

Estructuras pseudoanticlinales inducidas por fluidificación en la Unidad Intermedia de la cuenca de Calatayud

Pseudoanticlines structures induced by fluidization in the Intermediate Unit of the Calatayud basin

E. Sanz-Rubio, M. Hoyos, J.C. Cañaveras y S. Sánchez-Moral

Museo Nac. Ciencias Nat. C/ José Gutiérrez Abascal 2. Madrid 28006.

ABSTRACT

Soft sediment deformation structures are described in a dolomitic palustrine-lacustrine sequence in the neogene Calatayud basin. Pseudoanticlines with associated dish structures are possibly result of a fluidization process related with groundwater saline flows proceeding from an adjacent evaporitic paleorelief.

Key words: deformation structures, pseudoanticlines, fluidization, Calatayud basin, Miocene.

Geogaceta, 18 (1995), 59-62

ISSN: 0213683X

Introducción

La representación en el registro fósil de estructuras relacionadas con procesos de deformación por fluidificación de sedimentos carbonáticos no consolidados en ambiente continental, resulta realmente escasa. El interés de estas estructuras estriba en su valor diagnóstico en estudios sedimentológicos, para la determinación de ambientes deposicionales (Mills, 1983). En el Mioceno de la Cuenca de Calatayud, se han reconocido una serie de estructuras de deformación emplazadas dentro de una sucesión de materiales palustres-lacustres, cuyo significado se enmarca en un modelo global para la interpretación del inicio de la sedimentación de la Unidad Intermedia del Mioceno de la cuenca.

La Cuenca terciaria de Calatayud (Fig 1) constituye una subfosa tectónica con un relleno sedimentario básicamente neógeno, integrado por sistemas de abanicos aluviales marginales que gradan hacia el centro a facies químicas evaporíticas y/o carbonáticas. Se reconocen tres grandes unidades sedimentarias en el relleno mioceno de la cuenca (Hoyos y López-Martínez, 1985): una Unidad Inferior evaporítica (?-Ramblense Sup.), compuesta esencialmente por facies yesíferas y otras fases solubles salinas asociadas (halita, anhidrita) con intercalaciones margo-dolomíticas (Sánchez-Moral *et al.*, 1993), de las cuales afloran un máximo de unos 200 metros de espesor; una Unidad Intermedia (Ramblense Sup.-Turolense Inf.) con predominio de materiales carbonáticos y terrígenos, y una po-

tencia muy variable (10-160 metros); y una Unidad Superior (Turolense Inf.-Rusciense Inf.) de carácter fluviolacustre con facies oncolíticas y tobáceas, con unos espesores que oscilan entre 30 y 80 metros.

Las estructuras objeto de estudio quedan enmarcadas dentro de los materiales de la base de la U. Intermedia. Esta unidad ha sufrido un control morfosedimentario en

los primeros estadios de su deposición, debido a la existencia de un paleorrelieve a techo de los yesos de la U. Inferior, al que se asocian procesos de karstificación (Hoyos *et al.*, 1994). De este modo, en las primeras etapas de sedimentación de la U. Intermedia, la cuenca queda configurada con un paleorrelieve positivo central desarrollado sobre la U. Inferior circundado por una

