

**RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL
DURANTE EL MÁXIMO TÉRMICO
DEL PALEOCENO-EOCENO EN ZUMAYA (PAÍS VASCO)
BASADA EN FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS
E INDICADORES GEOQUÍMICOS**

**Autor:
MANUEL VEGA PÉREZ**

**Director/a:
Dra. LAIA ALEGRET BADIOLA**

**Trabajo de Fin de Máster. 2014.
MÁSTER UNIVERSITARIO EN INICIACIÓN
A LA INVESTIGACIÓN EN GEOLOGÍA**

Universidad de Zaragoza.

Zaragoza, 8 de Septiembre de 2014

Laia Alegret Badiola, Profesora Titular del Departamento de Ciencias de la Tierra y directora del Trabajo Fin de Máster *Reconstrucción paleoambiental durante el Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno en Zumaia (País Vasco) basada en foraminíferos bentónicos e indicadores geoquímicos*, realizado por Manuel Vega Pérez, autoriza la presentación y defensa de dicho trabajo en la convocatoria de Septiembre.

Fdo.: Laia Alegret Badiola
Dpto. Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza

Att: Tribunal de Trabajos Fin de Máster
Máster Universitario en Iniciación
a la Investigación en Geología

Zaragoza, 8 de Septiembre de 2014

En el presente escrito informo, como directora del Trabajo de Fin de Máster presentado por Manuel Vega Pérez con el título “*Reconstrucción paleoambiental durante el Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno en Zumaya (País Vasco) basada en foraminíferos bentónicos e indicadores geoquímicos*“, sobre la aportación de dicho estudiante al trabajo.

Para ello, doy constancia de que al estudiante se le entregaron las muestras objeto del estudio, y él las procesó en el laboratorio de Micropaleontología (disgregado, tamizado y secado). Posteriormente, Manuel realizó bajo mi supervisión todo el trabajo de microscopio (extracción de foraminíferos, clasificación y contajes) y de gabinete (cálculos de índices y abundancias relativas, representación de gráficos e interpretación). La parte del trabajo correspondiente a los análisis geoquímicos fue realizada en colaboración con el Dr. Matías Reolid (Universidad de Jaén), quien proporcionó los resultados en una hoja Excel. Manuel se encargó de representar gráficamente dichos resultados, interpretarlos, e integrar dicha interpretación con las obtenida a partir de foraminíferos. Por último, Manuel redactó la memoria presentada, que fue previamente revisada por mí.

Los resultados presentados en este trabajo son inéditos y no han sido publicados ni enviados a revisión.

Atentamente,

Fdo.: Laia Alegret Badiola
Dpto. Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza

ÍNDICE

1. RESUMEN/ABSTRACT	4
2. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	4
2.1- El límite Paleoceno/Eoceno y la extinción de los foraminíferos bentónicos	4
2.2- La sección de Zumaya	6
2.3- Litoestratigrafía del tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaya	8
3. OBJETIVOS	11
4. METODOLOGÍA	12
4.1- Trabajo de laboratorio	12
4.2- Estudio en microscopio: clasificación, fotografiado y medida de tamaños	14
4.3- Trabajo de gabinete	14
4.3.1- Foraminíferos bentónicos	14
4.3.2- Cálculo de elementos traza	16
4.3.3- Representaciones gráficas	16
4.3.4- Recopilación bibliográfica	16
5. RESULTADOS	17
5.1- Asociaciones de foraminíferos bentónicos	17
5.2- Medidas de foraminíferos bentónicos	27
5.3- Resultados de análisis geoquímicos	29
6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	34
6.1- Interpretación paleobatimétrica	34
6.2- Utilidad de los foraminíferos bentónicos en reconstrucciones paleoambientales	35
6.3- Reconstrucción paleoambiental basada en foraminíferos y geoquímica	37
6.4- Interpretación de tamaños	41
7. CONCLUSIONES	42
8. AGRADECIMIENTOS	43
9. BIBLIOGRAFÍA	44

1. RESUMEN

Durante el Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM, por sus siglas en inglés) se produjeron una serie de cambios bióticos a nivel global, entre los que destaca por su severidad la extinción de los foraminíferos bentónicos de medios profundos. Además, se registra una excursión negativa en los isótopos del carbono, la intensificación del ciclo hidrológico, y cambios geográficamente variables en la productividad marina y en la oxigenación de las aguas del fondo. El tránsito Paleoceno-Eoceno aflora de una manera excelente en el corte de Zumaya (País Vasco), y por eso ha sido objeto de numerosos estudios multidisciplinarios. Sin embargo, la baja resolución de los estudios realizados hasta el momento no ha permitido correlacionar de una manera detallada los cambios en las asociaciones de foraminíferos bentónicos con las variaciones registradas en distintos indicadores geoquímicos. El análisis realizado en el presente trabajo ha permitido correlacionar datos micropaleontológicos y geoquímicos, y reconstruir de una forma más detallada los cambios paleoambientales a través del límite Paleoceno/Eoceno.

ABSTRACT

A series of global biotic changes, including the severe extinction of deep-sea benthic foraminifera, occurred during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM). In addition, a negative excursion of carbon isotopes, the intensification of the hydrological cycle, and geographically variable changes in marine productivity and seafloor oxygenation are recorded. The Paleocene–Eocene transition has an excellent exposure in the Zumaya outcrop (Basque Country), and so has been the subject of numerous multidisciplinary studies. However, the low resolution of the studies made so far have failed to conclusively correlate changes in benthic foraminiferal assemblages with changes in various geochemical proxies. The analysis here presented allowed us to correlate micropaleontological and geochemical changes, and to reconstruct in detail the paleoenvironmental changes across the Paleocene/Eocene boundary.

2. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

2.1- El límite Paleoceno/Eoceno y la extinción de los foraminíferos bentónicos

En el límite Paleoceno/Eoceno (P/E), hace ~55.8 millones de años (Charles et al., 2011), se produjo la extinción de foraminíferos bentónicos de medios profundos más severa registrada en

los últimos 90 millones de años, afectando a un 35-55% de las especies (ej., Kaminski y Gradstein, 2005; Thomas, 2007; Alegret et al., 2009a,b). Esta extinción fue rápida y coetánea a un evento de calentamiento global denominado Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM, por sus siglas en inglés *Paleocene-Eocene Thermal Maximum*), durante el cual las temperaturas se incrementaron entre 9-10 °C en las aguas superficiales de altas latitudes y ~5 °C en aguas del fondo oceánico, en las aguas superficiales del ecuador y en el interior de los continentes en latitudes medias (Sluijs et al., 2007). Asociada al PETM se registra una excursión negativa de 2,5‰-6‰ en los isótopos de carbono (CIE, por sus siglas en inglés *Carbon Isotope Excursion*) en carbonatos y carbono orgánico tanto marino como terrestre (ver referencias en Sluijs et al., 2007). Esta excursión negativa en el $\delta^{13}\text{C}$ marca la base del Eoceno (Aubry et al., 2007), y refleja una gran perturbación del ciclo global del carbono, asociada a una liberación masiva de isótopos ligeros del carbono al sistema océano-atmósfera (Sluijs et al., 2007). Coincide además con la somerización del nivel de compensación de calcita y de la lisoclina, que causaron a su vez la acidificación de los océanos y la disolución del CaCO_3 en extensas áreas oceánicas, aunque no globalmente (Zachos et al., 2005). El inicio de estas anomalías se extendió durante un período de tiempo de <20 ka (Katz et al., 1999;), mientras que el retorno a valores normales se prolongó durante periodos de tiempo más largos de 10^5 años (Dickens et al., 1995; Katz et al., 1999; Westerhold et al., 2007). Entre las posibles causas de la entrada masiva y rápida de isótopos ligeros de carbono en el sistema océano-atmósfera (ver revisión en Thomas, 2007), destacan la disociación masiva de hidratos de metano acumulados en los márgenes continentales y la intensificación del vulcanismo del Atlántico Norte (Katz et al., 1999), o el deshielo del permafrost (DeConto et al., 2012).

