



EL LIMITE PLIO-PLEISTOCENO: UN DEBATE TODAVÍA ABIERTO

The Plio-Pleistocene Boundary: a still open debate

T. Bardají⁽¹⁾, J. L. Goy⁽²⁾ y C. Zazo⁽³⁾

(1) Dpto Geología, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares;
e-mail: teresa.bardaji@uah.es

(2) Dpto. Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca

(3) Dpto. Geología, Museo Nal. CC.Naturales, CSIC, José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid

Resumen: Con las primeras definiciones del Cuaternario, realizadas en la primera mitad del siglo XIX, se abrió un largo debate, todavía inconcluso. El problema principal surge al situar cronológicamente el límite Plio-Pleistoceno. Oficialmente se acepta la propuesta inicial de Aguirre y Pasini (1985) que lo sitúan ligeramente por debajo del techo de Olduvai, recalibrado en 1,8 Ma, y coincidente con el E.I. 64. Avances científicos y tecnológicos más recientes han hecho que este límite sea cuestionado, aumentando las opiniones tendentes a resituarlo, de forma que incluya variables correlacionables a escala mundial. A lo largo del presente trabajo se hace una revisión de los distintos argumentos dados por todos aquéllos que apoyan el límite oficial tal y como fue definido en Vrica, así como por los que consideran más conveniente situarlo en el tránsito Gauss/Matuyama (ca. 2,6 Ma, E.I. 104). A continuación se hace una revisión del límite en España.

Palabras clave: *Límite Plio-Pleistoceno; cronoestratigrafía; escala paleomagnética; escala isotópica; bioestratigrafía; España; discusión.*

Abstract: After the first definitions of Quaternary, this term has been widely discussed, starting a still open debate mainly focussed in the definition and setting of its lower boundary. The first steps were taken during the 18th International Geological Congress (London, 1948), where it was stated that the boundary should be based in a faunal change within a marine sequence in Italy, indicating the first climatic deterioration in the Mediterranean. After almost four decades of discussions, during the 27th International Geological Congress (Moscow, 1984), the Vrica section was accepted as Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the definition of the P/P Boundary as proposed by Aguirre and Pasini, (1985). The official P/P Boundary is thus located in the Vrica section (Italy) and currently situated slightly below the top of Olduvai, recently recalibrated at 1.8 My and coincident with I.S.64. The scientific and technologic advances have opened a new and wide view on this concern, increasing the quality and quantity of reference data. In this sense many voices have risen in favour of lowering this P/P Boundary to the Gauss/Matuyama boundary (ca. 2.6 My), coincident with the first appearance of *Neogloboquadrina atlantica* in the Mediterranean (considered as the true first northern guest) during I.S 104. During the IVX INQUA Congress (Berlin, 1995) a session was devoted to the P/P Boundary, and the results were included in a special issue of Quaternary International (vol. 40, 1997), a review of which is included here. More recently, the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy of the I.C.S., after a postal ballot, resolved that this boundary should be lowered to the vicinity of the Gauss/Matuyama paleomagnetic reversal. Nevertheless this debate is still open. This paper also includes a review of the state of the art of the Plio-Pleistocene boundary in Spain.

Keywords: *Plio-Pleistocene Boundary; Chronostratigraphy; Palaeomagnetic scale; Isotopic Scale; Biostratigraphy; discussion.*



Bardají, T., Goy, J. L. y Zazo, C. (2000). El límite Plio-Pleistoceno: un debate todavía abierto. *Rev. C.&G.*, 14 (1-2), 77-92. © SEG. AEQUA. GEOFORMA Ediciones.

1. Introducción

El término Cuaternario fue inicialmente introducido por Desnoyers (1829) para describir unos depósitos marinos más recientes que los considerados terciarios en la Cuenca del Sena. Posteriormente, Lyell en 1839, introdujo los términos Pleistoceno y Holoceno como subdivisiones del mismo.

Las primeras definiciones de Cuaternario se realizaron basándose en consideraciones climáticas y antropológicas. Inicialmente se consideró la aparición del género *Homo* como característica fundamental del comienzo del Cuaternario, si bien la diacronía existente en la aparición de este género en todo el globo no permite realizar correlaciones precisas entre los distintos continentes. Los cambios climáticos también han sido propuestos tradicionalmente para establecer el comienzo del Cuaternario, sugiriéndose el inicio del mismo como el momento de la instalación de los casquetes polares. Desde las primeras definiciones hasta el final de la primera mitad de este siglo, la cronostratigrafía del Plioceno y Cuaternario ha sido objeto de grandes controversias, tanto en lo referente a la terminología como en lo referente a la cronología. Por esta razón, durante el 18º Congreso Geológico Internacional que tuvo lugar en Londres en 1948, se hicieron una serie de recomendaciones para la definición del límite Plio-Pleistoceno, el cuál debiera estar basado en cambios faunísticos, dentro de una secuencia de carácter marino, que marcaran los primeros indicios de un deterioro climático en la secuencia neógena de Italia. Según esto, el «*Pleistoceno inferior debería incluir como unidad basal el miembro inferior de la formación marina Calabriense, así como su equivalente continental el Villafranchiense*». El que se eligiese la base del Calabriense como límite inferior del Cuaternario para el Mediterráneo se debe a que es en dicho piso donde se registra la primera aparición de fauna fría (*Arctica islandica*, *Hyalinea baltica*) procedente del Atlántico Norte, lo que parecía indicar el primer indicio de un deterioro climático en el Hemisferio Norte. A partir de estas recomendaciones comenzó un largo debate, todavía hoy inconcluso, acerca de la elección de la sección más idónea para establecer el estratotipo del límite Plio-Pleistoceno. Tuvieron que pasar 36 años para que durante el 27º Congreso Geológico Internacional

(Moscú, 1984) se propusiera que dicho estratotipo (GSSP: *Global Stratotype Section Point*) se definiese en la sección de Vrica, (Aguirre y Passini, 1985), propuesta posteriormente ratificada por la *International Commission on Stratigraphy*, (Basset, 1985).

En la actualidad el gran avance experimentado en la estratigrafía isotópica a partir del análisis de la variación en el contenido de isótopos estables de oxígeno en sondeos oceánicos profundos, hace que este límite haya sido muy cuestionado, ya que los primeros indicios de un deterioro climático en el Hemisferio Norte se registran bastante antes, hace aprox. 2,6-3,0 Ma. (Vergnaud Grazzini, 1984; Shackleton, 1989; Lourens y Hilgen, 1997; Suc *et al.*, 1997), razón por la que muchos autores han propuesto situar el límite dentro de este intervalo.

Por todo ello, en las últimas décadas, se ha visto la necesidad de establecer el límite Plioceno-Pleistoceno en base a criterios que puedan ser aplicados tanto a series marinas como continentales, y que posean validez independientemente de la latitud geográfica. Por esta razón, se ha decidido utilizar como criterios fundamentales en primer lugar su posición dentro de la escala paleomagnética, dado que el paleomagnetismo presente en cualquier tipo de rocas o sedimentos es de las pocas, si no la única, característica que se puede considerar sincrónica y global; y en segundo lugar su correlación con la escala isotópica realizada a partir del registro en sondeos oceánicos profundos.

2. El límite Plio-Pleistoceno dentro de la escala paleomagnética

La escala paleomagnética se basa en la capacidad que posee el campo magnético terrestre de cambiar su polaridad a lo largo del tiempo geológico, lo cual tiene lugar a escala global de una manera prácticamente instantánea desde el punto de vista geológico.

Para los últimos 5 Ma, las dataciones de las distintas inversiones paleomagnéticas se han realizado siguiendo diferentes métodos: medidas K/Ar sobre material volcánico subaéreo, de polaridad conocida, en Hawai e Islandia, (Mankinen y Dalrymple, 1979; McDougall, 1979); mediante interpolación lineal entre puntos de calibración magnetoestratigráfica

datos radiométricamente (Berggren *et al.*, 1980); más recientemente mediante la calibración astronómica de las inversiones paleomagnéticas (Shackleton *et al.*, 1990; Hilgen, 1991 a; 1991 b); y mediante dataciones Ar/Ar de alta resolución (fusión láser Ar/Ar sobre cristales individuales de sanidina en estratos continentales de Montana, Cande y Kent, 1995) utilizando como puntos de calibración las edades de los límites entre distintas épocas paleomagnéticas de la escala calibrada astronómicamente. En la actualidad se aceptan las edades de 0,78 Ma para el límite Brunhes/Matuyama, 2,58 (2,6) Ma para Matuyama/Gauss y 3,58 Ma para Gauss/Gilbert, según la escala revisada y calibrada astronómicamente por Cande & Kent, (1995).

Otro problema surge al intentar establecer las transiciones correspondientes a los distintos eventos incluidos en cada Epoca paleomagnética, ya

que el método K/Ar no es suficientemente preciso para determinar la edad y duración de estas anomalías de menor escala temporal, aumentando la imprecisión y la discrepancia a medida que aumenta la antigüedad, (figura 1). Las edades de las diferentes inversiones paleomagnéticas han sido recientemente calibradas mediante la comparación del registro climático con la variación de los parámetros orbitales de la Tierra (Shackleton *et al.*, 1990; Hilgen, 1991 a; 1991 b) obteniéndose una escala temporal de alta resolución y dando edades absolutas aparentemente muy precisas.