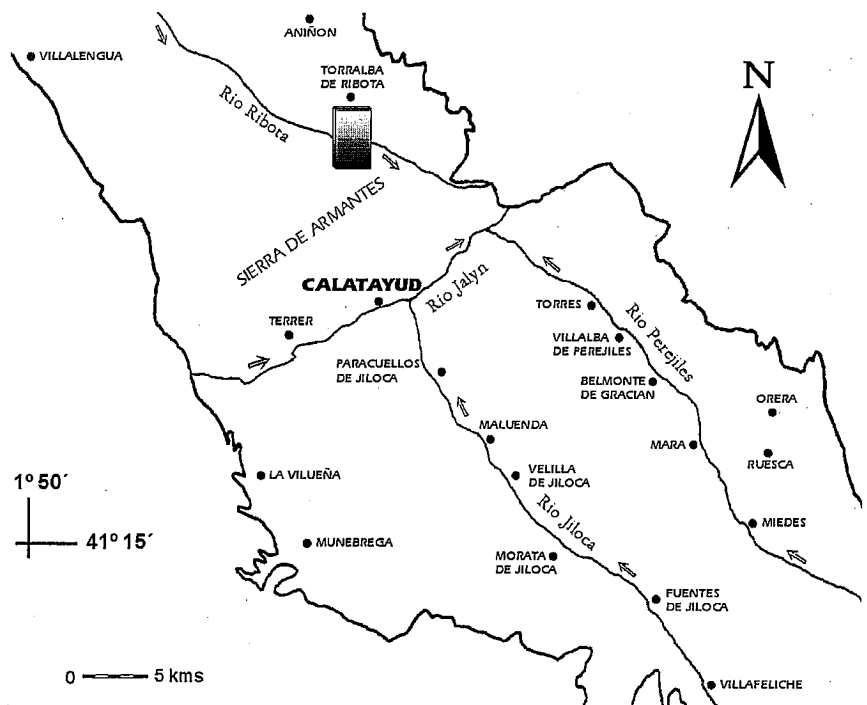


Fig 1.- Mapa sintético de la Cuenca de Calatayud y área de estudio.

Fig 1.- Sketch map of the Calatayud Basin and location of the studied outcrops.