El estudio del evento de extinción de los foraminíferos bentónicos del Paleoceno/Eoceno, conocido como BEE (*Benthic Extinction Event*), resulta interesante porque los foraminíferos bentónicos han conseguido superar crisis ambientales globales significativas, como la del límite Cretácico/Paleógeno (Alegret y Thomas, 2005) mientras que sufrieron una gran extinción durante el PETM, momento de diversificación y evolución de numerosos grupos marinos y terrestres (Sluijs et al., 2007). Aunque el BEE se produjo en el marco de un evento de calentamiento global, se desconocen las causas concretas que condujeron a la extinción de foraminíferos bentónicos de medios profundos, que tuvo una duración inferior a los 10 ka (Thomas, 2007; Alegret et al., 2009b). Se han sugerido varias causas que pudieron desencadenar el BEE, que incluyen (1) bajos niveles de oxigenación provocados por el aumento de las temperaturas o como resultado de la oxidación del metano en la columna agua; (2) acidificación de las aguas y disolución del CaCO_3 como resultado de la oxidación del metano o el aumento de

CO₂ en la atmósfera; (3) el aumento o disminución de la productividad; o (4) una combinación de varias de estas causas. El calentamiento es el único factor registrado a nivel global y se piensa que las altas temperaturas pudieron incrementar las tasas metabólicas de los organismos, e incluso modificar los niveles de productividad de los océanos, y por tanto los organismos indicarían condiciones oligotróficas debido a un aumento en sus tasas metabólicas (ej., Thomas, 2007; Alegret et al., 2010). Este evento no tuvo la misma intensidad en todas las cuencas; mientras en el fondo oceánico los foraminíferos bentónicos sufrieron una gran extinción durante el PETM, las cuencas marginales y epicontinentales registran una extinción de menor envergadura (Alegret y Ortiz, 2006). En este último tipo de ambientes no existe un consenso sobre los cambios en la productividad y oxigenación oceánicas acaecidos durante el PETM (Speijer y Wagner, 2002; Alegret et al., 2005; Alegret y Ortiz, 2006). Por otro lado, en aquellas regiones donde se registra una alta concentración de carbono orgánico en los sedimentos, se ha sugerido que un aumento de la escorrentía o los procesos de *upwelling* dieron lugar a niveles altos de productividad y eutrofización y bajas concentraciones de oxígeno disuelto en las aguas del fondo (Tremolada y Bralower, 2004). Sin embargo, los datos de medios marinos abiertos no son compatibles con la idea de una hipoxia global, ni tampoco son lo suficientemente consistentes como para considerar cambios globales en la productividad (Gibbs et al., 2006; Thomas, 2007).

2.2- La sección de Zumaya

La sección de Zumaya se sitúa en la costa de la provincia de Guipuzkoa, a medio camino entre las ciudades de Bilbao y San Sebastián (Fig. 1), y consiste en una sucesión fundamentalmente continua que abarca desde el Cretácico Superior (Santonense) hasta el Eoceno inferior (Ypresiense) y que aflora a lo largo de una serie de acantilados y playas a orillas del mar Cantábrico. La sección de Zumaya (42°18.00'N/2°15.30'W) constituye una de las sucesiones más conocidas y estudiadas de todo el mundo ya que contiene un registro continuo y muy amplio del Paleoceno que queda expuesto a lo largo de los acantilados de la playa de Itzurun, en la localidad de Zumaya. El afloramiento del tránsito Paleoceno-Eoceno de Zumaya se localiza en la playa de Itzurun y lo largo del sendero que une la localidad de Zumaya con la playa (latitud/longitud 42°18.00'N/2°15.30'W) (Fig. 1). Este sendero divide el afloramiento en dos segmentos denominados como segmentos sur y norte respectivamente. La parte inferior del tránsito Paleoceno-Eoceno aflora en el segmento norte, y es la que se ha empleado en el presente estudio.

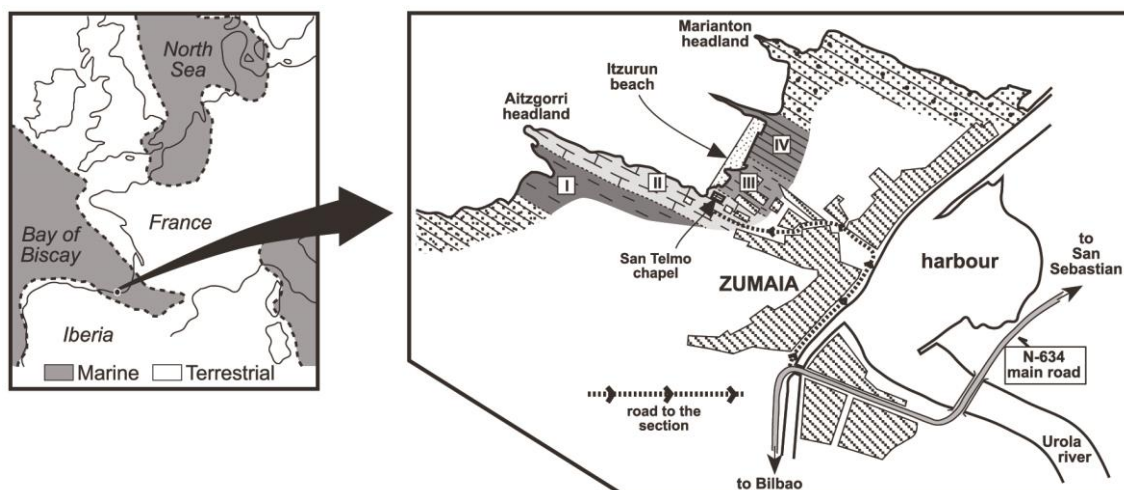


Figura 1.- Paleogeografía del Paleógeno inferior de Europa occidental y mapa geológico del Cretácico superior-Paleógeno inferior en la zona de Zumaya (tomado de Baceta et al., 2006).