Esta cuestión es de gran importancia a la hora de dar una edad precisa al límite inferior del Pleistoceno, ya que su definición en la sección de Vrica se ha establecido, entre otros criterios, basándose en su posición con respecto al evento Olduvai. Según la definición original de Aguirre y Passini

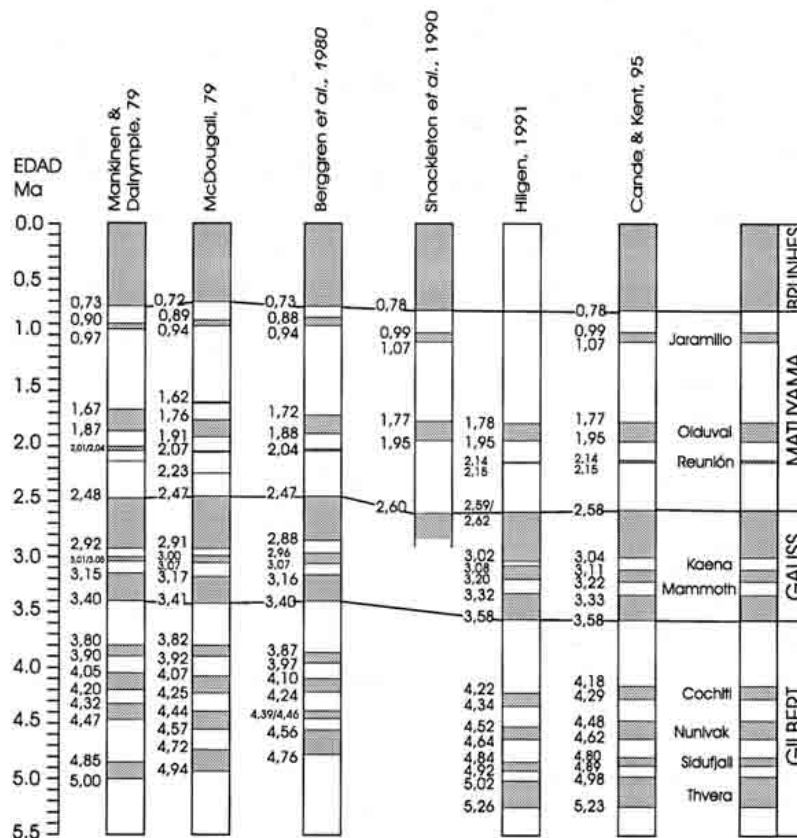


Figura 1. Escala paleomagnética para el Plioceno y Cuaternario según los distintos autores.

(1985), el límite se situaba ligeramente por encima del techo de Olduvai, aceptando la escala paleomagnética de Mankinen y Dalrymple (1979) que asignaban una edad de 1,67 Ma para dicha inversión paleomagnética, situándose la base del Pleistoceno en 1,64 Ma. Más recientemente se ha revisado la magnetoestratigrafía de la sección de Vrica, de forma que el límite se sitúa ligeramente por debajo del techo de Olduvai (Hilgen, 1991 b; Zijdeveld *et al.*, 1991; Lourens *et al.*, 1996 a), aceptándose la escala paleomagnética de Cande y Kent (1995). El límite «oficial» propuesto por el «Working Group on the Pliocene-Pleistocene Boundary» de la I.U.G.S. *Commission on Stratigraphy*, recalibrado recientemente y aceptado hasta el momento por la *Stratigraphic Commission* de INQUA, se establece por lo tanto en 1,8 Ma.

3. El Límite Plio-Pleistoceno según la cronoestratigrafía isotópica

El análisis de los isótopos estables del oxígeno (^{18}O y ^{16}O) presentes en los caparazones de foraminíferos de sedimentos marinos profundos se ha venido utilizando en las últimas décadas como indicador paleoclimático, de forma que la variación en la composición isotópica que presentan dichos caparazones refleja la composición del agua en la que se desarrollaron, lo que ha permitido establecer una secuencia de estadios isotópicos reconocibles a escala mundial (Emiliani, 1955; Shackleton y Opdike, 1973; 1976; Berggren *et al.*, 1980; Vergnaud Grazzini, 1985; Williams *et al.*, 1988; Shackleton, 1989; 1995; Raffi *et al.*, 1993, etc.).

Por otro lado, la composición isotópica en foraminíferos planctónicos puede estar afectada tanto por cambios en la salinidad de las aguas superficiales como por las variaciones estacionales que se puedan dar en el crecimiento de los individuos o en la profundidad a la que viven, por lo que parece preferible la utilización de foraminíferos bentónicos para la determinación de los cambios en la composición isotópica general del agua del mar, aunque evidentemente su análisis debe ser comparado con el de planctónicos para evaluar la relación existente con las aguas y corrientes oceánicas superficiales.

La historia del $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos tanto planctónicos como bentónicos se ha convertido en la

actualidad en una herramienta imprescindible para realizar correlaciones estratigráficas a escala mundial, de forma que el nivel de precisión que se va alcanzando permite establecer un patrón de variabilidad climática y su relación con los parámetros orbitales (Tiedemann *et al.* 1994; Lourens y Hilgen, 1997; Shackleton, 1997; Shackleton *et al.*, 1990).

La cronoestratigrafía a partir de los isótopos de oxígeno parece ser prácticamente equivalente en todos los océanos así como en el Mediterráneo, por lo que hasta más o menos la primera mitad de la década de los 80, se consideró al sondeo V28-239 (Shackleton y Opdike, 1973) realizado en el Pacífico ecuatorial, como standard para el Cuaternario, ya que era el que presentaba un registro más completo. Los grandes avances experimentados en este campo, han permitido obtener cada vez sondeos más profundos y de mayor resolución, de forma que en la actualidad existen cuatro registros de alta resolución que abarcan la mayor parte de los últimos 5,3 Ma: el $\delta^{18}\text{O}$ bentónico del ODP-659 (Atlántico ecuatorial, Tiedemann *et al.*, 1994), del ODP-846 y del ODP-677 (Pacífico ecuatorial, Shackleton *et al.*, 1990; 1995; Shackleton, 1997), así como el $\delta^{18}\text{O}$ planctónico y las variaciones de la temperatura del agua superficial del mar (SST), registrados en la sección de Vrica (Lourens *et al.*, 1996 a; 1996 b), esta última basada en la relación existente entre especies cálidas y especies cálidas y frías. La comparación entre estos cuatro registros permite evaluar las características globales tanto del límite «oficialmente» establecido, como de otros posibles límites propuestos así como su interpretación desde el punto de vista de los parámetros orbitales, (Lourens y Hilgen, 1997). En este sentido hay que mencionar que existen diferentes opiniones, por un lado Shackleton (1997) considera que el límite definido en Vrica coincide con la instalación de un período muy regular con ciclicidades de 41,000 años (oblicuidad) precedido de un intervalo de ciclos muy variados difíciles de caracterizar; aunque también reconoce que este tránsito no representa un evento climático significativo, sino que tiene a su favor el encontrarse situado dentro de un intervalo muy bien estudiado y analizado. Por otro lado, numerosos autores (Partridge, 1997; Lourens & Hilgen, 1997; Suc *et al.* 1997) consideran que es entre 3 y 2,6 Ma cuando se produce a nivel global un enfriamiento gene-

realizado que coincide con el paso de un periodo en el que domina una ciclicidad de 23.000 años (precesión) a otro con ciclicidades dominantes de 41.000 años (oblicuidad).

A la hora de determinar el estadio isotópico en el que se sitúa el límite Plio-Pleistoceno hay que decir que también ha sufrido algunos cambios condicionados obviamente por la cada vez mayor resolución que se va teniendo de los registros isotópicos, así como de las sucesivas escalas magnetoestratigráficas con las que se correlaciona, y sus edades absolutas. En este sentido se han propuesto la base del estadio 61 (Shackleton, 1989), o del 63 (Shackleton *et al.*, 1990), el estadio 57 (Carobene y Dai Pra, 1990, según la curva compuesta de Williams *et al.*, 1988), o también en el estadio 65 (Sprovieri, 1993). En la actualidad parece haber un consenso en situar el límite Plio-Pleistoceno, tal y como está definido en la sección de Vrica, en el estadio isotópico 64.

4. El límite Plio-Pleistoceno según la bioestratigrafía marina

Una de las principales recomendaciones que se hicieron en el 18º Congreso Geológico Internacional de Londres (1948) fue precisamente que el límite debería basarse en un cambio en la fauna marina indicador del primer indicio de deterioro climático en el Mediterráneo, es decir este límite debe coincidir con la primera aparición de los denominados «huéspedes nórdicos» (*northern guests*) procedentes del Atlántico. Por esta razón se consideró la aparición de las especies criófilas *Hyalinea balthica* y *Arctica islandica* como el primer indicio de un deterioro climático en el Mediterráneo.

Con respecto a las extinciones y primeras apariciones de los distintos microorganismos (foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo) el límite P/P, según está definido en la actualidad, está asociado con una serie de eventos bioestratigráficos (figura 2) que deben ser correlacionables fuera del ámbito mediterráneo: FAD (*first appearance data*, primera aparición) de *Gephyrocapsa oceanica*, durante el estadio isotópico 60 (1,66-1,71 Ma); LAD (*last appearance data*) de *Calcidiscus macintyreii*, entre los estadios 59 y 58 (en Vrica) o entre el 58 y 55 (en el resto de los océanos), entre 1,60 y 1,67

Ma.; LAD de *Discoaster brouweri* en el estadio isotópico 72, prácticamente coincidente con la base de Olduvai hace alrededor de 1,95 Ma.; primera aparición regular de *Neogloboquadrina pachyderma* en el estadio 64 (1,8Ma) y muy cerca del techo de Olduvai; Primera aparición de *Globigerina cariocensis* en el estadio isotópico 62, hace alrededor de 1,74 Ma, (Pasini y Vai, 1995; Vai, 1997).

