

# Registro de isótopos estables $-\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la sucesión miocena de la región suroriental de la Cuenca del Duero

*Stable isotopic record  $-\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in the southeastern Miocene succession of the Duero Basin*

I. Armenteros, C. Recio y A. Corrochano

Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Salamanca 37071.

## ABSTRACT

The stable isotopic record for the carbonate rocks, mostly palustrine facies, making up the chemical facies of the Miocene (middle –Aragonian– and upper –Vallesian– Miocene) section in the southeastern region of the Duero Basin makes evident: i)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  are respectively  $-6.4/-7.9$  and  $-5.1/-7.1$  for the Lower Unit,  $-6.6/-7.9$  and  $-6.1/-6.7$  for the Middle U.,  $-5.7/-8.1$  and  $-5.2/-6.7$  for the Upper U.; ii) the cross-plot  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  indicates a different representation for the Upper and Lower Units and the Middle Unit plots at an intermediate position; iii) only the U. Unit shows a moderate correlación ( $r = 0.69$ ,  $n = 27$ ); and iv) some carbonate sequences show an increasing  $\delta^{18}\text{O}$  trend at the same time as  $\delta^{13}\text{C}$  values decrease. The range of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values recorded is consistent with the pedogenetic effects observed on the limestones –palustrine facies–, with the  $\delta^{13}\text{C}$  compositions ( $-5.7$  to  $-8.1$ , somewhat heavier than an extreme  $\text{C}_3$  vegetation signature), suggesting the contribution of organic C. The recorded trends for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values in some carbonate sequences point to an increasing exposure intensity at their tops. The slight increase in the  $\delta^{18}\text{O}$  values for the Upper Unit could indicate that climatic conditions were somewhat warmer during the Vallesian.

**Key words:** Palustrine carbonates, stable isotopes, Miocene, Duero Basin.

Geogaceta, 29 (2001), 15-18

ISSN: 0213683X

## Introducción

La problemática de isótopos estables en carbonatos continentales presenta una gran complejidad en virtud de la gran cantidad de variables que pueden controlar la precipitación sedimentaria o diagenética de carbonatos. Diversos trabajos ponen de relieve las principales características isotópicas de los carbonatos continentales en los diversos ambientes de formación: caliches (Cerling, 1984; Cerling *et al.*, 1989; Quade *et al.*, 1989; Cerling, 1991); carbonatos lacustres (Talbot, 1990); tobas y travertinos (Turi, 1986). Existe, sin embargo, otro ambiente sedimentario-diagenético, medio carbonatado palustre, cuyas características isotópicas son intermedias entre las de los carbonatos edáficos (caliches edáficos) y la de los carbonatos lacustres (Platt, 1992; Armenteros y Daley, 1998). En muchas cuencas continentales, los registros carbonatados están representados por una proporción significativa de caliches y facies carbonatadas palustres, no siempre fáciles de diferenciar entre sí. En estos casos, el análisis de los isótopos estables de carbonatos puede informar sobre las condiciones paleoclimáticas, paleoecológicas y sobre la historia diagenética de los registros. La impronta isotópica de estos ambientes mixtos, en los que se produce la modificación subaérea