Debido a su fácil accesibilidad y a la calidad de la sección, este corte ha sido objeto de numerosos estudios que han puesto en valor el potencial geológico de este enclave. Destaca la definición de los GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) para las bases del Selandiense (Paleoceno medio) y Thanetiense (Paleoceno superior) (Schmitz et al., 2011), gracias a que la sección satisface la mayor parte de los requisitos enumerados por la Comisión Internacional de Estratigrafía para la selección de posibles GSSPs. Entre ellos, destaca el espesor de los sedimentos expuestos, la ausencia de lagunas bioestratigráficas o condensación, una alta tasa de sedimentación, el reconocimiento de señales geoquímicas y geomagnéticas, la diversidad y abundancia de fósiles marinos (Canudo, J.I., 1992), y una buena exposición y buena accesibilidad. El corte de Zumaya no contiene lagunas bioestratigráficas reconocibles y muestra una tasa de sedimentación alta, donde se pueden identificar señales geomagnéticas, geoquímicas y asociaciones diversas y abundantes de microfósiles de mar abierto (Arenillas et al., 1996; Molina et al., 1999).

Se ha estimado que la sección de Zumaya fue depositada a una profundidad de aproximadamente 1000 m (Kuhnt y Kaminski, 1996; Alegret et al., 2009b), y está principalmente formada por una alternancia rítmica de calizas y margas hemipelágicas además de intercalaciones de delgadas capas de carbonato, siliciclásticas y turbiditas. Por otro lado, se ha demostrado que la ciclicidad litológica de esta sección fue controlada en gran medida por las variaciones orbitales (Dinarès-Turell et al., 2002, 2003). Toda la sucesión de Zumaya contiene asociaciones de foraminíferos característicos de latitudes bajas-medias de las biofacies DWAF (*deep-water agglutinated foraminifera*) de Kuhnt et al. (1989),.

El BEE en Zumaya se considera una extinción gradual pero rápida que se inicia con el comienzo del CIE y afecta al 18% de las especies de foraminíferos bentónicos después de un calentamiento inicial del océano registrado en los 46 ka finales del Paleoceno. Este evento de extinción finalizó 10,5 ka después de su inicio con un pulso de extinción principal que afectó al 37% de las especies, es decir, las extinciones en el PETM afectaron al 55% del total de foraminíferos bentónicos en Zumaya (Alegret et al., 2009b). La extinción gradual se produjo bajo condiciones aeróbicas y, en su fase inicial, sin pruebas de disolución de carbonato, lo que indica que la disolución de los carbonatos y las condiciones de oxigenación de los fondos oceánicos no fueron la principal causa del evento de extinción (Alegret et al., 2009b). Por encima del principal pulso de extinción, que afectó al 37% de las especies, se identifica un intervalo caracterizado por la disolución, lo que sugiere que las aguas se acidificaron después del comienzo de las extinciones.

2.3- Litoestratigrafía del tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaya

En el afloramiento estudiado se registran pequeñas fallas que pueden llegar a omitir o repetir partes de la sucesión estratigráfica (Baceta et al., 2000) La principal alteración tectónica que se observa es la falla denominada F4, la cual tiene asociadas a su alrededor pequeñas fallas (Fig. 2). Esta falla produce en el segmento sur del afloramiento la duplicación del intervalo comprendido entre las capas F y K (Fig. 2c). Debido a que todo el intervalo duplicado se encuentra dentro de las mismas biozonas definidas por nanofósiles calcáreos y foraminíferos planctónicos, la detección de este intervalo duplicado es imposible mediante el análisis de datos bioestratigráficos, lo que podría dar lugar a realizar una sobrestimación del espesor de este afloramiento; además la mitad inferior de este afloramiento no se encuentra visible debido a la existencia de una escalera de hormigón que permite el acceso a la playa.

El segmento norte del afloramiento se encuentra afectado por tres fallas F5, F6 y F7 (Fig. 2b). Las fallas F5 y F6, al igual que la falla F4, duplican algunas partes de la sucesión estratigráfica (Fig. 2). Por el contrario, la falla F7 omite un intervalo de la sucesión estratigráfica, aunque según (Baceta et al., 2000) el intervalo que falta de sucesión es pequeño en comparación con la extensión total de la sucesión. Por lo tanto, se puede concluir que la mayoría de fallas que afectan a la sucesión estratigráfica del tránsito Paleoceno/Eoceno en Zumaya repiten partes de la sucesión a excepción de la falla F7 la cual produce la omisión de una pequeña porción de la sucesión. Es importante conocer la existencia de estas fallas para poder reconstruir la sucesión estratigráfica original.

