio Macizo Asturiano (Fig. 1).

Los depósitos palustres se concentran en la parte central de la cuenca, localizándose su depocentro principal en las proximidades de Aguilar de Campóo (Fig. 3A). Están representados casi exclusivamente por calizas, que se agrupan en 4 litosomas principales de diferente espesor, que hacia los márgenes de la cuenca aparecen subdivididos (Figs. 2 y 3A). El número de facies reconocible en los mismos es elevado (Hernández, 2000), pero a los efectos de este trabajo se describen únicamente sus dos asociaciones mayoritarias, denominadas respectivamente interna y marginal por su posición relativa en los litosomas carbonáticos (Fig. 3A). La asociación palustre in-

terna está constituida por un apilamiento de secuencias de 0,5–3 m de espesor individual. Cuando están completas comienzan con un nivel conglomerático de 10–20 cm de espesor formado por intraclastos y cantos negros y recubierto por margas, pero el grueso de las secuencias lo forman calizas micríticas con carofitas, ostrácodos y gasterópodos dulceacuícolas, con rasgos de exposición subaérea más abundantes y obvios en su mitad superior, principalmente estructuras tipo pseudomicrokarst (en el sentido de Plaziat y Freydet, 1978), microbrechificación, grietas circungranulares, moteados, etc., todos ellos habituales en ambientes palustres (por ejemplo, Armenteros y Daley, 1998; Alonso-Zarza, 2003). Tales secuencias se atribuyen a repetidos procesos de instalación, y posterior desecación, de humedales someros de agua dulce colonizados por praderas de carofitas.

La asociación palustre marginal está caracterizada por secuencias de menor espesor (~ 1 m) en las que, además de rasgos palustres generalizados, se aprecian otros de naturaleza freático-pedogénica: moteado hidromórfico (marmorización) rojizo-anaranjado, nódulos, concreciones y, localmente, caliches, indicativos de exposiciones subaéreas más prolongadas. No es raro además encontrar intercalaciones de niveles con abundantes oncolitos.

Hacia los márgenes NE y SE de la cuenca los litosomas de calizas palustres se interdigitan, hasta acuñarse, con depósitos fluviales clásticos (Fig. 3A). Los sondeos Tozo, Urbel, Pino y Hontomín (León, 1986) aportan dos datos adicionales de relevancia paleogeográfica y paleoclimática: 1) que la interdigitación y eventual acuñamiento de las calizas palustres entre depósitos clásticos se produce también hacia el ESE; 2) que parte de las calizas incluyen, y son lateralmente correlativas, con depósitos evaporíticos. El primer dato implica que la zona palustre estaba enteramente rodeada por ambientes fluviales, lo que sugiere un sistema endorreico; el segundo que el desarrollo palustre también tuvo lugar en condiciones (semi)áridas, conclusión reforzada por la presencia local de flora xerofítica dentro de las calizas (Diéguez *et al.*, 2009).

Relaciones tectónica-sedimentación

Los datos de afloramiento y subsuelo arriba expuestos establecen que la exten-

sión superficial de las zonas palustres varió ampliamente, llegando ocasionalmente a desaparecer (Fig. 3A). La presencia de caliches y evaporitas a lo largo de toda la sucesión fluvial en la que se interdigitan los carbonatos palustres implica que el clima fue persistentemente de tipo semiárido y no jugó un papel relevante en la evolución de la cuenca. La expansión-reducción de las zonas palustres debe por tanto atribuirse, principalmente, a la tectónica. Intuitivamente cabe especular que en fases de tectónica activa el aporte de detríticos fuera mayor y redujese el ámbito palustre. Sin embargo, tres argumentos basados sobre todo en observaciones realizadas en la Subcuenca de Becerril demuestran que hay otra posible explicación.