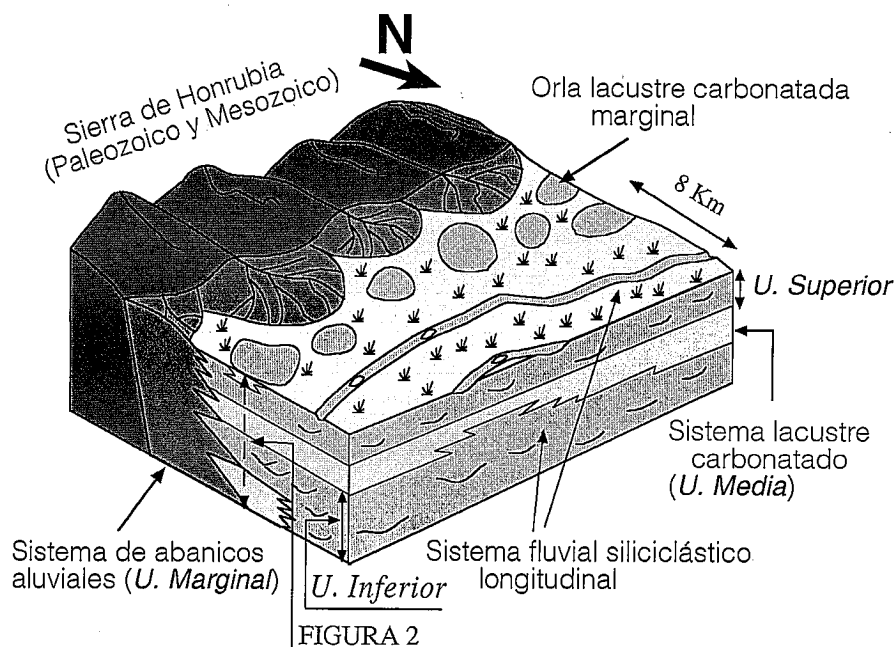


Fig. 1.- Modelo sedimentario para el Mioceno medio-superior de la región suroriental de la Cuenca del Duero al norte de la Sierra de Honrubia-Pradales.

Fig. 1.- Sedimentary model for the middle-upper Miocene in the southeastern region of the Duero Basin at the northern fringe of the Honrubia-Pradales Range.

Muestra	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{PDB}$	Muestra	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{PDB}$
<b>Unidad Inferior</b>			<b>Unidad Media (Sección de Adrada)</b>		
<i>Secuencia lateral Milagros</i>			15-28	-6,9	-6,4
MI-F	-7,1	-6,8	15-29	-6,6	-6,4
MI-G	-6,8	-6,6	15-30	-7,1	-6,1
MI-H	-7,5	-7,1	15-31	-7	-6
MI-I	-7,4	-7	15-32	-7,2	-6,2
MI-J	-7,5	-6,9	15-33	-7,1	-6,4
MI-K	-7,3	-6,8	15-35	-7,4	-6,3
MI-L	-7,5	-6,9	15-36	-7,3	-6,3
MI-M	-7,4	-6,8	15-37	-7,5	-6,3
MI-C1	-7,2	-6,9	15-37bis-relleno	-7,7	-6,3
MI-Concoides	-7,7	-6,8	15-37bis-matriz	-7,9	-6,7
MI-Cmatriz	-7,3	-6,7	15-38	-7,7	-6,3
MI-D	-7,2	-6,5			
<i>Secuencia lateral Adrada</i>			<b>Unidad Superior (Sección Adrada)</b>		
PN-8	-7	-7,1	15-40m	-8	-6,7
PN-9	-7,5	-7	15-41	-7,6	-6,2
PN-10	-7,2	-6,7	26-1	-7,8	-6,2
PN-11	-7,4	-6,7	26-2	-7,8	-6,3
<i>Unidad Inferior (Sección de Adrada)</i>			26-3	-8,1	-6,5
15-A	-6,7	-5,9	26-4blanco	-7,5	-6,4
15-12blanco	-7,3	-7,1	26-4gris	-7,8	-6,3
15-12ocre	-7	-6,8	26-5	-7,9	-6,5
15-13	-7,1	-6,5	26-9	-7,6	-6,3
15-14cemento	-6,6	-6,5	26-9bis-ocre	-7,9	-6,5
15-14masa	-6,9	-6,5	26-9bis-blanco	-8	-6,4
15-15ocre	-7,4	-6,8	26-10	-7,7	-6,2
15-15rosa (matriz)	-7,3	-6,3	26-16verde	-7,9	-5,8
15-15blanco	-7,3	-6,9	26-16blanco	-7,4	-5,9
15-16	-7,2	-6,7	26-16bis	-7,7	-6
15-17	-7,1	-6,6	26-18núcleo-oncoide	-7,3	-6,4
15-18rosa	-7,2	-6,7	26-18(oncoide)	-7,4	-6,3
15-18ocre	-7,2	-7,1	26-19(cuarzo)	-7,3	-6,1
15-19	-7,2	-6,8	26-20(cuarzo)	-7,6	-6
15-20	-7,1	-7	26-21oncoide	-7,5	-6,2
15-21	-7,2	-6,9	26-24caliche	-5,7	-6,4
15-22blanco	-7,2	-6,7	26-25	-7	-5,8
15-22rosa	-7,3	-7	26-26	-6,9	-5,2
15-23(cuarzo)	-6,4	-5,1	26-27	-7,2	-5,8
(caliche)			26-28	-7,4	-5,5
			26-29	-7,4	-5,7
			26-30	-7,8	-6,5