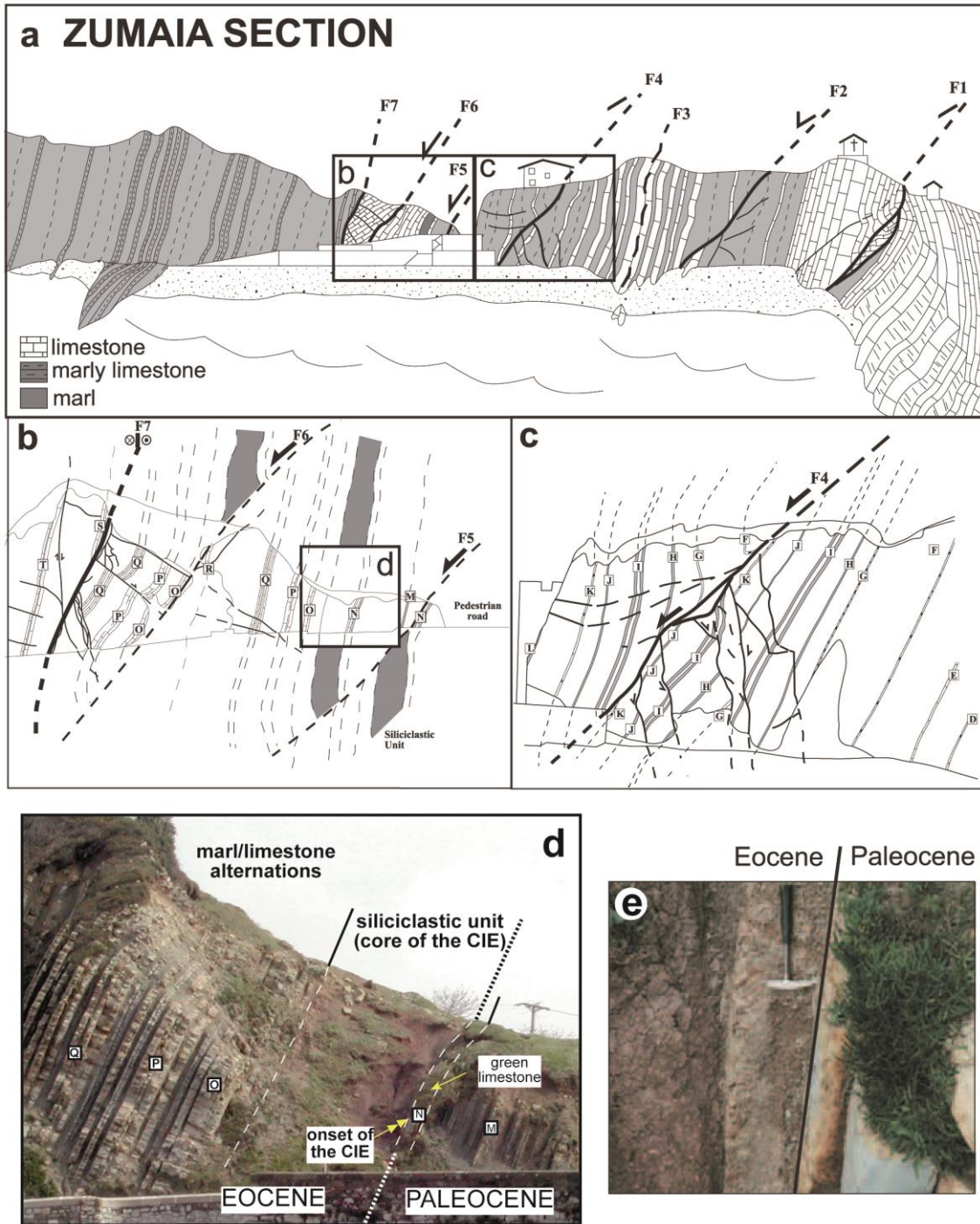


Figura 2.- Paleogeografía del Paleógeno inferior de Europa occidental y mapa geológico del Cretácico superior-Paleógeno inferior en la zona de Zumaya (tomado de Baceta et al., 2006).

En el presente estudio se ha colocado el nivel cero de la sucesión del tránsito Paleoceno/Eoceno en el horizonte en el que Schmitz et al. (1997) identificaron la aparición de la excursión negativa del isótopo de carbono (CIE), es decir, por debajo del CIE los depósitos pertenecen al Paleoceno y por encima pertenecen al Eoceno. (Fig. 3). La sección estudiada en el

presente trabajo comprende la parte final del Thanetiense (último piso del Paleoceno) y la parte inicial del Ypresiense (primer piso del Eoceno; Fig. 3). Este tramo de la sección corresponde a dos formaciones:

- **Formación Itzurun** (Baceta et al., 2004). Se trata de una alternancia de calizas y margas grises con intercalaciones de capas delgadas siliciclásticas y de turbiditas calcáreas. El contenido de carbonatos de esta sección aumenta hacia la parte superior de la misma, registrando el valor máximo en la parte media-alta de la unidad y a continuación disminuye progresivamente hasta alcanzar el valor mínimo en el límite P/E. El contenido en turbiditas es mayor hacia la parte superior de la Fm. Itzurun. (Fig. 3).

- Parte inferior de la **Formación Jaizkibel** (Kruit et al., 1975). Este intervalo es una unidad dominada por margas con abundantes intercalaciones de capas delgadas de turbiditas siliciclásticas. En la base de esta formación se encuentra un intervalo formado por lutitas rojas y gris oscuro (se corresponden con la CIE). (Fig. 3).

El tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaya está representado por alternancias rítmicas de calizas y margas hemipelágicas que contienen numerosas intercalaciones de capas delgadas de turbiditas, en su mayoría con un espesor comprendido entre 1 y 4 cm aunque existen algunas con un espesor de unos 10 cm. La parte superior del Paleoceno está representada por una unidad de 0,8 m de espesor (Unidad III) que esta formada principalmente por calizas hemipelágicas que incluyen un nivel turbidítico de 4 cm de espesor. Esta unidad presenta, en corte fresco, un color verdoso debido a su alto contenido de glauconita y se utiliza en correlaciones regionales como nivel marcador ya que se observa en otras secciones de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Baceta, 1996; Smichtz et al., 2000). Por encima del nivel de calizas de color verdoso se sitúa una capa de margas con un espesor de 35-40 cm (Unidad IV); en la base de esta unidad se localiza el inicio de la CIE. En esta unidad se observa el BEE, el cual se produce de forma gradual pero rápida (Alegret et al., 2009b). Las margas de la Unidad IV presentan un aspecto marrón verdoso, muy diferente del color gris de las margas que hay en los niveles más inferiores (Unidades I y II) y por encima se encuentra un intervalo de 4 m de espesor (Unidad V) constituido casi exclusivamente por arcillas y arcillas limosas al que se denomina “Unidad Siliciclástica” (SU, Siliciclastic Unit) (Fig. 2d). La transición de las margas de la Unidad IV a las arcillas de la Unidad V se produce de forma gradual durante unos 5-10 cm.

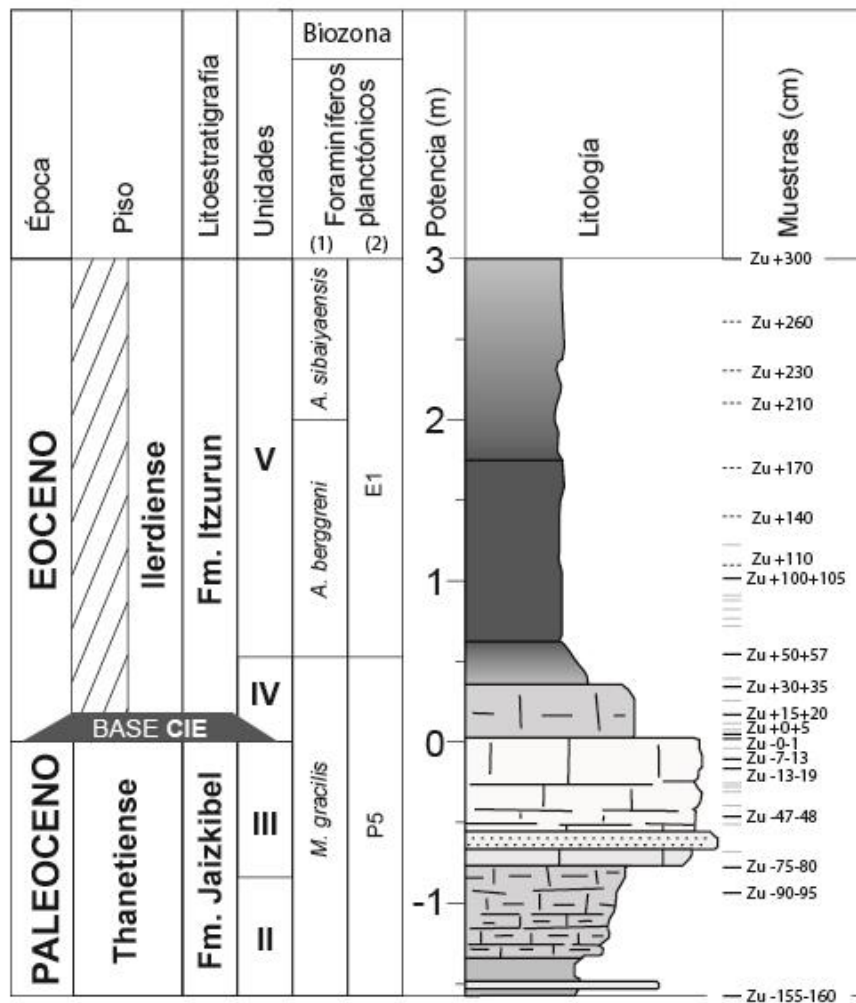


Figura 3.- Sección estudiada en el tránsito del Paleoceno-Eoceno en Zumaya. En la figura se muestran las unidades y formaciones comprendidas en el tramo estudiado y su situación en la escala temporal geológica. Muestras señaladas con línea negra = muestras estudiadas en el presente trabajo. Muestras señaladas con línea gris = muestras que completan el muestreo realizado en la sección. Muestras señaladas con línea discontinua = muestras cedidas por la Dr. Laia Alegret para completar el estudio. Biozonaciones de foraminíferos planctónicos (1) reconocidas por Arenillas y Molina (2000, (2) propuesta por Berggren y Pearson (2005).