No obstante, se ha comprobado que no todas pueden considerarse sincrónicas entre el Atlántico Norte y el Mediterráneo (Sprovieri, 1993). De esta forma la primera aparición con regularidad de *Neogloboquadrina pachyderma*, así como la base del intervalo de aparición de las grandes *Gephyrocapsa* y la base de la zona de pequeñas *Gephyrocapsa* son perfectamente correlacionables entre el Mediterráneo y el Atlántico. Por el contrario, la aparición de *Gephyrocapsa oceanica* es anterior en el Mediterráneo que en el Atlántico y la desaparición de *Calcidiscus macintyreii* se produce más tarde en el Mediterráneo que en otros océanos.

En general parece admitirse que en el Mediterráneo este límite cronoestratigráfico está representado por la primera aparición regular (FCO: «first common occurrence») de la especie fría sinistral *Neogloboquadrina pachyderma* (foraminífero planctónico), y por la primera aparición (FO⇒«first occurrence») de *Gephyrocapsa oceanica* (nanofósil calcáreo). No obstante, el registro de *N. pachyderma* es muy discontinuo en las secuencias mediterráneas (Sprovieri, 1993) de manera que su primera aparición regular a veces puede ser difícil de detectar, por lo que la aparición de *G. oceanica* es más fiable a la hora de identificar el Pleistoceno inferior.

Hay que mencionar también que diversos autores (Partridge, 1997; Suc *et al.*, 1997; Lourens y Hilgen; 1997; Lourens *et al.*, 1996 b) opinan que el primer huésped frío en el Mediterráneo es en realidad el foraminífero planctónico *Neogloboquadrina atlantica*, ya que su primera aparición en el Mediterráneo tiene lugar durante el estadio isotópico 104 coincidiendo con el límite Gauss/Matuyama (aprox. 2,6 Ma), siendo esta una de las razones por las que proponen bajar el límite P/P a dicho punto.

Con respecto a la biozonación establecida para el Plioceno y Pleistoceno en el Mediterráneo basándose en foraminíferos planctónicos, el Plioceno superior estaría caracterizado por la bio-

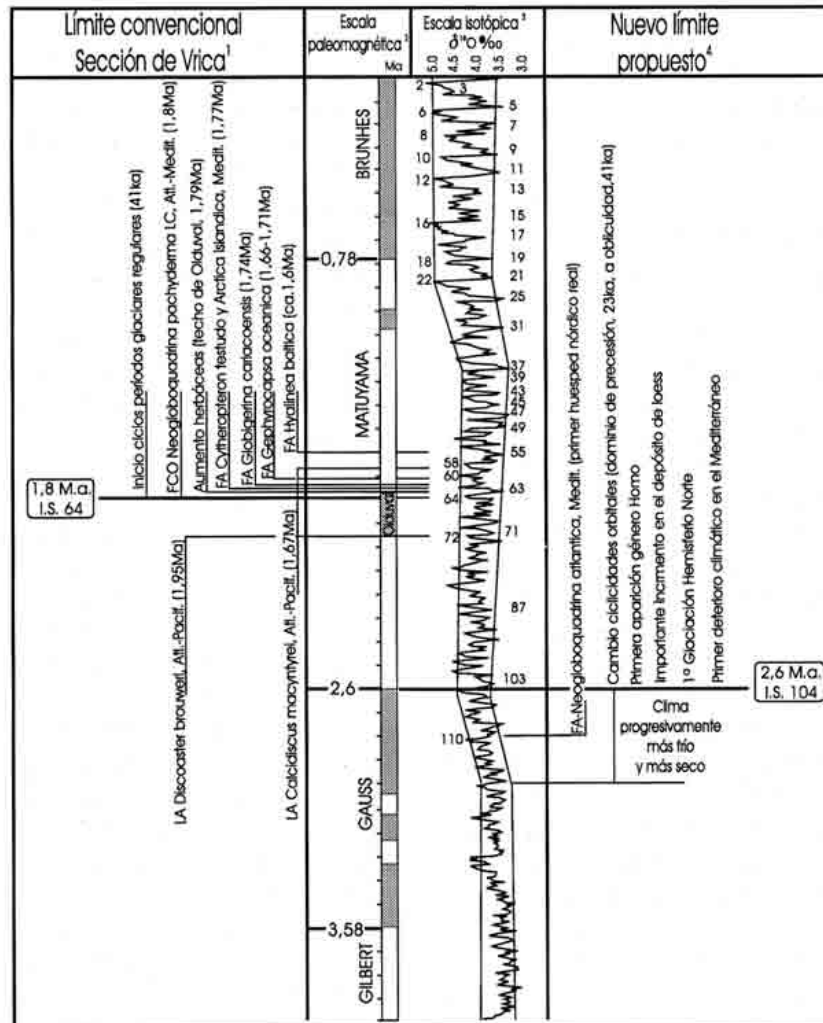


Figura 2. Posición cronoestratigráfica del límite Plio-Pleistoceno. Argumentos a favor del límite convencional de Vrica y a favor del nuevo límite propuesto. 1: Datos tomados de Aguirre y Pasini, 1984, Pasini & Vai, 1995; Vai, 1997; Shackleton, 1997); 2: Cande & Kent, 1995; 3: Shackleton, 1995 (SPECMAP:0-0,62 Ma; ODP677: 0,62-2,0 Ma; ODP846: 2,0-4,0 Ma); 4: Datos tomados de Partridge (1995), Suc et al., (1997), Lourens & Hilgen (1997), Ding et al., (1997), Tyráček, (1997); FCO: primera aparición con regularidad; FA: primera aparición; LA: última aparición

zona de *Globorotalia inflata*, definiéndose el Pleistoceno por la aparición de *G. truncatulinoides* además de *N. pachyderma* (Blow, 1969). Recientemente (Iaccarino, 1985) esta biozonación ha sido revisada, considerándose que la *G. inflata* podría también pasar al Pleistoceno inferior, el cuál estaría caracterizado a su vez por la biozona de *Globigerina cariocoensis* seguida por la de *Globorotalia truncatulinoides excelsa*.

5. Sección de Vrica: el Límite convencional

El fuerte levantamiento a que ha estado sometido el Sur de Italia desde el Pleistoceno medio-superior ha permitido el afloramiento en superficie de potentes series sedimentarias de edad Plioceno-Pleistoceno, razón por la cual se eligió esta región para la determinación de la sección tipo y del estratotipo que caracteriza el límite entre Pleistoceno y Plioceno.

Durante el Congreso Geológico Internacional de Londres (1948), viéndose las necesidades de establecer un límite oficial, se hicieron una serie de recomendaciones con el fin de elegir una sección y estratotipo. Inicialmente se propuso la sección de Sta. María de Catanzaro como sección tipo, definiéndose la base del Pleistoceno en la zona en que empezaba a aparecer la primera fauna fría atlántica (el molusco *Arctica islandica*) en el Mediterráneo. Durante el VII Congreso de INQUA (Denver, 1965), se discute acerca de la idoneidad de esta sección y se decide sustituirla por la sección de La Castella como localidad tipo dada la aparición de la especie nórdica *Hyalinea balthica*. Posteriormente, durante el Symposium sobre el Límite Neógeno-Cuaternario realizado en Italia en 1975, se visitaron estas dos secciones así como la sección de Vrica que acababa de ser descubierta, llegándose a la conclusión de que ninguna de las dos secciones anteriormente propuestas como localidades tipo para el establecimiento del límite convencional entre el Neógeno y el Cuaternario reunían las características necesarias para definir el estratotipo (sedimentación tranquila, continua, profunda y de mar abierto), admitiéndose la posibilidad de que la sección de Vrica pudiese reunir las condiciones necesarias. No obstante no es hasta 1980, durante el 26º Congreso Geológico Internacional de París, cuando se decide que la sección de Vrica es la que reúne mejor todos los requerimientos necesarios para definir el estratotipo del límite. Finalmente, en la reunión de la *International Commission on Stratigraphy* (I.C.S.) celebrada durante el 27º Congreso Geológico Internacional de Moscú (1984), se aprueba definitivamente la sección de Vrica como estratotipo para el límite Plioceno-Pleistoceno, (Aguirre y Pasini, 1985).

Aguirre y Pasini (1985), presentaron una propuesta para la base del Pleistoceno, dentro de esta sección, basada en los resultados obtenidos por la Subcomisión del límite Plio-Pleistoceno de INQUA y el Proyecto 41 del IGCP, que fue ratificada por la *International Commission of Stratigraphy*, (Basset, 1985).

Esta sección está compuesta por más de 300 m de sedimentos marinos profundos, fundamentalmente margas grises con intercalaciones de sapropelas y un nivel de cenizas volcánicas. Presenta una sedimentación continua, sin interrupciones ni

complicaciones de tipo estructural, siendo muy rica en microfauna de distintos grupos.