Tabla 1.- Composición isotópica,  $\delta^{13}C_{PDB}$  y  $\delta^{18}O_{PDB}$  de las calizas palustres del Mioceno suroccidental de la Cuenca del Duero.

Table 1.- Isotopic composition,  $\delta^{13}C_{PDB}$  and  $\delta^{18}O_{PDB}$  of the palustrine limestone belonging to the southeastern Miocene of the Duero Basin.

de facies carbonatadas lacustres, aparece bien reflejada en los niveles calizas de la sucesión miocena estudiada en este trabajo, cuyo objetivo es analizar el registro isotópico en una sucesión miocena carbonatada dominada por facies palustres y representativa del sureste de la Cuenca del Duero.

**Estratigrafía y Sedimentología**

La sedimentación miocena en el sureste de la Cuenca del Duero representó una zona de tránsito entre el centro de cuenca y la Cuenca de Almazán y estuvo influenciada por los relieves del Sistema Ibérico, al noroeste, y del Sistema Central, al sur y sureste. La sucesión estudiada pertenece a la parte meridional de este corredor (Fig. 1). Ha sido dividida en tres unidades litoestratigráficas (Inferior, Media y Superior, Fig. 2; Armenteros, 1986a) que se extienden desde el Mioceno medio (Aragoniense medio, Mazo *et al.*, 1998) hasta el Mioceno superior (Vallesiense, sin más precisión, dado que no hay por el momento una explicación a la diferente información proporcionada por los microvertebrados y macrovertebrados, Alberdi *et al.*, 1987). Su espesor máximo visible supera los 250 m. Las tres unidades pasan lateralmente hacia el borde de cuenca meridional a una unidad de conglomerados, arenas y lutitas que constituye la Unidad Marginal (Fig. 1; Armenteros, 1986a). Los materiales de ésta derivan del zócalo paleozoico y mesozoico de la Sierra de Honrubia Pradales, la cual formó un relieve poco activo durante el Mioceno medio y superior. La Unidad Inferior hacia el eje del Duero pasa a ser siliciclástica, hecho que se explica por la configuración paleogeográfica existente durante el Aragoniense medio y superior: i) orla de abanicos aluviales (Unidad Marginal) restringida al margen meridional de Honrubia; ii) franja intermedia de sistemas fluviales longitudinales alternando en el tiempo con sistemas lacustres carbonatados someros con numerosos episodios de exposición, que dan lugar a la sucesión siliciclástico-calcárea en la que se ha realizado el muestreo; y iii), más al norte y en torno al actual valle del Duero, sistema fluvial longitudinal que drenaba este sector de la cuenca hacia el oeste y dió lugar a sucesión fluvial que flanquea el Duero en el Sector Aranda de Duero-Peña-fiel (Fig. 1; Armenteros, 1986b). La Unidad Media está constituida principalmente por calizas que representan, al igual que la sedimentación calcárea de la Unidad Inferior, el depósito en lagos carbonáticos someros de márgenes fluctuantes y de escasa pendiente (Platt y Wright, 1991). La Unidad Superior, separada de la anterior por una discontinuidad, está representada por facies tanto más carbo-

náticas cuanto más hacia el norte y oeste, esto es hacia el centro de cuenca.