El intervalo estudiado abarca las biozonas de foraminíferos planctónicos de *Morovella gracilis* en el Paleoceno, y las de *Acarinina berggreni* y *Acarinina sibaiyaensis* en el Eoceno, reconocidas en el corte de Zumaya por Arenillas y Molina (2000), (Fig. 3).

3. OBJETIVOS

Con el fin de analizar en detalle los cambios paleambientales asociados al tránsito Paleoceno-Eoceno en el corte de Zumaya, en este trabajo se presenta el primer análisis integrado de las asociaciones de foraminíferos bentónicos y de indicadores geoquímicos,

obtenidos a partir de las mismas muestras en un muestreo de alta resolución. Se persiguen por tanto los siguiente objetivos:

- Análisis taxonómico y cuantitativo de las asociaciones de foraminíferos bentónicos.
- Interpretaciones paleoecológicas y paleoambientales de dichas asociaciones.
- Análisis de indicadores geoquímicos de productividad (ej., Sr/Al, U/Al, P/Ti).
- Análisis de indicadores geoquímicos de de las condiciones redox (ej., Co, Cr, Cu, Ni, Th, normalizados con respecto al contenido en Al), en las mismas muestras.
- Integración de datos micropaleontológicos y geoquímicos para inferir de manera multidisciplinar y detallada los cambios paleoambientales durante el Paleoceno terminal y Eoceno inicial.

4. METODOLOGÍA

La sección de Zumaya (latitud/longitud 42°18.00'N/2°15.30'W) constituye uno de los afloramientos más representativos y completos depositados en medios batiales durante el tránsito del Paleoceno-Eoceno. La amplitud del registro sedimentario para este intervalo temporal convierte a Zumaya en un enclave excelente para el estudio de los microfósiles marinos. En el presente trabajo se ha estudiado un intervalo que se extiende desde 160 cm por debajo del límite Paleoceno-Eoceno hasta los 300 cm por encima de dicho límite.

4.1. Trabajo de laboratorio

En este trabajo se han procesado en el laboratorio de Micropaleontología de la Universidad de Zaragoza un total de 13 muestras del tránsito Paleoceno-Eoceno de la sección de Zumaya. Las muestras fueron proporcionadas por la Dra. Laia Alegret (Universidad de Zaragoza) y son las siguientes: Zu -155-160, Zu -90-95, Zu -75-80, Zu -47-48, Zu- 13-19, Zu -7-13 y en Zu -0-1 (en el Paleoceno) y las muestras Zu +0+5, Zu +15+20, Zu +30+35, Zu +50+57, Zu +100+105 y Zu +300 (en el Eoceno). Las muestras se han nombrado con las siglas Zu que se corresponden con la localidad donde se encuentra el afloramiento, el signo positivo o negativo indica la posición (por encima y por debajo, respectivamente) respecto al límite Paleoceno-Eoceno, y las cifras numéricas indican los intervalos centimétricos en los que se han recogido. La metodología seguida en el estudio ha consistido en la aplicación de la técnica de levigado (Molina et al., 2004), para ello las muestras fueron sumergidas en agua oxigenada concentrada al 10% en agua durante tiempos variables en función de la cantidad de materia orgánica de cada muestra; el objetivo de esta operación es disgregar total o parcialmente las muestras. Las

muestras Zu -0-1, Zu -7-13 y Zu -13-19 debido a su compacidad no se disgregaron tras ser atacadas con agua oxigenada por lo que se realizaron ataques con ácido acético concentrado al 50% en agua; a las muestras Zu -7-13 y Zu -13-19 se les realizaron tres ataques con una duración de seis minutos cada uno para cada una de estas dos muestras, mientras que a la muestra Zu -0-1 se le realizó un único ataque con ácido acético con una duración de 18 minutos. Una vez disgregadas, se procede al tamizado con el objetivo de eliminar la mayor parte del sedimento que contenga en la muestra. Los tamices se colocan formando una torre en orden decreciente situando en la parte superior el tamiz con luz de malla de 100 μm y en la parte inferior el tamiz con luz de malla de 63 μm . A continuación se vierte la muestra disgregada sobre la torre de tamices, y con un chorro de agua se procede, mediante suaves movimientos circulares, al lavado. El proceso de tamizado termina cuando el agua que atraviesa la torre de tamices lo hace limpia, es decir, sin restos de sedimentos. Para evitar la contaminación, después de cada tamizado los tamices fueron sumergidos en azul de metileno para teñir los contaminantes que pudieran quedar en el tamiz de las muestras previamente tamizadas. Posteriormente, los tamices se dejaron secar antes de procesar la siguiente muestras. Por último, los residuos de todos los tamices se recogieron y etiquetaron en recipientes individuales para cada muestra y se dejaron secar en un horno de laboratorio a un temperatura inferior de 50 °C. Por último, se estudió toda la fracción mayor a 63 μm .

Para la obtención de los datos geoquímicos se realizaron análisis elementales en roca llevados a cabo en colaboración con el Dr. Matías Reolid (Universidad de Jaén) en 31 muestras, que son: Zu -155-160, Zu -90-95, Zu -75-80, Zu -66-68, Zu -50-51, Zu -47-48, Zu -39-40, Zu -30-31, Zu -28-30, Zu -26-28, Zu -13-19, Zu -7-13, Zu -3-7, Zu -0-1, Zu +0+5, Zu +5+10, Zu +10+15, Zu +15+20, Zu +20+25, Zu +30+35, Zu 35+40, Zu +50+57, Zu +70+75, Zu +75+80, Zu +80+85, Zu +85+90, Zu +90+95, Zu +100+105, Zu +120+125, Zu +140+145 y Zu +300. Las muestras se analizaron mediante un espectrómetro de rayos X (XRF) Philips PW 1040/10. El contenido en elementos traza se determinó con un espectrómetro de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS Perkin Elmer Sciex-Elan 5000) en el Centro de Instrumentación Científica (CIC) de la Universidad de Granada. El error instrumental es de $\pm 2\%$ y $\pm 5\%$ para concentraciones elementales de 50 ppm y 5 ppm, respectivamente.