Así pues, el estratotipo para la base del Pleistoceno quedó definido oficialmente dentro de la sección de Vrica (Aguirre y Pasini, 1985; Basset, 1985), aproximadamente a 4 km al Sur de Crotona, en la península de Marchesato en Calabria. El límite se sitúa en la base de una capa de calizas margosas que se encuentran superpuestas en concordancia a la capa *e* de sapropel. Por encima de la última aparición de *Discoaster brouweri* (nanoplancton calcáreo) y por debajo del nivel de extinción de *Globigerinoides obliquus extremus* (foraminífero planctónico) y *Ciclococcolithus macintyreii* (nanoplancton) y primera aparición de *Gephyrocapsa oceanica* (nanoplancton) y *Globigerinoides tenebrosus* (foraminífero planctónico). Así mismo, aparece por primera vez por encima del límite propuesto, el ostrácodo *Cytheropteron testudo*, considerado como el primer huésped nórdico contemporáneo al molusco *Arctica islandica* que aparece en depósitos más someros. Paleomagnéticamente se encontraba ligeramente por encima del techo del evento paleomagnético normal Olduvai; aceptándose inicialmente la edad de 1,67 Ma dada por Mankinen y Dalrymple, (1979) para esta inversión paleomagnética y teniendo en cuenta la tasa de sedimentación estimada para la sección de Vrica, se consideró por lo tanto la edad de 1,64 Ma para la base del Pleistoceno, (Aguirre & Pasini, 1985).

Revisiones más recientes de la magnetoestratigrafía de diferentes secciones del Mediterráneo, entre las que se incluye la sección de Vrica (Zijderveld *et al.*, 1991; Pasini, 1995), así como la calibración astronómica realizada sobre los sapropelas de esta y otras secciones del Mediterráneo (Hilgen, 1991 a), modifican ligeramente esta cronología. En primer lugar la capa *e* de sapropel se sitúa a 8,5m por debajo del techo de Olduvai, coincidiendo con un corto intervalo (aprox. 30 ka) de polaridad inversa que se registra en la parte alta de Olduvai, cuya edad es de 1,8Ma. y que precede a otro intervalo de polaridad normal (duración aproximada 15 ka) que culmina dicho evento. En la figura 2 se incluye esta modificación así como los eventos bioestratigráficos determinados en la sección de Vrica, que pueden ser considerados correlacionables a escala global (Pasini y Vai, 1995; Vai, 1997).

6. Discusión del límite convencional

Durante los últimos años, el mayor conocimiento acerca de los ciclos climáticos, fundamentalmente basado en un mayor y más detallado registro isotópico en los sondeos oceánicos, ha hecho que se discuta ampliamente acerca de la conveniencia de establecer una nueva cronología para el límite Plio-Pleistoceno, de manera que pueda ser asimilado a alguna circunstancia o evento que presente una mayor correlacionabilidad a escala global. En este sentido se han creado dos grandes corrientes de opinión: por un lado todos aquéllos que se oponen a un cambio en el límite oficial de Aguirre y Pasini (1985), y por otro lado, los que proponen situar dicho límite en el tránsito paleomagnético Gauss-Matuyama, (ca.2,6Ma). Durante el XIV Congreso Internacional de INQUA que tuvo lugar en Berlín, 1995, se dedicó un Symposium a la revisión y discusión de este límite, con el propósito de una vez reunidas las distintas opiniones, discutirlo de nuevo, y proponer en su caso una revisión oficial a la Comisión Internacional de Estratigrafía.

Partridge (1995, 1997) ha resumido los distintos argumentos planteados a favor de cada una de esas dos tendencias. Los autores partidarios de respetar la edad admitida oficialmente argumentan en primer lugar que el uso histórico y tradicional de este límite haría muy difícil el que una nueva posición dentro de la escala cronoestratigráfica fuese fácilmente asimilada. Por otro lado está el hecho de que los límites cronoestratigráficos son límites convencionales por naturaleza, justificándose simplemente por el papel que ejercen al facilitar las correlaciones estratigráficas a escala global. Igualmente argumentan que a lo largo del Neógeno superior y Cuaternario, no es posible determinar ningún límite natural incuestionable, sino que dichos periodos se caracterizan por presentar ciclos climáticos de intensidad creciente. Pasini (1995) alude así mismo a la importancia de que el límite establecido en el estratotipo de Vrica sea penecontemporáneo con la primera aparición de fauna fría en Italia y, por extensión, en el Mediterráneo, ya que este hecho ha sido considerado durante décadas como marcador del inicio del Pleistoceno. En este sentido, propone mantener dicho límite en su posición histórica y tradicional, ya que es fácil-

mente correlacionable por fauna o por magnetismo. Así mismo, Shackleton (1995, 1997), a partir del análisis del registro de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos y planctónicos de sondeos oceánicos, establece que el límite tal y como se definió en Vrica, coincide con el comienzo de un período de ciclos glaciares muy regulares de 41.000 años, después de un intervalo de ciclos variables difíciles de caracterizar. Así mismo, observa que la base del propuesto estadio *Gelasian* (Rio et al., 1994; 1995) a alrededor de 2,6Ma, coincide con la culminación de una serie de ciclos dentro de los cuales la intensidad de las glaciaciones aumenta gradualmente entre los 3 y los 2,5Ma (figura 2), mientras que los estadios glaciares coincidentes con dicho momento (estadios isotópicos 104, 102 y 100) aunque representan eventos muy claramente definidos, son sucedidos por una serie de fluctuaciones de mucha menor definición. Por todo ello concluye que el límite Plio-Pleistoceno tal y como está definido actualmente en Vrica puede ser fácilmente correlacionable con secuencias oceánicas, presentando una serie de datos bioestratigráficos coetáneos o cercanos, que ocurren sincrónicamente (o con una diferencia de pocos miles de años) en una gran amplitud de áreas geográficas. Por su parte Pasini y Vai, (1995) y Vai (1997), establecen las «siete claves de oro» (ver figura 2) de correlación de la sección de Vrica con el resto del mundo, mostrándose a favor de mantener el límite tal y como está definido en la actualidad, y proponiendo que sea el Plioceno el que se modifique incluyéndose el período de deterioro climático que se da a los 2,6 Ma dentro del Plioceno superior.

En contra de esta tendencia tradicionalista, se sitúan todos aquéllos que encuentran más lógico hacerlo corresponder con la primera instalación de los casquetes polares en el Hemisferio Norte, a los ~2,6 Ma, ya que este hecho sí tuvo un gran impacto en el clima a escala global. Además, se dan otra serie de cambios o tendencias significativos a partir de ese momento (figura 2), que persisten en muchos casos a lo largo del Pleistoceno. Partridge (1995), Suc *et al.*, (1997), Lourens y Hilgen (1997), Ding *et al.*, (1997), incluyen dentro de los mismos a cambios en el registro isotópico en sondeos oceánicos profundos; desarrollo de unas condiciones climáticas más frías y secas en muchas zonas del globo, con aparición de fauna fría en

muchos puntos oceánicos; cambio en ciclicidades de carácter orbital, pasando de un dominio en la precesión (ciclos de 19.000-23.000 años) a un dominio de la oblicuidad (ciclos de 41.000 años); renovación de faunas continentales por adaptación a distintos tipos de vegetación (praderas, desiertos); primera aparición del género *Homo*; inicio de la tendencia de ciclicidad de periodos glaciares/interglaciares que se continúa hasta la actualidad; y por último, comienzo del depósito de loess.

Por otro lado Suc *et al.*, (1997), a la luz de los nuevos conocimientos adquiridos, consideran que el límite actual se puede considerar débil, y dado que también parece existir una tendencia a suprimir el Cuaternario como Sistema dentro de la Escala Estratigráfica Internacional, su perpetuación dentro de la misma requiere un límite fuerte. Por esta razón establecen cuatro argumentos principales en contra del límite actual:

1. *Bioestratigrafía marina*: La mayoría de las primeras apariciones y extinciones de los distintos organismos (nanoplancton y foraminíferos planctónicos) propuestas por Aguirre & Pasini (1985), no pueden ser consideradas como una buena herramienta de correlación, ya que en su mayoría se dan lo suficientemente lejos del límite dada la precisión cronológica que se requiere en la actualidad, (p.ej. LADs de *Discoaster brouweri*, *Calcidiscus macintyreii*, *Globigerinoides obliquus extremus* y FADs de *Gephyrocapsa caribbeanica*, *G. oceanica*). El más cercano de estos eventos lo constituye la primera aparición de estos dos últimos, que se da a aprox. 26m por encima del límite actual, lo que significa ca.50 ka más tarde. Además muchos de los foraminíferos propuestos por dichos autores, son lo suficientemente infrecuentes como para ser considerados como marcadores a nivel global (p.ej. *Globigerina atlantis*, *Gl. digitata digitata*, *Gl. calida calida*, *Gl. calabria*, *Gl. carioeoensis*, *Globorotalia hessi*)
2. *Magnetoestratigrafía*: Se considera mucho más fácil identificar la inversión Gauss/Matuyama que el techo de Olduvai. La primera está precedida de un largo período de polaridad normal (0,46 Ma), y seguida de otro largo período de polaridad inversa (0,43 Ma); mientras que el subcrón

Olduvai sólo dura 0,18 Ma precediendo a un largo período de polaridad inversa (0,56 Ma). Esta diferencia, según dichos autores, implica una gran dificultad e imprecisión a la hora de identificar el techo de Olduvai.