Las niveles calizos, por su parte, son bastante homogéneos a lo largo de la sucesión y se dividen en capas de espesor métrico con límites irregulares. El estudio de sus facies indica un predominio de los rasgos palustres y no permite reconocer tendencias secuenciales claras. El paso de los tramos siliciclásticos a los calizos se realiza a través de facies calizas -caliche- que presentan un mosaico micrítico -ocasionalmente esparítico- con granos de cuarzo que se pierden hacia el nivel calizo suprayacente, formado principalmente por facies palustres. El mismo tránsito, pero a la inversa, se observa a techo de cada nivel de calizas palustres. Al microscopio, las facies palustres se hallan representadas por varios tipos de microestructuras que presentan una estrecha asociación entre sí reconociéndose, de acuerdo a su grado creciente de diferenciación en agregados, las siguientes: masiva, bréichico-nodular, grumosa, grumoso-peletoidal y peletoidal-oidal. Son de naturaleza micrítica, con un contenido en granos de cuarzo tamaño limo menor del 2%; su contenido fósil se halla disperso, predominando los restos de gasterópodos y ostrácodos, y, en menor proporción, restos de caráceas y fragmentos de estructuras algales oncooidales. Además, son localmente abundantes unas estructuras monocristalinas ( $\varnothing: 50 \mu\text{m}$ ) cuyas secciones en espiral o en forma bicameral son de asignación dudosa. Se pueden apreciar recristalizaciones a microesparita fina y a pseudoesparita. Entre los sistemas de poros se reconocen dos familias: poros planares, tanto rectos como curvos, y poros en canal. En todas las microestructuras es característico la presencia de nódulos ( $\varnothing: 40-600 \mu\text{m}$ ) de constitución interna variable (Armenteros, 1986a). Algunos niveles calcáreos palustres y de los caliches asociados presentan pseudomorfos de yeso intersticial lenticular ( $\varnothing: 40-100 \mu\text{m}$ ), bien dispersos, bien agrupados en nódulos submilimétricos.

El conjunto de características micro-morfológicas descritas indican medios palustres carbonatados en un contexto de llanura aluvial-lago carbonatado somero de escasa pendiente y márgenes fluctuantes para el conjunto de los niveles calizos de la sucesión (Armenteros, 1986a).

**Isótopos estables**

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  y  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  son respectivamente:  $-6,4/-7,9$  y  $-5,1/-7,1$  para los tres conjuntos de valores de la U. Inferior;  $-6,6/-7,9$  y  $-6,1/-6,7$  para la U. Media;  $-5,7/-8,1$  y  $-5,2/-6,7$  para la U. Superior (Fig. 2 y Tabla 1). En el gráfico binario  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$