Variaciones de espesor en relación con fallas activas

La Subcuenca de Becerril, situada al sur de Aguilar (Figs. 1 y 2), es la que mejor aflora y también la menos afectada por la inversión tectónica alpina de las varias reconocidas en la parte meridional de la cuenca (Hernández, 2000; Pujalte *et al.*, 2004). En ella, por su posición cerca del margen sur de la cuenca, la proporción de detríticos es elevada y subdividen a los litosomas carbonatados 1 y 2 en dos partes (Figs. 2 y 3). La cartografía de detalle de la subcuenca (Fig. 2A), y una sección estructural de la misma reconstruida al techo del litosoma carbonático 1b (Fig. 2B) demuestran que las fallas lístricas que afectan a la sucesión producen fuertes variaciones de espesor en las calizas y mucho más moderadas en las intercalaciones detríticas. Es evidente por tanto que el depósito de calizas palustres es coetáneo con las fases de mayor actividad de las fallas.

Tendencias verticales en los litosomas carbonáticos palustres

Todos los litosomas carbonáticos, e incluso sus subdivisiones, muestran una tendencia vertical similar. Comienzan bruscamente con depósitos de la asociación de facies interna, y evolucionan gradualmente hacia arriba a depósitos de la asociación de facies marginal y, eventualmente, a detríticos (Fig. 3B). La brusca aparición de la asociación de facies interna implica una rápida expansión inicial de la zona palustre, atribuible a una acelerada subsidencia del eje

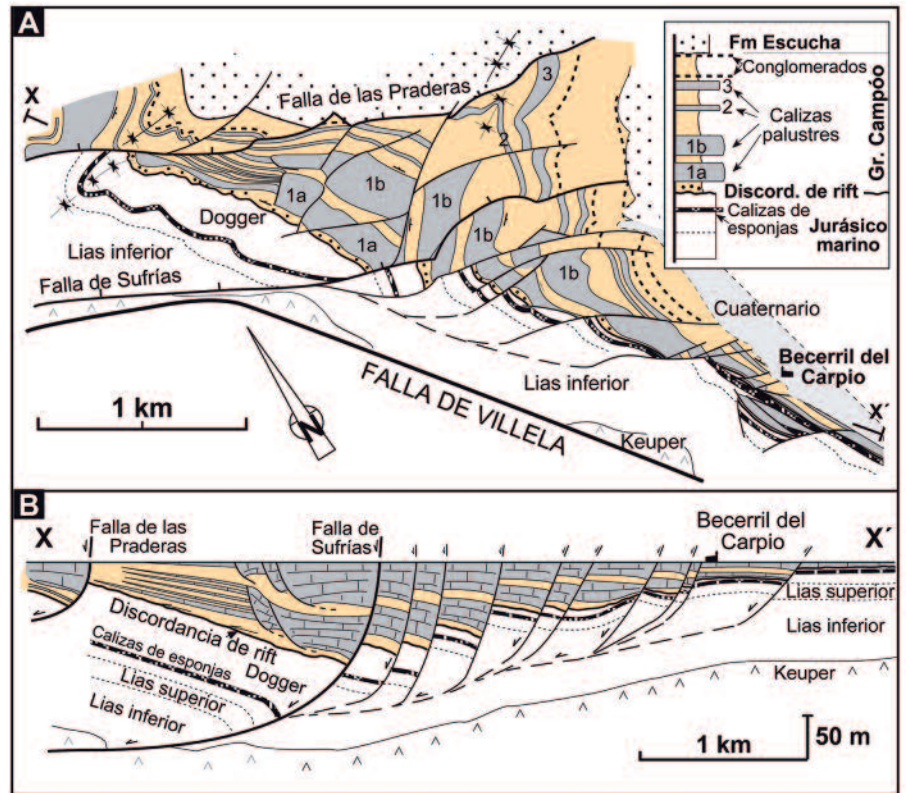


Fig. 2.- A) Mapa geológico de la Subcuenca de Becerril (localización en figura 1). B) Sección estructural de la Subcuenca de Becerril reconstruida al techo de la unidad caliza 1b. Modificado de Pujalte *et al.* (2004).

Fig. 2.- A) Geological map of the Becerril Subbasin (location in figure 1). B) Structural section of the Becerril Subbasin reconstructed to the top of limestone unit 1b. Modified from Pujalte *et al.* (2004).

de la subcuenca y creación de espacio de acomodación. La posterior ralentización de la subsidencia y reducción del espacio de acomodación conduce a una paulatina contracción del área palustre. Tal contracción, observable en afloramientos favorables, queda registrada por la transición vertical a la asociación palustre marginal primero y a depósitos detríticos después (Fig. 3B).