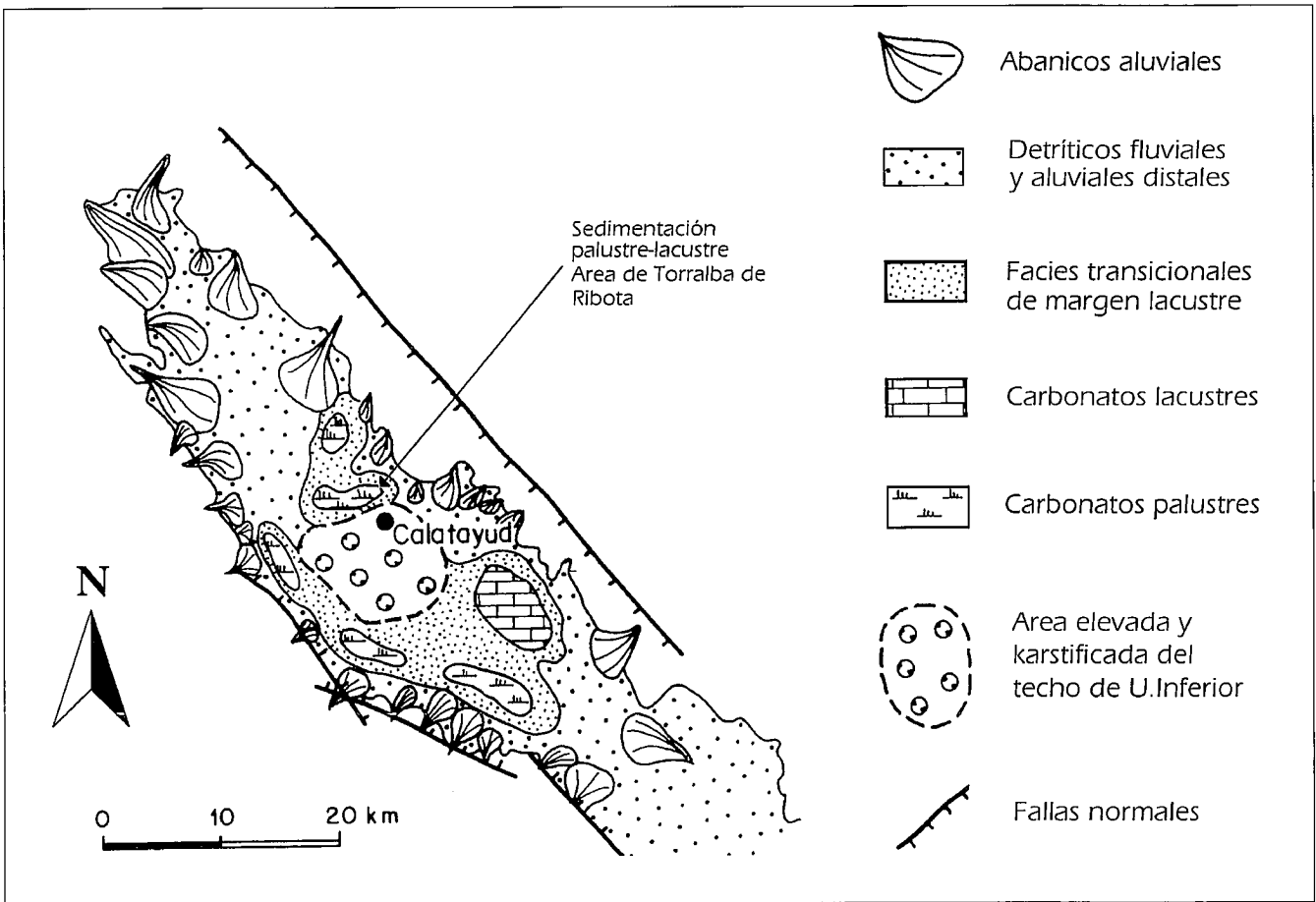


Fig 2.- Reconstrucción paleogeográfica del comienzo de la sedimentación de la U. Intermedia mostrando el ambiente lacustre marginal.

Fig 2.- Paleogeographic reconstruction of the Calatayud basin at the beginning of Intermediate U. sedimentation showing the marginal lacustrine environment.

orla de pequeños lagos carbonáticos marginales. Los afloramientos estudiados se sitúan en el área de Torralba de Ribota, que delimita el dominio de uno de los lagos carbonáticos someros (Fig. 2). En la figura 3, se ha representado la columna estratigráfica de los materiales estudiados en la que se aprecian unos tramos inferiores pertenecientes a facies distales de abanico aluvial (techo de la U. Inferior en facies de borde) y una sucesión de materiales dolomíticos lacustres someros-palustres (U. Intermedia), donde se han diferenciado dos niveles dolomíticos, que denominamos inferior y superior, en los cuales se reconocen las estructuras.

Pseudoanticlinales y estructuras asociadas

Los niveles deformados (inferior y superior), de naturaleza dolomícrítica, poseen una potencia aproximada de 1.5 m cada uno, presentan una laminación fenestral bien desarrollada con una porosidad de hasta el 50%, y niveles bioturbados por acción de raíces; aunque estos niveles presentan

gran continuidad lateral, las estructuras de deformación que los afectan se restringen a un área reducida. Ambos niveles se encuentran limitados a base por materiales arcillosos impermeables y a techo por niveles de limos y margas. Se han reconocido eflorescencias de mirabilita-tenardita en superficies externas, así como la preservación de estas fases rellenando la red de poros de los materiales estudiados.

Nivel inferior

Presenta una marcada laminación de probable origen algal que se flexiona proporcionando estructuras antiformes a pequeña escala, de 10-15 cm de alto (Fig. 4). No existe fracturación singenética asociada a estos estratos, sino una red de fracturas sobreimpuesta en zonas de debilidad. Lateralmente, no se aprecia una pauta de repetición de antiformas aunque dos estructuras que afectan a material no coetáneo pueden quedar ligadas en una estrecha banda vertical. A techo del nivel inferior, queda un conjunto alabeado de limos y margas dolomíficas que separa perfectamente nivel inferior y superior.

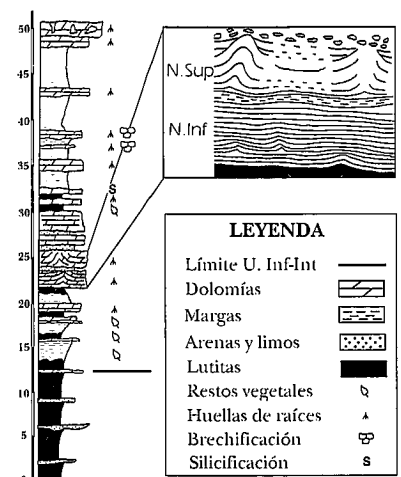


Fig 3.- Columna estratigráfica mostrando el límite U. Inferior - U. Intermedia y la posición de los niveles deformados.