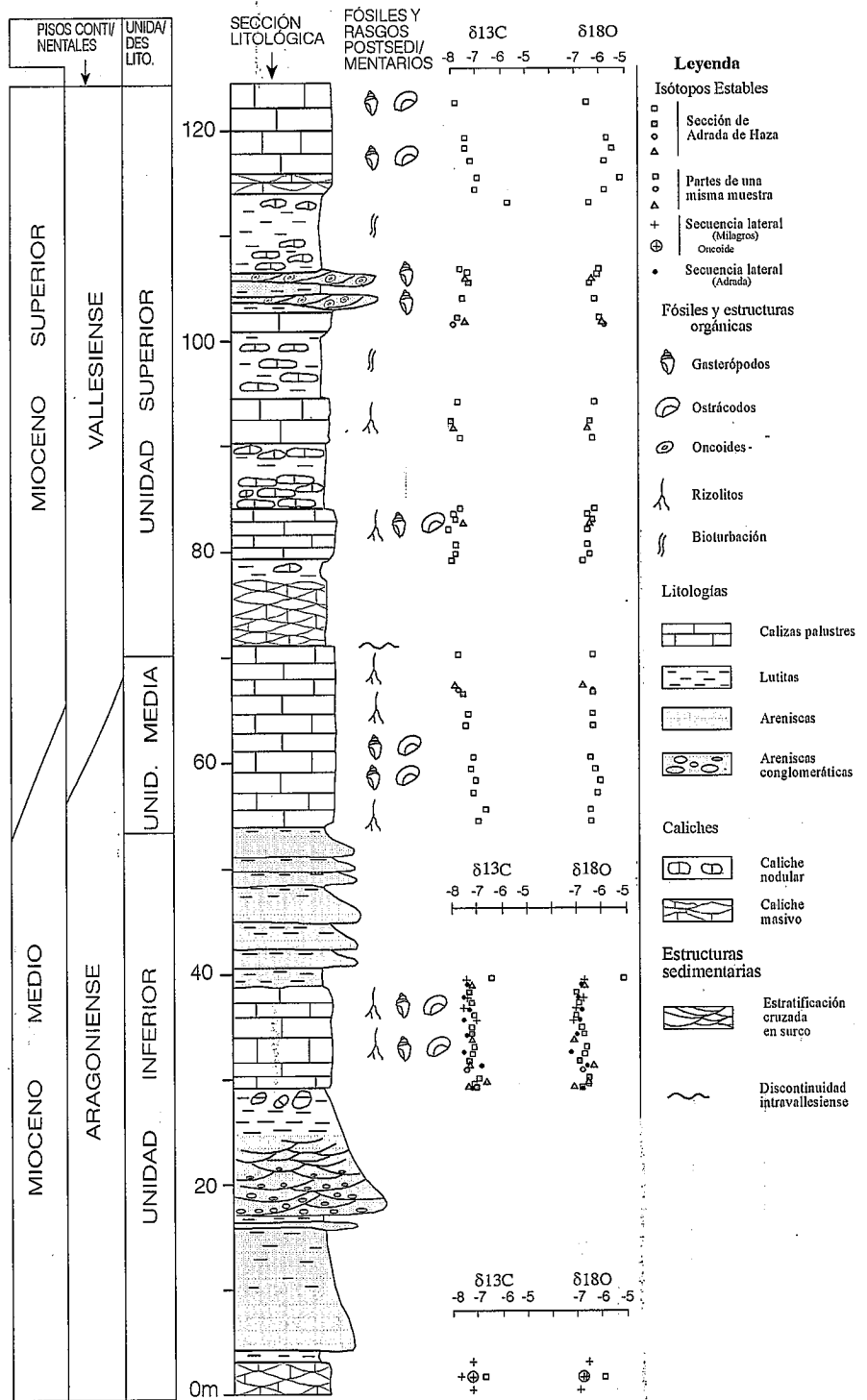


Fig. 2.- Sección estratigráfica general del Mioceno de la región suroriental de la Cuenca del Duero y registro isotópico de los niveles carbonatados palustres (véase localización esquemática en Fig. 1).

Fig. 2.- General Miocene stratigraphic section in the southeastern region of the Duero Basin and the isotopic record for the palustrine carbonate sequences (see location scheme at Fig. 1).

(Fig. 3) es evidente la separación entre la U. Superior y la Inferior con la U. Media proyectando en posiciones intermedias. En el caso de la U. Superior existe una moderada correlación ( $r = 0,69, n = 27$ ) que no es evidente en las otras unidades. En algunos tramos carbonatados se aprecia una tendencia al aumento de  $\delta^{18}\text{O}$  a la vez que disminuye

$\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 2). Los dos valores anómalos no pertenecen a facies palustres y están representados por lutitas pardorrojizas de llanura de inundación cementadas por calcita (15-23:  $-6,4 \delta^{13}\text{C}$  y  $-5,1 \delta^{18}\text{O}$ ) y facies de caliche freático formado por un mosaico esparítico con granos dispersos de cuarzo (26-24:  $-5,7 \delta^{13}\text{C}$  y  $-6,4 \delta^{18}\text{O}$ ) (Tabla 1 y Fig. 2).