El contenido de C, N y S, y el carbono orgánico total (TOC), se midieron con un Analizador Elemental LECO CNS-TruSpec y un Analizador Inorgánico de Carbono CM5240 UIC en los laboratorios del Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA, Granada). El carbono orgánico total se obtuvo como la diferencia entre el carbono total y el carbono inorgánico total, se midió en mg y se calculó como porcentaje en peso de la muestra.

4.2. Estudio en microscopio: clasificación, fotografiado y medida de tamaños

Una vez secadas las muestras se procede a su estudio. En primer lugar se separa de cada una de las muestras una fracción representativa de foraminíferos bentónicos y se depositan en una celdilla micropaleontológica. Para este trabajo se extrajeron aproximadamente unos 300 foraminíferos de cada una de las 13 muestras. A continuación se procede a la clasificación de cada uno de los ejemplares a nivel de especie, y en caso de no ser posible, a nivel de género. Algunos de los ejemplares más representativos fueron fotografiados en el Servicio de Microscopía Electrónica de la Universidad de Zaragoza.

Una vez clasificadas las muestras y observándolas detenidamente, se apreció que los tamaños de los foraminíferos variaban de manera notable de unas muestras a otras en el Eoceno, por lo que se decidió medir los tamaños máximos de las especies más significativas. Así, calibramos la lupa binocular introduciendo en el objetivo una regla lente con un mm. De esta manera se midieron las dimensiones máximas (Fig. 4) de 20 ejemplares de las muestras del

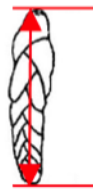
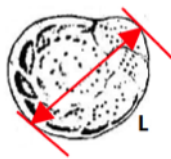


Figura 4.- Esquema de las dimensiones máximas (L) medidas en foraminíferos de distintas morfologías. En conchas con enroscamiento espiralado (izquierda) se midió el diámetro máximo, y en conchas alargadas (derecha), la altura máxima.

Eoceno siguientes: Zu +0+5, Zu +15+20, Zu +30+35, Zu +50+57, Zu +100+105 y Zu +300 para el grupo de los trochamínidos y los géneros *Spiroplectammina* y *Karrerulina*. En algunas muestras, debido a la escasez o la mala conservación de los ejemplares de estos grupos, no se pudieron tomar 20 medidas de cada muestra.

4.3. Trabajo de gabinete

4.3.1. Foraminíferos bentónicos

Una vez clasificados los foraminíferos bentónicos de las 13 muestras, los contajes se introdujeron en una tabla Excel donde además se añadieron los contajes correspondientes a las siguientes muestras previamente clasificadas por Alegret et al. (2009b): Zu +110, Zu +140, Zu +170, Zu +210, Zu +230 y Zu +260. Estas muestras se sitúan entre las muestras Zu +100+105 y Zu +300 del presente estudio, y todas ellas pertenecen al Eoceno. A partir de los contajes se realizaron los siguientes cálculos y análisis:

- **Análisis de morfogrupos**

Numerosos estudios han demostrado que los foraminíferos bentónicos en los océanos actuales ocupan diferentes microhábitats, es decir, que habitan a diferentes profundidades con respecto a la interfase agua-sedimento (Corliss, 1991). Así, se distingue principalmente entre especies de modo de vida epifaunal, que habitan en el centímetro superior del sedimento, y los que presentan un modo de vida infaunal, que habitan en capas más profundas del sedimento, entre 1-2 y 15 cm, aunque este rango de valores varía en función de los autores. Por otro lado, se ha demostrado que existe una relación entre la morfología de las conchas de los foraminíferos y los microhábitats ocupados por éstos. Las formas trocoespiraladas planoconvexas, biconvexas, las planiespiraladas biconvexas, miliolinas, palmadas, tubulares o ramosas y las enrolladas planas son preferentemente epifaunales, y las alargadas cilíndricas o planas, esféricas, ovoidales, globosas uniloculares, planiespiraladas redondeadas, estreptoestiradas, y las que poseen cuello pertenecen a foraminíferos infaunales (Corliss, 1991).

Una vez agrupados los taxones identificados en morfogrupos infaunales y epifaunales, se empleó el modelo TROX, (Fig. 11), para realizar interpretaciones paleoambientales ya que el estudio morfotípico permite inferir parámetros como la oxigenación de las aguas o el aporte alimenticio al fondo marino (Jorissen et al., 2007).

- **Índices de biodiversidad**

En este trabajo se han calculado el índice de Fisher- α y el de Shannon-Weaver, H(S). El índice de diversidad de Fisher- α se calculó a partir del ábaco presentado en Murray (1991), en el cual se tiene en cuenta el número de individuos y el número de especies de una muestra. El índice de Shannon-Weaver H(S) hace referencia a la heterogeneidad de la asociación estudiada, teniendo en cuenta el número de especies (S) y las abundancias relativas de cada una de ellas (pi) a partir de la fórmula $H = - \sum pi \cdot \ln pi$. (Murray, 1991).

- **Dimensiones máximas**

Una vez medidas las dimensiones máximas de los taxones seleccionados (diámetro para especies espiraladas, y altura máxima para especies alargadas), en micras, se calculó el 5% del número de las 20 medidas tomadas para cada una de las especies con el fin de excluir el 5% de los valores mayores y el 5% de los valores menores obtenidos. Cuando el 5% de las mediciones tomadas correspondía a un número decimal, se decidió tomar el número entero inmediatamente superior. Por ejemplo, si el 5% resultaba un 0,4, se despreciaban el valor más y el más bajos de las medidas. Con las medidas resultantes de esta selección, se realizó el promedio, obteniendo la dimensión máxima de cada especie en cada muestra.

4.3.2. Cálculos de elementos traza

Para comparar las proporciones de elementos traza en muestras con contenido variable de carbonato y arcilla, las concentraciones de elementos traza se normalizaron con respecto al contenido en aluminio (Calvert y Pedersen, 1993). Esta técnica evita el efecto de la litología sobre las concentraciones de elementos mayores y traza, asumiendo que el contenido en Al en los sedimentos procede de aluminosilicatos (ej., Calvert, 1990). El estudio de la paleoproduktividad se llevó a cabo mediante el análisis de indicadores (Sr/Al y P/Ti). El estudio de la paleo-oxigenación está basado en indicadores redox que evalúan el aumento relativo de elementos redox sensibles, como Cr/Al, Co/Al, Cu/Al, Ni/Al, y Th/Al. Además, se aplicaron factores de enriquecimiento (U) según Zhou et al. (2012) y Tribovillard et al. (2012), como $UEF = [U/Al]_{\text{muestra}}/[U/Al]_{\text{PAAS}}$, (PAAS, Post-Archean Australian average shale). Los valores autigénicos de U se calcularon también según Zhou et al. (2012), como $U_{\text{aut}} = [U]_{\text{muestra}}/[U]_{\text{PAAS}}/[Al]_{\text{PAAS}} * [Al]_{\text{muestra}}$.

4.3.3. Representaciones gráficas

Los resultados de las mediciones, así como los índices de diversidad, los porcentajes calcárico/aglutinado, infaunal/epifaunal, los porcentajes de las especies más comunes, y los resultados de los análisis geoquímicos, se representaron para cada una de las muestras, de forma que se puede observar su evolución a lo largo del intervalo estudiado.