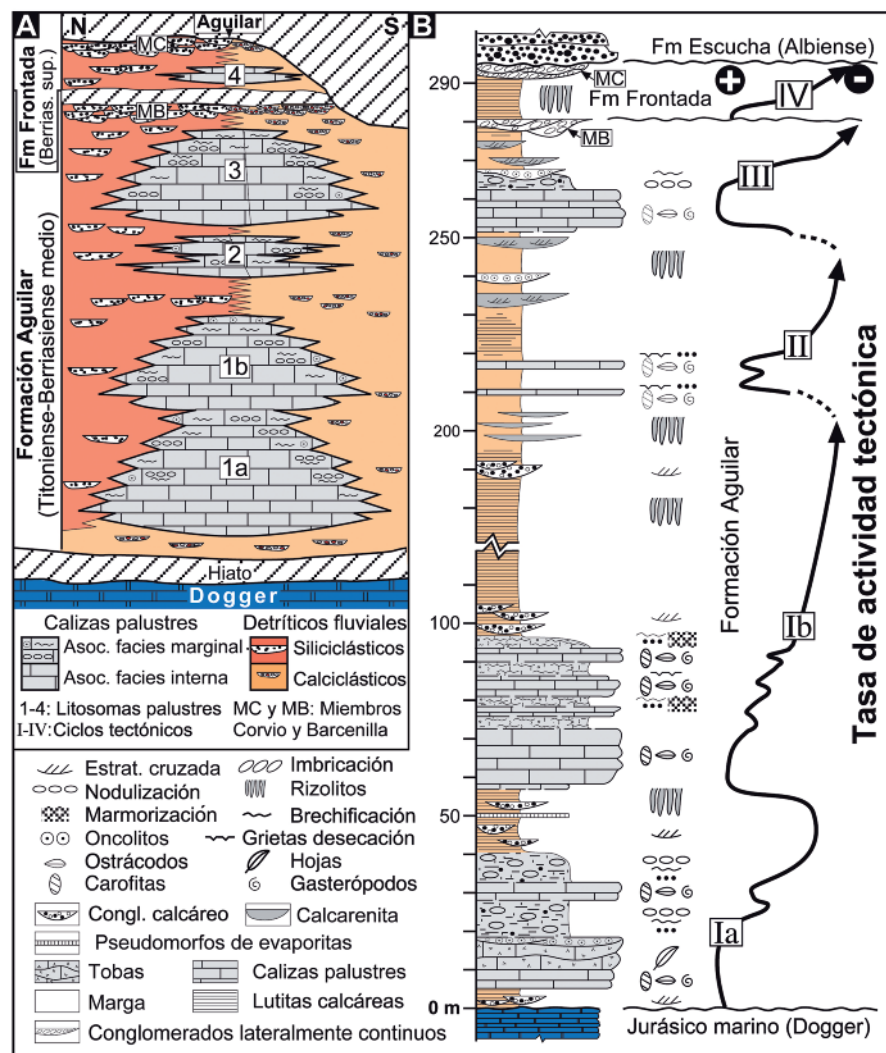
Tendencias verticales en los detríticos fluviales

Los depósitos fluviales afloran mal, principalmente por el predominio en los mismos de facies lutíticas que habitualmente son aprovechadas como tierras de labor. Aun así, se percibe que la proporción de depósitos de canal respecto a los de llanura de inundación es tanto mayor cuanto menor la extensión de las facies palustres. Significativamente, las Formaciones Aguilar y Frontada culminan con sendas unidades tabulares de entre 5-16 m de potencia y gran continuidad lateral (Miembros Barcenilla y Corvio en Hernández *et al.*, 1999), formadas por una densa amalgamación de lito-

somas canaliformes (Fig. 3A). Acumulaciones fluviales similares a las de los citados miembros son atribuidas en la literatura geológica a una reducción del espacio de acomodación durante episodios de tranquilidad tectónica (por ejemplo, Bridge y Leeder, 1979; Heller y Paola, 1989; Huerta *et al.*, 2011). En tales condiciones, en efecto, la repetida avulsión de los cursos fluviales en la misma zona promueve la amalgamación de los depósitos de canal y la erosión de las lutitas de llanura de inundación. Por ello resulta razonable deducir que, en el Grupo Campóo, los intervalos con mayor densidad de depósitos de canal fluvial marcan, precisamente, los episodios de menor actividad tectónica (Fig. 3B).