3. *Climatoestratigrafía*: Los análisis polínicos llevados a cabo en Vrica muestran que el límite actual se encuentra dentro de un período largo y relativamente homogéneo, cálido aunque incluyendo algunos períodos más fríos, que abarca la práctica totalidad de Olduvai. Este periodo está seguido por unos cambios repetitivos dentro de las asociaciones de polen que corresponden con cortas alternancias glacial-interglacial. Por el contrario, se han identificado diferentes períodos con vegetación de estepa en la base de la sección de Semaforo (por debajo de la sección de Vrica), lo que es claramente identificable con los primeros estadios glaciares en el Hemisferio norte. Esto significa que el límite actual no posee una caracterización climática inequívoca.
4. *Biocronología de mamíferos*: Inmediatamente después de Olduvai se registra en Europa una masiva expansión de *Canis etruscus*, pero este suceso debe ser considerado secundario al compararlo con las primeras apariciones de distintos mamíferos (*Archidiskodon*, *Equus*, *Leptobos*) en Europa y en Asia (caballos y bóvidos) que se producen cerca de la inversión Gauss/Matuyama.

El nuevo límite propuesto (Inversión paleomagnética Gauss-Matuyama, ~2,6Ma, estadio isotópico 104) coincidiendo con la instalación de casquetes polares en el Hemisferio Norte, parece ser detectable tanto en registros marinos como continentales a lo largo de todo el globo (Cook, 1995; Diniz y Mörner, 1995; Partridge, 1995; Suc, 1995; Suc *et al.*, 1997; Lourens y Hilgen 1997; Ding *et al.*, 1997; Tyráček, 1997; Naish *et al.*, 1997) lo cual elimina la necesidad de tener que basarse en cambios faunísticos, no siempre detectables. No obstante este límite también coincide con la primera aparición en el Mediterráneo del que, según los autores partidarios de este «nuevo» límite, debe ser considerado como verdadero primer «huésped nórdico», la *Neogloboquadrina atlantica*. Así mismo, todos estos cambios tienen un enorme potencial de corre-

lacionabilidad, en comparación con el límite actual que no presenta ningún cambio de magnitud semejante, además se sigue ajustando a las recomendaciones hechas en el Congreso de Londres de 1948.

A la hora de establecer un nuevo límite Plio-Pleistoceno, se ha visto también la necesidad de encontrar una localidad para la definición del GSSP (*Global Standard Stratotype-section and Point*) que reúna todos los requisitos necesarios, por esta razón se ha propuesto la sección del Monte San Nicola (sur de Sicilia) ya que presenta una secuencia de sedimentos marinos profundos muy completa y continua que abarca el período de tiempo propuesto (entre 2 y 3 Ma), (Partridge, 1997; Suc *et al.*, 1997). Existen además otras propuestas como la de Naish *et al.* (1997) para establecer este GSSP fuera del Mediterráneo, en este caso dichos autores proponen la secuencia sedimentaria de la Cuenca de Wanganui (Nueva Zelanda) para dicho límite, ya que presenta marcadas evidencias estratigráficas de un cambio climático global coincidente con el límite Gauss/Matuyama. Esta secuencia presenta un amplio registro sedimentario de carácter marino (aprox. 1.000 m de secuencia, entre 3 y 1,6 Ma), ha sido contrastada tanto isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) como paleomagnéticamente y además sus ciclicidades han sido calibradas con los parámetros orbitales.

Con posterioridad a este congreso de Berlín, la Comisión de Estratigrafía de INQUA realizó un sondeo cuyos resultados resolvieron lo siguiente:

«Que el límite Plio-Pleistoceno se baje a la inversión paleomagnética Gauss-Matuyama coincidente con el estadio isotópico 104 (ca.2,6Ma) y que los procedimientos necesarios para que este cambio sea efectivo sean iniciados por la International Commission on Stratigraphy. La Comisión de Estratigrafía de INQUA, que constituye también la Subcomisión de Estratigrafía del Cuaternario de la ICS, es consciente de la gran demanda que existe a favor de este cambio, no solo porque facilitaría la correlación estratigráfica global tanto en secuencias marinas como continentales, sino también porque está más de acuerdo con la concepción actual acerca de la naturaleza y duración del Cuaternario», (Partridge, 1997).

7. El problema del límite Plio-Pleistoceno en España

A la hora de hablar del límite Plio-Pleistoceno en España es necesario enfocar la discusión desde dos

puntos de vista o escenarios diferentes, por un lado están todas las cuencas interiores de la Península, en las que el ambiente dominante a lo largo de todo el Cenozoico ha sido de tipo continental, y por otro lado, las cuencas litorales mediterráneas, muchas de las cuales han presentado condiciones marinas al menos desde el Néogeno medio.

7.1 El Límite Plio-Pleistoceno en las Cuencas continentales del interior de la Península Ibérica

En estas zonas del interior, donde la falta de datos cronológicos precisos hacen muy difícil concretar cómo y cuándo se produce el tránsito Plio-Pleistoceno, los distintos autores que han estudiado este problema (Pérez González, 1982; Gutiérrez Elorza y Peña Monne, 1989 a; 1989 b; Molina y Pérez González, 1989; Martín Serrano y Molina, 1989; Pérez González y Gallardo, 1987; Pérez González *et al.*, 1987; 1989, etc.) en general parecen coincidir en que dicho límite está representado por un importante cambio morfosedimentario registrado en todas las cuencas interiores de la Península. Tras la colmatación de estas cuencas, y como resultado bien de un cambio climático o bien de una fase de inestabilidad tectónica (denominada fase Iberomanchega-II en las Mesetas y Cordillera Ibérica) que genera la reactivación de los relieves circundantes, se produce el depósito de la Raña, que representaría el límite Plio-Pleistoceno, tras el cual comienza el encajamiento cuaternario de los distintos sistemas fluviales. No obstante este esquema es objeto de un amplio debate por dos razones fundamentales, en primer lugar la Raña no constituye un episodio único, ni sincrónico en toda la Península Ibérica, por lo que no debe ser considerada como un indicador cronoestratigráfico preciso y, por lo tanto, no puede ser representativo del límite Plio-Pleistoceno (Martín Serrano, 1991). Por otro lado, la escasez de yacimientos paleontológicos o de cualquier otro tipo de datos cronológicos hace que tampoco está bien fijada la edad de colmatación de las distintas cuencas. En la Cuenca del Tajo-Llanura Manchega este momento se ha correlacionado con el desarrollo de la «costra laminar bandeada y multicintada» definida por Pérez González (1982) a la que asigna una edad de 2,5Ma, por lo que la Raña podría situarse en torno a los 2 Ma (Pérez González *et al.*, 1989), anterior al final del evento Olduvai.

Esta interpretación cronoestratigráfica implica que el límite Plio-Pleistoceno, tal y como está definido en la actualidad, debe situarse en los primeros niveles de terrazas fluviales. No obstante, los resultados paleomagnéticos obtenidos en la cuenca del Júcar-Cabriel (Opdyke *et al.*, 1997) así como su registro paleontológico, indican que el límite Plio-Pleistoceno tiene lugar antes de la colmatación de dicha cuenca. Por otro lado, Baena y Díaz Del Olmo (1997) asimilan la inversión paleomagnética que se registra en los depósitos de la Raña de Sierra Morena al tránsito Olduvai/Matuyama superior, representando por lo tanto el límite Plio-Pleistoceno.

A la hora de hablar del límite Plio-Pleistoceno en áreas del interior de la Península Ibérica, la Cuenca de Guadix-Baza (Alberdi y Bonadonna, Eds., 1989; Agustí *et al.*, 1997), localizada en la parte central de las Cordilleras Béticas (provincia de Granada), merece una mención especial, ya que la presencia de fauna de vertebrados, que abarcan desde el Plioceno inferior hasta el Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio, así como la existencia de sedimentación marina hasta el Plioceno inferior-medio (con *Globorotalia crassaformis* y *Reticulofenestra pseudumbilica*), permiten establecer con una base cronológica precisa su evolución durante el tránsito Plio-Pleistoceno. En el Plioceno medio se produce el levantamiento del borde oriental de la cuenca que provoca su aislamiento del mar, comenzando el depósito de una secuencia de abanicos aluviales cuya disposición relativa así como el diferente grado de deformación que presentan son indicativos de la actividad tectónica sufrida en esta zona a lo largo del Cuaternario. El primer sistema de abanicos aluviales pasa lateralmente a facies lacustres donde la presencia de los ostrácodos *Ilyocypris bradyi* y *Cyprideis torosa* le dan una edad Plioceno superior, Pleistoceno inferior o más reciente. Estos datos indican que el tránsito Plio-Pleistoceno en esta cuenca no está representado por ningún hecho significativo, sino que el importante cambio paleogeográfico registrado tiene lugar con anterioridad, durante el Plioceno superior. Recientes revisiones tanto de la asociación faunística de mamíferos como de la magnetoestratigrafía (Agustí *et al.*, 1997), han permitido no solo alcanzar una mayor precisión en cuanto a la cronología de las biozonación en las Béticas orientales, sino también establecer la posición del límite Plio-Pleistoceno en esta cuenca. Según estos datos,

la entrada del arvicólido *Allophaiomys pliocaenicus*, tradicionalmente utilizado como un marcador bioestratigráfico del Pleistoceno inferior, prácticamente coincide con el límite Matuyama inferior/Olduvai, por lo que la dispersión de esta especie debe situarse ligeramente por debajo del límite Plio-Pleistoceno tal y como está actualmente definido.