Fig 3.- Stratigraphic section showing the Lower Unit - Intermediate Unit boundary and the location of the deformed beds.

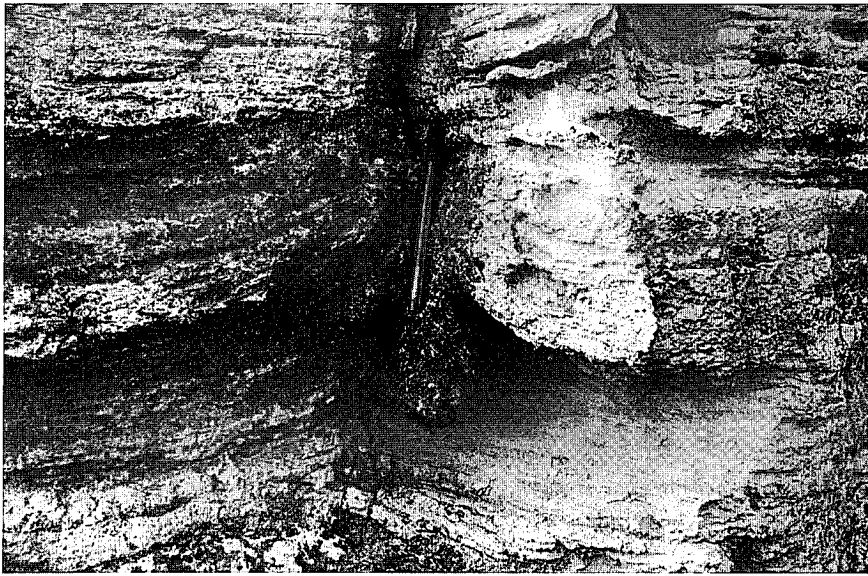


Fig 4.- Estructura pseudoanticlinal de pequeña escala del nivel inferior mostrando deformación de láminas.

Fig 4.- Low scale pseudoanticline structure of the lower bed showing laminae deformations.



Fig 5.- Estructura pseudoanticlinal del nivel superior sin ruptura de la laminación interna.

Fig 5.- Pseudoanticline structure of the upper bed showing no internal lamination rupture.

Nivel superior

Este nivel presenta una laminación difusa en su base e intercalaciones centimétricas de limos, con un gran desarrollo de estructuras de deformación; hacia techo presenta bioturbación e indicios de brechificación sinsedimentaria por desecación. Existen dos tipos principales de es-

tructuras que pueden corresponderse con episodios evolutivos distintos de un mismo proceso:

A) *Grandes estructuras* "pseudoanticlinales". Son estructuras de hasta 1.2 m de altura sin un patrón de repetición lateral, que deforman los materiales suprayacentes del mismo nivel (Fig. 5). La flexión de estos materiales queda marcada por las intercalaciones limosas. Las estructuras de este nivel, así como las de pequeña escala del nivel inferior, presentan evidentes similitudes morfológicas con los "tepees" (Adams y Frenzel, 1950), aunque no muestran los rasgos típicos definitorios de los mismos (Warren y Kendall, 1987); es decir, no poseen el patrón megapoligonal típico, la fracturación asociada es postsedimentaria y no existen rellenos sedimentarios y/o cementos desplazativos que provoquen expansión del carbonato. Por estas razones, creemos apropiado utilizar el término "pseudoanticlinal" en el sentido de Asseretto y Kendall (1977) en lugar del término genético "tepee" para la definición de las estructuras. Así, pueden distinguirse dos clases diferentes de pseudoanticlinales:

A.1) Estructuras que representan una flexión antiformal de los niveles sin ruptura de los mismos en la cresta (Fig. 5).

A.2) Estructuras con base flexurada bien definida, en las que hacia techo los niveles deformados pierden continuidad y toman un aspecto caótico por ruptura de los materiales que integran la cresta.