4.3.4. Recopilación bibliográfica

Para complementar la información que ha sido necesaria para las identificaciones taxonómicas y las interpretaciones de este trabajo, así como para la redacción de la presente memoria, se ha recopilado la bibliografía existente sobre la zona de estudio y el tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaya (datos micropaleontológicos, información geográfica, geológica y estratigráfica), así como bibliografía especializada de foraminíferos bentónicos. Por último, se ha llevado a cabo la interpretación de los datos, análisis de los gráficos realizados y la redacción de la memoria.

5. RESULTADOS

5.1- Asociaciones de foraminíferos bentónicos

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos en el Paleoceno superior son diversas (índice Fisher- α entre 14,5 y 24 y heterogéneas (índice H (S) entre 2,9 y 2,5), sin embargo, en el Eoceno inferior las asociaciones se caracterizan por presentar una diversidad y una heterogeneidad bajas; ambos índices disminuyen de forma repentina a partir del BEE, (Fig. 5). La presencia de taxones aglutinados en la sección estudiada es alta especialmente a partir del BEE, coincidiendo con un descenso del %CO₃Ca, y oscila entre ~ 27% y > 99%. Los taxones epifaunales son más abundantes que los infaunales y su presencia es mayor, en general, en el Eoceno; a pesar de esto, la sección se puede considerar una mezcla que contiene tanto especies epifaunales como infaunales ya que la diferencia es mínima en gran parte de la sección. Los morfogrupos infaunales presentan morfotipos principalmente alargados-cónicos (por ejemplo, nodosariídeos, *Spiroplectamina navarroana*) y cilíndrico-cónicos (como por ejemplo, *Dorothia crassa*, *Remesella varians*). Los morfogrupos epifaunales están dominados por morfotipos trocospiralados aplanados (trochamínidos), biconvexos trocospiralados (como por ejemplo, *Anomalinoidea ammonoides*, *Stensioeina beccariiformis*) y planoconvexos trocospiralados (como por ejemplo, *Nutallides truempyi*), (Fig. 6 y 7).

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos están dominadas por taxones característicos de la Fauna Velasco, representativa de medios profundos, y de las biofacies DWAF (*deep-water agglutinated foraminifera*) de Kuhnt et al. (1989) que se corresponden con latitudes bajas y medias.

En función de los datos obtenidos a partir del estudio de los foraminíferos bentónicos en las muestras señaladas y de los datos geoquímicos obtenidos a lo largo de la sección, se han inferido seis intervalos. Estos intervalos se han denominado con una letra y un número. La letra, "P" o "E", en cada caso hace referencia a la época geológica en la que se sitúa dicho intervalo, es decir, Paleoceno o Eoceno respectivamente, el número hace referencia a su posición en cada época geológica estudiada, correspondiendo los números más bajos con la base de cada época y los más altos con el techo de las mismas. En función de esto los intervalos definidos han sido los siguientes.

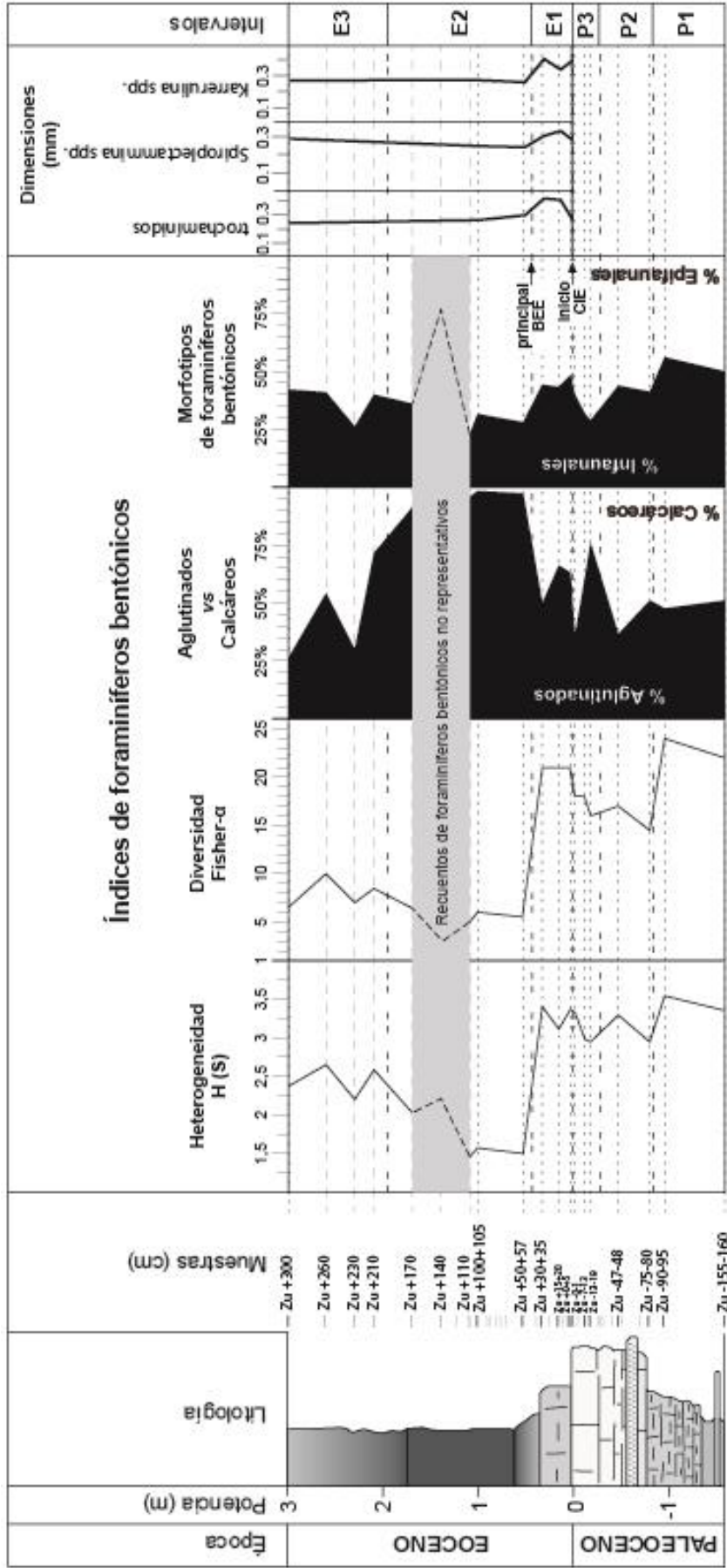


Figura 5.- Índices de heterogeneidad y diversidad, proporción de foraminíferos bentónicos aglutinados-calcareos e infaunales-epifaunales en el tránsito Paleoceno-Eoceno, medidas de tamaño de los taxones trochamínidos, *Spiroplectamina* spp. y *Karerulina* spp. en el Eoceno inferior y su distribución en los intervalos definidos en este trabajo. H (S) = índice de diversidad Shannon Weaver; α -Fisher = índice de diversidad de α -Fisher; BEE = benthic foraminiferal extinction event; CIE = carbon isotope excursion.