7.2 El Límite Plio-Pleistoceno en las Cuenclas litorales mediterráneas de la Península Ibérica

El límite Plio-Pleistoceno en estas cuencas litorales del SE peninsular, se ha establecido tradicionalmente a partir de la cronoestratigrafía del Plioceno propuesta inicialmente por Montenat (1973). Sintetizando podemos decir que según este autor, a lo largo del Plioceno estas cuencas mediterráneas presentan una tendencia regresiva interpretada a partir de una secuencia sedimentaria compuesta por margas pelágicas grises (que representarían el Plioceno inferior) que a techo pasan a una unidad de calcarenitas amarillas de ambiente somero (Plioceno medio-superior) sobre las que reposa en discordancia una lumaquela de pectínidos con *Strombus coronatus* (Plioceno terminal). Hacia el interior de alguna de estas cuencas y hacia el techo de la secuencia, la unidad de calcarenitas pasa a una unidad de margas versicolores y a unas facies lacustres denominadas «Calizas de San Pedro» que, sin discontinuidad aparente, pasan a su vez a la denominada «Formación Sucina» de edad Plio-Cuaternaria, la cual está constituida por una unidad bastante potente de limos rojos con una costra calcárea a techo. La base del Pleistoceno se situaría por lo tanto según este autor dentro de esta formación.

Más recientemente, la localización estratigráfica del límite entre el Plioceno y Pleistoceno se ha visto modificada, debido a la realización de estudios regionales detallados de las secuencias morfo-sedimentarias, así como a los análisis paleomagnéticos realizados en diversos puntos del litoral (Goy y Zazo, 1989; Goy *et al.*, 1989; Somoza, 1989; Somoza *et al.*, 1989; Bardaji *et al.*, 1993; 1994; 1995 a; 1995 b; 1995 c; 1997).

La «Formación Sucina» originalmente considerada una unidad homogénea y sincrónica (Plio-Cuaternario) en toda su extensión (Montenat, 1973), consiste en realidad en la repetición de facies distales de distintos sistemas de abanicos aluviales,

cuya edad abarca tanto el Pleistoceno inferior como el medio (Goy y Zazo, 1989; Somoza et al., 1989). En el área donde fue definida, se han descrito posteriormente (Somoza, 1989) cuatro sistemas de abanicos aluviales, constituidos a su vez por diversas generaciones. Los estudios paleomagnéticos realizados sobre las facies distales de los abanicos del segundo sistema de esta secuencia (Sistema de Campoamor, Somoza, 1989; Somoza et al., 1989; Goy et al., 1989) la incluyen dentro de la zona de polaridad normal Brunhes, es decir más reciente de 0,78 Ma, lo que situaría a toda la secuencia de abanicos dentro del Cuaternario.

En el área de Alicante, Depresión de Elche - Cuenca del Bajo Segura, la situación del límite Plio-Pleistoceno ha sido, y sigue siendo, objeto de debate. Esta controversia surge en parte por las diferentes interpretaciones sedimentarias y cronoestratigráficas que se han dado a las distintas unidades aflorantes en esta cuenca. En primer lugar Montenat (1973) y Montenat et al. (1990), sitúan dicho límite en una formación conglomerática denominada Conglomerados del Segura, que se superpone en discordancia a la unidad de margas versicolores antes mencionada y que sería correlacionable cronológicamente con la Formación Sucina. Posteriormente, otros autores (Goy y Zazo, 1988; 1989; Somoza, 1989; Goy et al., 1989; Dabrio et al., 1990) han situado el límite Plio-Pleistoceno en un nivel carbonatado con *Cerastoderma* (lagoon) que aparecía por encima de la unidad de calcarenitas amarillas. Paralelamente, en esta cuenca se han definido dos unidades de transición: la Unidad de Transición Moncayo-El Molar (Somoza, 1989; Goy et al., 1989) y, por debajo de ella la Unidad de Transición del Bajo Segura (Bardají et al., 1994; 1995 a; 1995 c). Dentro de este modelo sedimentario, los niveles carbonatados y las margas versicolores representarían un medio sedimentario de tipo lagoon; las unidades calcareníticas corresponderían a los sistemas de cierre de isla barrera, y por último el medio marino abierto estaría representado por sedimentos margosos. Según estos autores, este medio sedimentario ha permanecido prácticamente invariable en esta cuenca desde el Plioceno inferior hasta el Pleistoceno inferior-medio, de forma que la migración progresiva hacia el mar de las distintas unidades ha sido la responsable de la

superposición observada. La secuencia paleomagnética realizada sobre esta secuencia (Bardají et al., 1995 a; 1995 c) registra un cambio de polaridad normal a polaridad inversa a techo de la Unidad del Bajo Segura (calcarenitas amarillas) que ha sido asimilada al techo de Olduvai, lo que implica que el límite Plio-Pleistoceno quedaría registrado dentro de esta unidad, y por lo tanto, la unidad de Conglomerados del Segura debe situarse en el Pleistoceno inferior-medio.

Una tercera interpretación cronoestratigráfica, es la realizada por Soria et al. (1996), quienes basándose en análisis bioestratigráficos puntuales realizados sobre las distintas unidades mencionadas, establecen una edad Plioceno inferior al menos a la base de la unidad de Conglomerados del Segura.

En la Cuenca de Cope (Murcia), los análisis paleomagnéticos realizados sitúan igualmente este límite a techo de la unidad calcarenítica, (Bardají et al., 1993; 1995 a; 1995 b; 1997), lo que también supone una remodelación de la cronología previamente aceptada, que situaba el tránsito Plio-Pleistoceno dentro de los primeros niveles conglomeráticos con *Strombus coronatus* que se desarrollaban discordantemente por encima de las calcarenitas, (Montenat et al., 1978; Bardají et al., 1986).

Por último, también en la Cuenca de Almería se han considerado tradicionalmente unos depósitos de lagoon, situados por encima de una unidad conglomerática de carácter deltaico (Baena 1983 a; 1983 b; Goy y Zazo, 1986) que a su vez se superpone a las calcarenitas amarillas, como el cierre del ciclo Plioceno. Esta secuencia también ha sido revisada y analizada mediante análisis paleomagnéticos, obteniéndose un registro de polaridad normal en la unidad de las calcarenitas amarillas, (Goy et al., 1989; Bardají et al., 1993; 1995 a; 1995 b; 1997). Esta polaridad normal puede correlacionarse bien con el evento Olduvai, lo que implicaría que el límite Plio-Pleistoceno se sitúa en el hiato que separa esta unidad del resto de la secuencia, o bien puede ser correlacionable con el techo de la época de polaridad normal Gauss, lo que situaría el límite Plio-Pleistoceno en la unidad de lagoon, donde la polaridad normal registrada podría ser correlacionada con Olduvai, o posteriormente (Zazo et al., 1998).

El hecho de que el límite Plio-Pleistoceno en estas cuencas por lo general parece localizarse dentro de la unidad de calcarenitas amarillas conlleva

unas implicaciones importantes, ya que indica que dicho tránsito al menos en nuestro litoral mediterráneo no va acompañado de ningún cambio en las condiciones climáticas ni geodinámicas, sino que no es hasta ya comenzado el Pleistoceno en que dichos cambios tienen lugar.

Con respecto al contenido faunístico, hay que mencionar que en ningún punto se han encontrado representantes de la fauna fría atlántica (*Hyalinea baltica*, *Arctica islandica*) considerada indicativa del inicio del Cuaternario en el Mediterráneo. Por otro lado, la presencia de fauna cálida (*Strombus coronatus*, *Pecten jacobaeus* y *Flabellipecten flabelliformis*) en las facies de calcarenitas amarillas, ha sido tradicionalmente considerada como característica del Plioceno medio-superior (Montenat, 1973; Montenat *et al.*, 1978), por lo que su desaparición se relacionaba con el enfriamiento ocurrido al comienzo del Cuaternario. Siguiendo el estudio del grado de diversidad taxonómica de los moluscos pliocenos Raffi *et al.* (1985), han propuesto la existencia de una fase de extinción y migración de la fauna hacia la provincia mauritano-senegalesa durante el Plioceno medio (3,2-3Ma), coincidiendo con la primera glaciación registrada en Islandia, próxima al evento paleomagnético Mammoth. Esta fase de enfriamiento vendría acompañada por la extinción de distintos moluscos tanto en facies profundas como litorales, entre los que se incluiría el *S. coronatus* (Ferrero y Pavia, 1994). A partir de las series paleomagnéticas realizadas en el litoral mediterráneo español (Bardaji *et al.*, 1994; 1995 a; 1997) se ha observado que la presencia de *S. coronatus* no implica el que nos encontremos necesariamente en el Plioceno superior, ya que su presencia dentro de la parte alta de la unidad de calcarenitas amarillas, donde se registra el techo de Olduvai en alguna de las secuencias estudiadas, indica que pasan al Pleistoceno inferior, por lo que para nosotros no constituye ningún indicador cronológico sino probablemente tan solo paleoclimático.

En cuanto a la microfauna, también habría que mencionar que la biozona de *Globorotalia inflata* que caracterizaría al Plioceno superior (Blow, 1969) aunque también podría llegar al Pleistoceno inferior según Iaccarino (1985), no ha podido ser definida hasta el momento en ninguna serie aflorante del litoral mediterráneo español, con la única excepción de la costa próxima al Estrecho,

Estepona-Málaga, (González Donoso y Porta, 1977) y Cádiz (Benot *et al.*, 1990), en donde además el tránsito Plio-Pleistoceno parece producirse sin ningún tipo de discontinuidad aparente. El hecho de que hasta el momento la biozona de *G. inflata* haya sido muy difícil de determinar en secuencias sedimentarias, probablemente sea debido al tipo de depósitos correspondientes a esa edad, que presentan un carácter muy litoral no aflorando por lo general las facies más profundas.