B) *Estructuración tipo "dish"*. Los finos niveles limosos intercalados en la mitad inferior del nivel producen estructuras caracterizadas por flexión, ruptura e indivi-

dualización de unidades limosas, con forma convexa hacia la parte inferior, de hasta 1 m de longitud (Fig. 6), con antiformal difusas entre dos estructuras; éstas presentan evidentes analogías con las estructuras "dish" descritas inicialmente por Wentworth (1967) y más extensamente por Lowe y Loppiccolo (1974).

Interpretación y genesis de las estructuras

Antes de elaborar un modelo global de interpretación genética de las estructuras es necesario tener en cuenta una serie de aspectos previos:

a) Experimentalmente se ha demostrado que confinamientos bajo potencias sedimentarias de unos 300 metros destruyen la porosidad fenestral si no ha sido cementada con anterioridad (Shinn *et al.*, 1980); dado que los niveles deformados de la Cuenca de Calatayud han sufrido un enterramiento próximo a los 300 metros, y teniendo en cuenta la situación paleogeográfica de estos materiales en el contexto de la cuenca durante el Aragoniense, la preservación de la porosidad induce a pensar en una cementación temprana por cristalización de fases minerales salinas asociadas a flujos salinos subsuperficiales procedentes de la meteorización-disolución de yesos y fases solubles asociadas del paleorelieve de la U. Inferior.

b) Tradicionalmente, el origen de gran parte de las estructuras deformacionales en sedimentos no consolidados, ha sido relacionado con procesos de licuefacción y fluidificación. En un proceso de fluidificación, para el cual es necesario una porosidad alta, existe una componente denominada velocidad de escape de fluido que determina si un fluido ascendente es capaz de arrastrar componentes, o por el contrario se infiltra entre los mismos durante su ascensión sin producir arrastre (Lowe, 1976). Además, los procesos de fluidificación se producen normalmente a favor de conductos verticales que suelen desarrollarse dentro de lechos licuefactados (Lowe, 1975). La aplicación de estos procesos a un modelo de interpretación genética contribuye a la comprensión de los mecanismos de inicio de la deformación en los materiales dolomíticos estudiados.

c) Del mismo modo, los movimientos sísmicos han sido señalados como inductores de deformación en sedimentos no consolidados (Sims, 1975). Sin embargo, los afloramientos estudiados y su contexto geológico regional no se ajustan a las características proporcionadas por este autor para la correlación de niveles deformados con eventos sísmicos:

c.1) El área de Calatayud no es actualmente una zona sísmica activa, y se desconoce el grado de actividad durante el Mioceno.



Fig 6.- Estructura "dish" de deformación del nivel superior.

Fig 6.- Dish deformation structure of the upper bed.

c.2) Las estructuras de deformación no poseen gran continuidad lateral.

c.3) No existe una repetición de eventos de deformación en sucesivos niveles.

c.4) Las estructuras difieren de las inducidas experimentalmente por Kuenen (1958) y Anketell (1970).

Modelo propuesto

El paleorrelieve de la U. Inferior yesifera (con fases solubles asociadas) condiciona desde un primer momento la sedimentación marginal carbonática palustre-lacustre. La influencia de este paleorrelieve en el desarrollo de los procesos que inducen la deformación de los sedimentos dolomíticos queda patente en un modelo global caracterizado por una serie de etapas evolutivas:

1) La meteorización y disolución de los materiales salinos, provoca la circulación de flujos subsuperficiales salinos (salobres cuando hay mezcla de aguas) a través de la desarrollada red de poros de los sedimentos dolomíticos no consolidados, favorecida por su ubicación sobre materiales arcillosos impermeables. 2) La cristalización temprana de fases salinas en los poros de los materiales dolomíticos es capaz de sostener un armazón sujeto a una creciente presión por confinamiento; de la misma forma, los procesos de mezcla de aguas pueden producir flujos subsuperficiales con capacidad para la disolución-reprecipitación de sales dependiendo de la naturaleza y química del fluido.