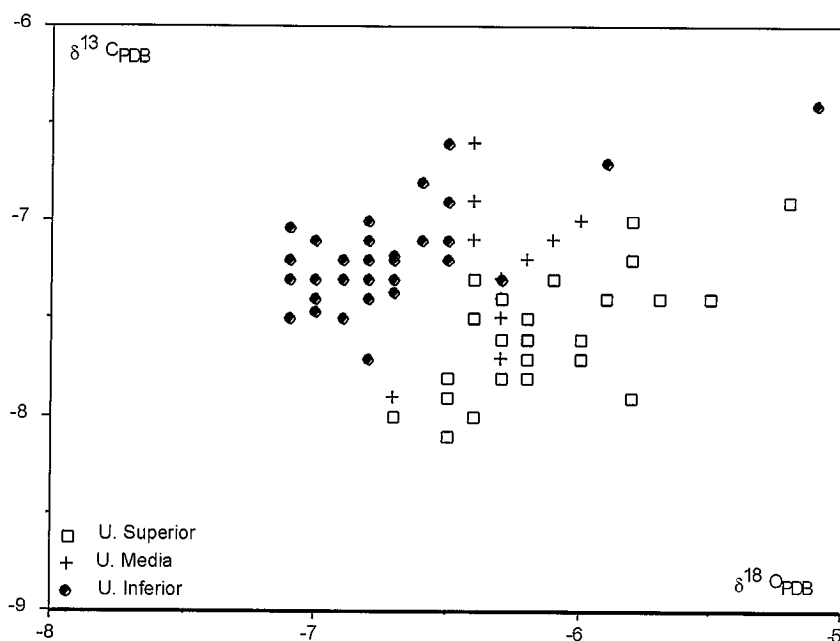


Fig. 3.- Diagrama  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  versus  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  correspondiente a las calizas palustres de la sucesión miocena en la región suroriental de la Cuenca del Duero. Nótese la moderada correlación de los puntos de la U. Superior ( $r = 0,69$ ;  $n = 27$ ).

Fig. 3.- Cross-plot of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  versus  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  for palustrine limestone belonging to the Miocene stratigraphic section in the southeastern region of the Duero Basin. Notice the moderate correlation of the points for the Upper Unit ( $r = 0.69$ ;  $n = 27$ ).

## Discusión

El conjunto de los valores indica una clara impronta de los procesos de meteorización y edáficos. La ligera correlación observada en los valores de la U. Superior refleja, por un lado, la impronta de lagos hidrológicamente cerrados (Talbot, 1990) en los que existiría una evolución evaporítica de sus aguas con la concentración subsecuente de los isótopos pesados en las aguas residuales. Por otra parte, también sugiere una precipitación, a veces por un proceso de solución-precipitación, asociada a caliches (Cerling, 1984) o a carbonatos palustres (Platt, 1992). Esta última adscripción es más concordante con la presencia mayoritaria de facies palustres en los niveles carbonatados y, además, porque el rango de valores está en la línea de los carbonatos formados y/o modificados en relación con perfiles edáficos (Cerling, 1984, Cerling y Quade, 1993). Considerando que las especies vegetales dominantes eran de tipo  $\text{C}_3$  (Rivas Carballo, 1991), la variación de  $\delta^{13}\text{C}$  observada en algunos tramos de muro a techo (desde aproximadamente  $-6,5$  a  $-8$ , siendo los valores más altos próximos a los de las facies lacustres originales, de las que apenas quedan vestigios) indicaría por balance de masas una contribución de carbono orgánico, derivado de la destrucción de la materia orgánica de las plantas, nunca superior al 15 %. Tampoco puede descartarse, aunque sería menor, la impronta del