Como conclusión se puede decir que todos los datos citados parecen sugerir que durante el tránsito Plioceno-Pleistoceno tal y como está definido en la actualidad, en el mediterráneo español no se registra ningún tipo de cambio ya sea climático, tectónico, paleogeográfico o faunístico, situándose dentro de una secuencia sedimentaria continua.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos DGES PB98-514, PB98-265 y Fundación Ramón Areces. Es una contribución a INQUA Sea-Level Canges Commission y WG-Coastal Tectonics of INQUA Neotectonics Commission, IGCP-437

Referencias bibliográficas

- Aguirre, E. & Pasini, G. (1985). The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes*, 8, 2, 116-120.
- Agustí, J., Oms, O., Garcés, M., Parés, J.M. (1997). Calibration of the Late Pliocene-Early Pleistocene transition in the continental beds of the Guadix-Baza Basin (Southeastern Spain). *Quaternary International*, 40, 93-100.
- Alberdi, M. T. & Bonadonna, F.P. (Eds.) (1989) «Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza», *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 11.
- Baena, J. (1983 a). Cartografía y Memoria del Neógeno y Cuaternario. *Mapa Geológico de España (Plan MAGNA)* Escala 1:50.000, 2ª Serie, Hoja 23-43: Almería.
- Baena, J. (1983 b). Cartografía y Memoria del Neógeno y Cuaternario. *Mapa Geológico de España (Plan MAGNA)* Escala 1:50.000, 2ª Serie, Hoja 22-44: Roquetas

- Baena, R. & Díaz del Olmo, F. (1997). Resultados paleomagnéticos de la Raña del Hespérico Meridional (Montoro, Córdoba). *Geogaceta*, 21, 31-34.
- Bardají, T., Civis J., Dabrio, C. J., Goy, J. L., Somoza, L., Zazo, C. (1986). Geomorfología y Estratigrafía de las secuencias marinas y continentales cuaternarias de la Cuenca de Cope (Murcia, España). En: (F.López Bermudez, J.B.Thornes) *Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, Universidad de Murcia, (Dpto. de Geografía Física).
- Bardají, T., Dabrio, C. J., Goy, J. L., Mörner, N. A., Silva, P. G. & Zazo, C. (1993). Major Quaternary depositional changes in Eastern Betics Shallow marine environments (Spain). *3ª Reunión del Cuaternario Ibérico*, Coimbra (Portugal), Septiembre, 1993, p. 142.
- Bardají, T., Goy, J. L., Mörner, N. A., Zazo, C., Silva, P. G., Somoza, L., Dabrio, C. J. & Baena, J. (1994). Plio-pleistocene sedimentary record in transitional environments (Lower Segura Basin, Eastern Betics, SE Spain). *Convegno sul tema: «Il significato del Villafranchiano nella stratigrafia del Plio-Pleistocene*, Peveragno-Villafranca (Italia), Junio, 1994. AIQUA-CNR.
- Bardají, T., Goy, J. L., Mörner, N. A., Zazo, C., Silva, P. G., Somoza, L., Dabrio, C. J. & Baena, J. (1995a). Towards a Plio-Pleistocene chronostratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain). *Geodinámica Acta*, 8, 2, 112-126.
- Bardají, T., Goy, J. L., Silva, P. G., Mörner, N. A., Zazo, C., Baena, J. & Dabrio, C.J. (1995 b). Plio-Pleistocene boundary in littoral basins of SE Spain. *Terra Nostra, Abstracts XIV INQUA Congress*, Berlín, pp. 22.
- Bardají, T., Silva, P. G., Goy, J. L., Mörner, N. A., Zazo, C., Somoza, L., Dabrio, C. J. & Baena, J. (1995c). Unchanging environmental conditions during the «Villafranchian» time-span in littoral basins (Eastern betics, SE Spain). *Il Quaternario*, 8(2), 383-390
- Bardají, T., Goy, J. L., Silva, P. G., Zazo, C., Mörner, N. A., Somoza, L., Dabrio, C. J. & Baena, J. (1997). The Plio-Pleistocene Boundary in SE Spain: A review. *Quaternary International*, 40, 27-32
- Basset, M. G. (1985). Towards a «common language» in Stratigraphy. *Episodes*, 8, 87-92.
- Benot, C., Díaz, M. G., Mayoral, E., Parra, A. & Rodríguez Vidal, J. (1993). Nuevas aportaciones para la determinación del límite Neógeno-Cuaternario en la Bahía de Cádiz (SO. de España). *Actas II Reunión del Cuaternario Ibérico. Pub. Esp.AEQUA-ITGE*, 243-250.
- Berggren, W. A., Burckle, L. H., Cita, M. B., Cooke, H. B. S., Funnell, B. M., Gartner, S., Hays, J. D., Kennett, J. P., Opdyke, N. D., Pastouret, L., Shackleton, N. J. & Takayanagi, Y. (1980). Towards a Quaternary Time Scale. *Quaternary Research*, 13, 277-302.
- Blow, W. H. (1969). Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. 1st Intern. Conf. Plank. Micro.*, 1, 199-422, Geneve.
- Cande, S. C. & Kent, D. V. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B4), 6093-6095.
- Cook, H. B. S. (1995). Does Plesitocene equal Glacial?. *Terra Nostra Abstracts, XIV INQUA Congress*, Berlín, pp. 53.
- Dabrio, C. J., Santiesteban, C., Zazo, C., Goy, J. L., Bardaji, T. & Somoza, L. (1990). *Neogene and Quaternary Fan-Delta deposits in southeastern Spain: Libro Guía del II Fan Delta Workshop, Murcia*. (Eds.: C.J. Dabrio, C.Zazo, J.L. Goy). E.T.S.I. Industriales. 70p. (Publicado en *Cuadernos de Geología Ibérica*, 15 (1991), 327-406.
- Desnoyers, J. (1829). Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récents que le terrain tertiaire du bassin de la Seine, et pouvant constituer une formation géologique distincte; précédée d'un aperçu sur la non simultanéité des bassins tertiaires. *Ann. Sc. nat.*, 16, 171-214, 402-491.
- Ding, Z., Rutter, N. W., L. Tungsheng (1997). The onset of extensive Loess deposition around the G/M boundary in China and its paleoclimatic implications. *Quaternary International*, 40, 53-60.
- Diniz, F. & Mörner, N. A. (1995). The Reuverian/Pretiglian transition in Rio Major (Portugal). *Terra Nostra Abstracts XIV INQUA Congress*, Berlín, pp.64.
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *Jour. Geology*, 63, 538-578.
- Ferrero, E. & Pavia, G. (1994). La successione marina previllafranchiana. En CARRARO et al., (1995). *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti. Convegno sul tema: «Il significato del Villafranchiano nella stratigrafia del Plio-Pleistocene*, Peveragno-Villafranca (Italia), Junio, 1994. AIQUA-CNR, 50-55.
- González Donoso, J. M. & Porta, J. De (1977). Datos preliminares sobre un afloramiento de materiales pliocénicos en Estepona (provincia de Málaga). *Studia Geológica*, XIII, 31-57