Conclusiones

El Grupo Campóo (Titoniense superior-Berriasiense) se acumuló durante la fase inicial del Rift del Golfo de Bizkaia. En la Cuenca de Aguilar (Palencia), una cuenca caracterizada por una tectónica distensiva con desarrollo de fallas lístricas de diversa entidad, está representado por las Forma-



ciones Aguilar y Frontada. Los depósitos más distintivos de ambas unidades son calizas palustres, acumuladas en humedales endorreicos desarrollados en la parte central de la cuenca y rodeados por sistemas fluviales. Se reconocen cuatro litosomas carbonáticos principales, que en conjunto constituyen una de las acumulaciones palustres más potentes citadas en la literatura geológica. La extensión superficial de los litosomas varía ampliamente, expandiéndose, contrayéndose y llegando ocasionalmente a desaparecer. Los datos aquí pre-

sentados demuestran que tal evolución estuvo principalmente controlada por variaciones de la intensidad tectónica: el espacio de acomodación creado en fases de aceleración favoreció el desarrollo palustre por encharcamiento de las partes centrales de las diferentes subcuencas, la reducción de la acomodación en fases de desaceleración derivó en su progresiva colmatación por depósitos fluviales. Durante el depósito del Grupo Campóo el clima fue persistentemente de tipo (semi)árido, y tuvo escasa influencia en estos procesos.

Agradecimientos

Contribución al proyecto CGL2010-18851-BTE (Ministerio de Economía y Competitividad) y al Grupo de Investigación consolidado IT834-13 (Gobierno Vasco/Eusko Jaurlaritza). Se agradecen especialmente las sugerencias de los revisores Ana María Alonso-Zarza e Ildefonso Armenteros, y del editor Carlos L. Liesa, que mejoraron sustancialmente una versión preliminar de este artículo.

Referencias

Alonso-Zarza, A.M. (2003). *Earth-Science Reviews* 60, 261-298.

Armenteros, I. y Daley, B. (1998). *Sedimentary Geology* 119, 275-295.

Bridge, J.S. y Leeder, M.R. (1979). *Sedimentology* 26, 617-644.

Diéguez, C., Hernández J.M. y Pujalte, V. (2009). *Journal of Iberian Geology* 35, 127-140.

Espina, R.J. (1997). *La estructura y evolución tectonoestratigráfica del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 230 p.

Heller, P.L. y Paola, C. (1996). *Journal of Sedimentary Research* 66, 297-306.

Hernáiz, P.P., Serrano, A., Malagón, J. y Rodríguez-Cañas, C. (1994). *Geogaceta* 15, 143-146.

Hernández, J.M. (2000). *Sedimentología, paleogeografía y relaciones tectónica-sedimentación de los sistemas fluviales, aluviales y palustres de la Cuenca Rift de Aguilar (Grupo Campóo, Jurásico superior-Cretácico inferior de Palencia, Burgos y Cantabria)*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 324 p.

Hernández J.M., Pujalte, V., Robles, S. y Martín-Closas, C. (1999). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 12, 277-296.

Huerta, P., Armenteros, I. y Silva, P.G. (2011). *Sedimentology* 58, 1716-1736.

León, L. (1986). En: *IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Actas 1, 39-56.

Plaziat, J.C. y Freytet, P. (1978). *Comptes Rendus Academie Sciences de Paris* 286(D), 1661-1664.

Pujalte, V., Hernández, J.M., Robles, S. y Alonso, A. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed). SGE-IGME, Madrid, 339-341.

Serrano, A., Hernáiz, P.P., Malagón, J. y Rodríguez-Cañas, C. (1994). *Geogaceta* 15, 135-138.