$\text{CO}_2$  atmosférico ( $-7 \text{‰}$ ) –que da composiciones en torno al 3 ‰ PDB para el carbonato en equilibrio– en los carbonatos lacustres originales, máxime cuando éstos se formaron en lagos someros. La tendencia en algunos tramos al empobrecimiento del  $\delta^{13}\text{C}$  está marcando la creciente intensidad de alteración a techo de los mismos (Allan y Matthews, 1982). Los dos valores anómalos citados presentan valores más altos de  $\delta^{13}\text{C}$ , lo cual parece estar justificado por su formación en relación con aguas freáticas, menos influidas por el carbono orgánico derivado de los procesos de edafización.

Por lo que respecta a los valores  $\delta^{18}\text{O}$ , estos se hallan especialmente influidos por las aguas del suelo que heredan su señal isotópica de las aguas meteóricas; dicha señal está estrechamente relacionada con la temperatura y el incremento de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , en concordancia con los de  $\delta^{13}\text{C}$  en algunos tramos, indica una mayor evaporación hacia el techo de éstos. Esta circunstancia coincide con la creciente alteración en este sentido y apunta a la presencia de estadios finales más áridos en la formación de los ciclos carbonatados palustres. Teniendo en cuenta el rango de valores  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , puede apuntarse que los niveles calizos caen en el campo de los carbonatos edáficos en regiones continentales (Cerling, 1984). La distribución de puntos en la Fig. 3, que muestra la separación entre la U. In-

ferior y la Superior, podría apuntar un cambio en las condiciones paleoclimáticas, más frías en el Aragoniense medio-superior y algo más cálidas en el Vallesiense inferior –deducido a partir del ligero enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$ – hecho que se correlaciona con la curva general de temperaturas para el Neógeno peninsular (Calvo *et al.*, 1993).

## Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto "PB98-0668-C0-02" financiado por la DGICYT. Los análisis de isótopos estables han sido realizados en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. El Servicio de Idiomas de la Universidad de Salamanca revisó los apartados en inglés.

## Referencias

- Alberdi, M.T., Azanza, B. y Cerdeño, E. (1997): *2nd Congress R.C.A.N.S.*, Salamanca. Field Trip Guide, 40-45.
- Allan, J.R. y Matthews, R.K. (1982): *Sedimentology*, 29: 797-817.
- Armenteros, I. (1986a): *Ediciones de la Diputación de Salamanca*, Serie Castilla y León, 1, 471 p.
- Armenteros, I., (1986b): *Studia Geologica Salamanticensis*, 23: 325-337.
- Armenteros, I. y Daley, B. (1988): *Sedimentary Geology*, 119: 275-295.
- Calvo, J.P. *et al.* (1993): *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 29-40.
- Cerling, T.J. (1984): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71: 229-240.
- Cerling, T.E. (1991): *Am. Jour. Science*, 4: 377-400.
- Cerling, T.E. y Quade, J. (1993): En: *Climate Change in Continental Isotopic Records*, Geophysical Monograph 78: 217-231.
- Cerling, T.E., Quade, J., Wang, Y y Bowman, J.R. (1989): *Nature*, 341: 138-139.
- Mazo, A.ªV., van der Made, J, Jordá, J.F., Herráez, E. y Armenteros, I., (1988): *Estudios Geol.*, 54: 231-248.
- Platt, N.H. (1992): *Sedimentary Geology*, 78: 81-99.
- Platt, N.H. y Wright, V.P. (1991): En: *Lacustrine Facies Analysis*, Special Publication, IAS, 13: 55-73).
- Quade, J, Cerling, T.E. y Bowman, J.R. (1989): *Geol. Soc. Amer. Bull.* 101: 464-475.
- Rivas Carballo, Mª R. (1991): *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 86 (1-4): 53-64.
- Talbot, M.R. (1990): *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 80: 261-279.
- Turi, B. (1986): En: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*: vol. 2: The Terrestrial Environment, B. Elsevier, Amsterdam: 207-238.