3) La existencia de un paleorrelieve en la parte central de la cuenca, que se constituye como área de recarga para los lagos carbonáticos marginales, puede generar un gradiente hidráulico suficiente como para

producir una circulación de agua subterránea hacia esa zona marginal lacustre que induzca un aumento drástico de la presión de poros en el sedimento no consolidado, y con ello la licuefacción estática (Owen, 1987) en el límite del equilibrio con la presión por confinamiento. La presión acumulada puede liberarse por medio de conductos de fluidificación (donde quedan asociadas las estructuras) con un fluido ascendente que no posee suficiente fuerza para producir un arrastre pleno de componentes, de modo que el agua asciende hasta encontrar un obstáculo (un nivel semipermeable limoso-margoso dolomítico) que puede obligarle a comportarse de forma diferencial:

3.1) El fluido empuja el material supra-yacente que cede plásticamente produciendo pseudoanticlinales de gran calibre.

3.2) El material cede hasta un punto máximo de presión en el que rompe el ápice de la estructura.

3.3) Si no existen láminas semipermeables, la fluidificación puede ejercer una fuerza de arrastre suficiente como para dar lugar a pequeñas estructuras como las existentes en el nivel inferior.

3.4) Estructuras tipo "dish". Lowe y Loppiccolo (1974) interpretan estas estructuras como un escape de agua en sentido ascendente vertical, cuyo flujo queda forzado a circular horizontalmente hasta el momento en que encuentra una zona de debilidad en la lámina semipermeable; el fluido recupera entonces una componente vertical arrastrando la laminación para producir unas estructuras en forma de plato. Estas estructuras pueden corresponderse con una fluidificación relacionada con las intercalaciones limosas en niveles dolomíticos.

4) Las estructuras no parecen ser resultado de un sólo proceso sino una repetición de los mismos cuando el sedimento todavía no queda suficientemente consolidado. La cristalización de fases salinas en los poros del material no consolidado con alternancia de etapas de precipitación-disolución, y el aumento de presión de fluidos pueden repetirse a lo largo del tiempo. De este modo un pseudoanticlinal abortado en una fase temprana de formación puede constituir un elemento favorable para la "canalización" de un fluido ascendente. Del mismo modo, la deformación inicial puede ser favorecida por la presión de cristalización de fases salinas en la red de poros de los materiales dolomíticos.

En suma, el modelo comprende una serie de factores que es necesario integrar para llegar a producir un efecto conjunto con capacidad real de deformación de los sedimentos dolomíticos, entre los cuales queda patente la importancia de la existencia de un paleorrelieve en la U. Inferior que condiciona la sedimentación marginal lacustre.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por el proyecto PB92-0024 de la D.G.I.C.Y.T.

Referencias

Adams, J. E. y Frenzel, H. N.(1950): *Jour. Geol.*, 58, 239-312.
 Anketell, J. M. et al., (1970): *Ann. Soc. Geol. Pologne*, 15, 3-29.
 Asseretto, R. L. y Kendall, C.G.(1977): *Sedimentology*, 23, 153-210.
 Hoyos, M. y López-Martínez, N.(1985): *IGCP Project 25*, Vol 1.
 Hoyos, M. et al., (1994): *Jour. Geol. Soc.(London) Spec. Publ.* (en prensa).
 Kendall, C.G. y Warren, J.(1987): *Sedimentology*, 34, 1007-1027.
 Kuenen, P.H.(1958): *Geol. Soc. Glasgow*, 23, 1-28.
 Lowe, D.R.(1975): *Sedimentology*, 22, 157-204.
 Lowe, D.R.(1976): *Sedimentology*, 23, 285-308.
 Lowe, D. R. y Loppiccolo, L. D. (1974): *Jour. Sed. Petrol.*, 44, 484-501.
 Mills, P.C.(1983): *Sed. Geol.*, 35, 83-104.
 Owen, G. (1987): *Jour. Geol. Soc.(London) Spec. Publ.*, 29, 11-24.
 Sánchez-Moral, S. et al., (1993): *V Congr. Geoquim. España*, 24-29.
 Shinn, E. A. et al., (1980): *Abs. A.A.P.G. Soc. Econ. Pal. Min. Ann. Meeting*, p. 120.
 Wentworth, Jr. G.S.(1967): *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 51, p. 485.