- Goy, J. L. & Zazo, C. (1986). Synthesis of the Quaternary in the Almería littoral. Neotectonic activity and its morphologic features, Western Betics, Spain. *Tectonophysics*, 130, 259-270.
- Goy, J. L. & Zazo, C. (1988). Sequences of Quaternary levels in Elche Basin (Eastern Betic Cordillera, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68, 301-310.
- Goy, J. L. & Zazo, C. (1989). The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche Basin, southeast Spain. *Tectonophysics*, 163, 219-225.
- Goy, J. L., Zazo, C., Somoza, L., Dabrio, C. J. & Bardají, T. (1989). Litoral Béticas Orientales. *Libro guía Excursión B.1: Litoral Mediterráneo*, II Reunión Cuaternario Ibérico, Madrid, 1989, 99pp.
- Gutierrez Elorza, M. & Peña Monné, J. L. (1989 a). Depresión del Ebro. *Mapa del Cuaternario de España*, Escala 1:1.000.000 (Memoria). I.T.G.E., Madrid, 1989, 129-139.
- Gutierrez Elorza, M. & Peña Monné, J. L. (1989 b). La Cordillera Ibérica. *Mapa del Cuaternario de España*, Escala 1:1.000.000 (Memoria). I.T.G.E., Madrid, 1989, 141-151.
- Hilgen, F. J. (1991 a). Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 226-244
- Hilgen, F. J. (1991 b). Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 107, 349-368.
- Iaccarino, S. (1985). Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. En: *Plankton Stratigraphy* (H. M. Bolli, J.S. Saunders & K. Perch-Nielsen eds.). Cambridge University Press, cap.8, 283-314.
- Lourens, L. J. & Hilgen, F. J. (1997). Long-Period variations in the earth's obliquity and their relation to third order eustatic cycles and late Neogene glaciations. *Quaternary International*, 40, 43-52.
- Lourens, L. J., Hilgen, F. J., Raffi, I. & Vergnaud-Grazzini, C. (1996 a). Early Pleistocene Chronology of the Vrica Section, (Calabria, Italy). *Paleoceanography*, 11, 797-812
- Lourens, L. J., Hilgen F. J., Antonarakou, A., Van Hoof, A. A. M., Vergnaud Grazzini, C., Zachariase & W. J. (1996 b). Evaluation of the Pliocene to early Pleistocene astronomically time scale. *Paleoceanography*, 11, 391-413.
- Lyell, C. (1839). Mémoire sur les dépôts tertiaires connus sous le nom de crag dans les comtés de Norfolk et de Suffolk. *Mag. Hist. nat.*, N.S., 3, p.313.
- Mankinen, E. A. & Dalrymple, G. B. (1979). Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 My BP. *Journal of Geophysical Research*, 84, 615-626.
- Martin Serrano, A. & Molina, E. (1989). Montes de Toledo y Extremadura. *Mapa del Cuaternario de España*, Escala 1:1.000.000 (Memoria). I.T.G.E., Madrid, 1989, 187-200.
- Martin Serrano, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el Marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 337-351.
- Molina, E. & Perez Gonzalez, A. (1989). Depresión del Duero. *Mapa del Cuaternario de España*, Escala 1:1.000.000 (Memoria). I.T.G.E., Madrid, 1989, 153-161.
- Montenat, Ch. (1973). *Les formations Néogènes et Quaternaires du Levant espagnol (Provinces d'Alicante et Murcie)*. Thèse d'Etat, Univ. Paris-Orsay, 3T., 1135 p.
- Montenat, Ch., Reneville, P. & Bizon, G. (1978). Le Néogène des environs d'Aguilas (Provinces de Murcia et d'Almería), Cordillères bétiques, Espagne. *Bull. Mus. natn. Hist. nat.*, Paris, 3, 511, Sciences de la Terre 68, 37-54.
- Montenat, Ch., Ott D'estevou, Ph., Rodríguez Fernández, J. & Sanz de Galdeano, C. (1990). Geodynamic Evolution of the Betic Neogene Intramontane Basins (S and SE Spain). *Paleontologia i Evolució*, Memòria Especial, num. 2, Iberian Neogene Basins. Institut Paleontològic Dr. M. Crusafont, Sabadell, 1990. 5-59.9
- McDougall, I. (1979). The present status of the Geomagnetic Polarity Time Scale. En: *The Earth, Its origin, structure and evolution*. (M.W. McElhinney, ed.). Academic Press, London, p. 543-565.
- Naish, T., Kamp, P. J. J. & Pillans, B. (1997). Recurring global sea-level changes recorded in shelf deposits near the G/M polarity transition, Wanganui Basin, New Zealand: Implications for redefining the Pliocene-Pleistocene Boundary. *Quaternary International*, 40, 61-71
- Opdyke, N., Mein, P., Lindasy, E., Pérez-González, A., Moissenet, E. & Norton, V. L. (1997). Continental deposits, magnetostratigraphy and vertebrate paleon-

- tology, late Neogene of Eastern Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 133, 129-148
- Partridge, T. (1995). The Plio-Pleistocene Boundary: is there a case for its relocation near the Gauss-Matuyama magnetic reversal?, *Terra Nostra Abstracts, XVI INQUA Congress*, Berlín, pp. 211
- Partridge, T. (1997). Reassessment of the position of the Plio-Pleistocene boundary: is there a case for lowering it to the Gauss-Matuyama paleomagnetic reversal?. *Quaternary International*, 40, 5-10.
- Pasini, G. (1995). Considerations and recent data on the Vrica Section (Calabria, Italy). The Pliocene-Pleistocene Boundary-Stratotype Section. *Terra Nostra Abstracts, XIV INQUA Congress*, Berlín, pp. 53.
- Passini, G. & Vai, G. B. (1995). The Vrica Section in Calabria: its Pleistocene and Quaternary GSSP. *Terra Nostra Abstracts, XVI INQUA Congress*, Berlín, pp.
- Pérez-González, A. (1982). *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Ed. de la Univ. Complutense de Madrid, 179/82, 787p.
- Pérez González, A. & Gallardo, J. (1987). La Raña al Sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*, 2, 29-32.
- Pérez González, A., Cabra, P. & Ancochea, E. (1989). Depresión del Tajo. *Mapa del Cuaternario de España*, Escala 1:1.000.000. I.T.G.E., Madrid, 1989, 175-186.
- Raffi, S., Stanley, S. M., Marasti, R. (1985). Biogeographic patterns and Plio-Pleistocene extinction of *Bivalvia* in the Mediterranean and southern North-Sea. *Paleobiology*, 11, 368-388.
- Raffi, S., Backman, J., Rio, D. & Shackleton, N. J. (1993). Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotope stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677. *Paleoceanography*, 8, 387-408.
- Rio, D., Sprovieri, R. & Di Stefano, E. (1994). The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series. *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia*, 100, 103-124.
- Rio, D., Poli, M. S., Sprovieri, R., Di Stefano, E. & Channel, J. (1995). The Late Pliocene to Middle Pleistocene type Mediterranean record: chronology and standard chronostratigraphy. *Terra Nostra Abstracts, XIV INQUA Congress*, Berlín, pp. 230.
- Shackleton, N. J. (1989). The Plio-Pleistocene ocean: Stable isotope history. En: *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality?* (Rose & Schlüchter, eds.). Balkema, Rotterdam, 11-24.
- Shackleton, N. J. (1995). The Plio-Pleistocene marine oxygen isotope record. *Terra Nostra, Abstracts XIV INQUA Congress*, Berlín, pp.250.
- Shackleton, N. J. (1997). The deep-sea sediment record and the Pliocene- Pleistocene Boundary. *Quaternary International*, 40, 33-35.
- Shackleton, N. J. & Opdyke, N. P. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10⁵ year time scale. *Quatern. Res.*, 3, 39-55.
- Shackleton, N. J. & Opdyke, N. P. (1976). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, Late Pliocene to Latest Pleistocene. *Benchmark Papers in Geology*, 54, 287-302.
- Shackleton, N. J., Berger, A., Peltier, W. R. (1990). An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Trans. R. Soc. Edimburgh: Earth Sc.*, 81, 251-261.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A., Pate, D. (1995). Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP Site 846. En (Pisias, Maye, Janecek et al. eds.) *Proceedings ODP, Scientific Results*, 138.
- Somoza, L. (1989). *Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-alicante). Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto Geodinámico*, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 352pp.
- Somoza, L., Zazo, C., Goy, J. L., Mörner, N. A. (1989). Estudio geomorfológico de secuencias de abanicos aluviales cuaternarios (Alicante-Murcia, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 3, 73-82
- Soria, J. M., Alfaro, P., Ruiz Bustos, A., Serrano, F. (1996). Organización estratigráfica y biostratigrafía del Plioceno en el borde Sur de la Cuenca del Bajo Segura (Sector de Rojales, Alicante), Cordillera Bética Oriental. *Est. Geológicas*, 52, 137-145.
- Sprovieri, R. (1993). Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 99, 3, 371-414.
- Suc, J. P. (1995). For a modern and relevant definition of the Pliocene/Pleistocene Boundary. *Terra Nostra Abstracts, XIV INQUA Congress*, Berlín, pp.265
- Suc, J. P., Bertini, A., Leroy, S. A. G. & Suballyova, D. (1997). Towards the lowering of the Pliocene-

- Pleistocene Boundary to the Gauss-Matuyama Reversal. *Quaternary International*, 40, 37-42.
- Tiedemann, R., Sarnthein, M., Shackleton, N. J. (1994). Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}\text{O}$ and dust flux records of Ocean Drilling Programm site 659. *Paleoceanography*, 9, 619-638.
- Tyráček, J. (1997). The Quaternary/Tertiary Boundary in the Bohemian Massif. *Quaternary International*, 40, 23-26.
- Vai, G. B. (1997). Twisting or Stable Quaternary Boundary? A perspective on the glacial Late Pliocene concept. *Quaternary International*, 40, 11-22.
- Vergnaud Grazzini, C. (1984). Major Cenozoic Climatic Changes: The stable isotope record of marine carbonates in the world ocean. A review. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XIV, 2, 433-473.
- Vergnaud Grazzini, C. (1985). Mediterranean Late Cenozoic Stable Isotope Record: Stratigraphic and Paleoclimatic Implications. En: *Geological Evolution of the Mediterranean Basin* (Raimondo Selli Commemorative Volume) (Stanley & Wezel, eds.). Springer-Verlag. Cap. 20, 413-451.
- Williams, D. F., Thunell, E., Tappa, D., Rio, D. & Raffi, I. (1988). Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88MyBP, *Pal., Pal., Pal.*, 64, 221-240.
- Zazo, C., Bardají, T., Dabrio, C. J., Goy, J. L. & Hillaire-Marcel, Cl. (1998). Record of Late Pliocene and Quaternary sea-level changes in coastal settings, southeast Spain. *Field Trip Guide Book 15th International Sedimentological Congress*, IAS, Alicante, p. 151-169
- Zijderveld, J. D. A., Langereis, C. G., Hilgen, F. J., Verhallen, P. J. J. M., Zachariasse, W. J. (1991). Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the upper Pliocene-lower Pleistocene from the Monte Signa and Crotona areas in southern Calabria (Italy). *Earth Planet. Sc. Lett.*, 107, 697-714.

Recibido el 14 de diciembre de 1999
Aceptado el 29 de marzo de 2000