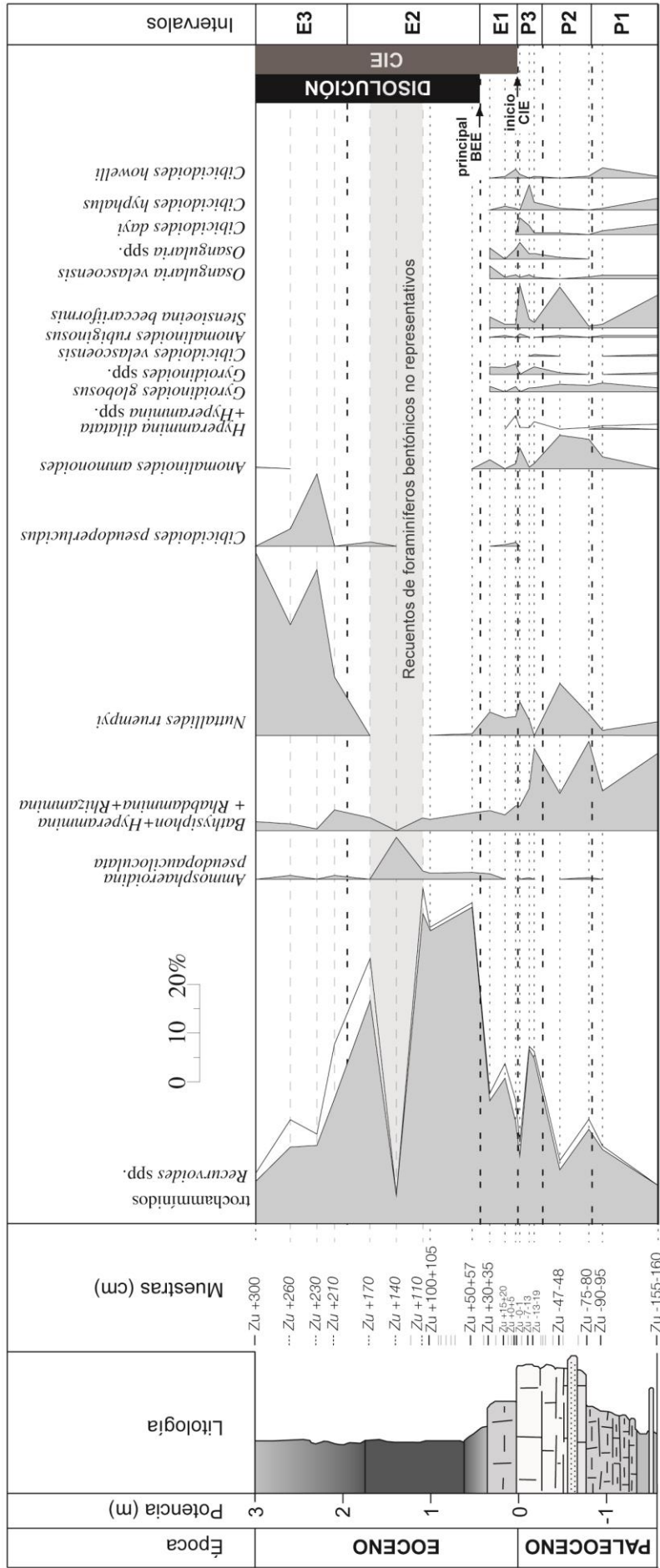


Figura 6.- Distribución estratigráfica, distribución por intervalos y abundancia relativa de los taxones de foraminíferos bentónicos epifaunales más representativos encontrados en este estudio de en el tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaya. BEE = benthic foraminiferal extinction event; CIE = carbon isotope excursion.

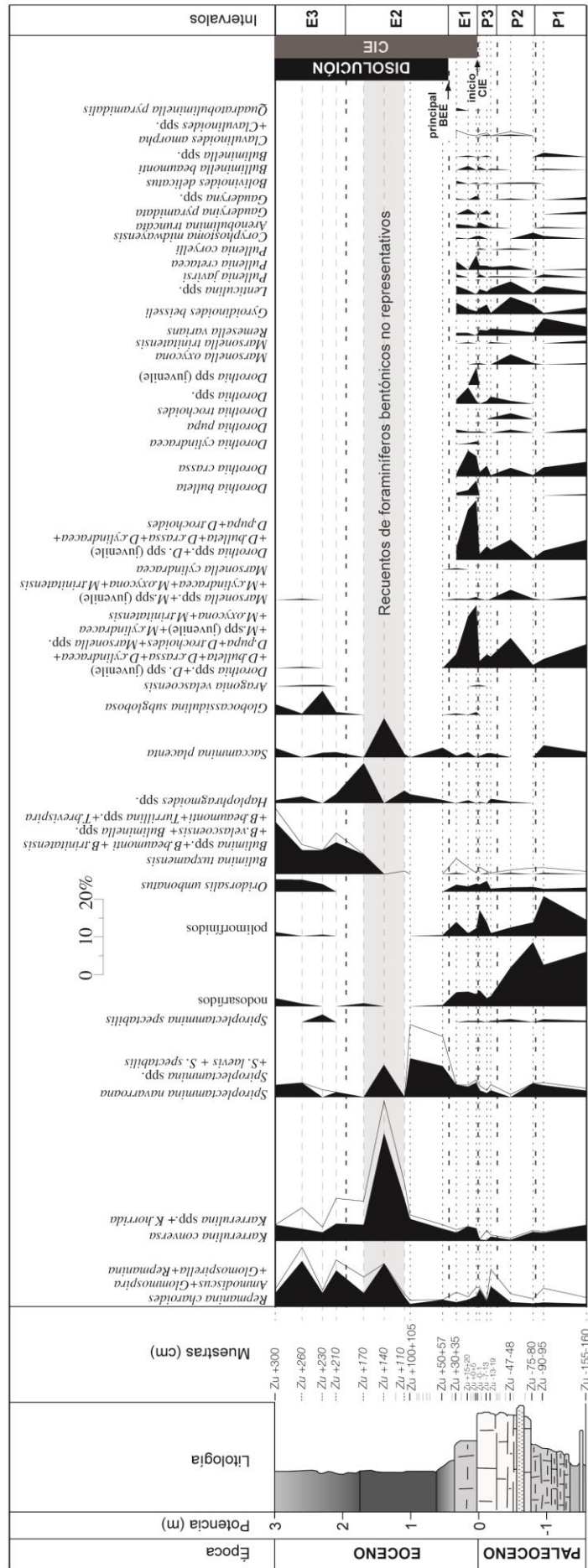


Figura 7.- Distribución estratigráfica, distribución por intervalos y abundancia relativa de los taxones de foraminíferos bentónicos infaunales más representativos encontrados en este estudio de en el transito Paleoceno-Eoceno en Zumaya. BEE = benthic foraminiferal extinction event; CIE = carbon isotope excursion.

- **Intervalo P1.**- Este intervalo comprende el tramo de sección estudiada que comienza en el inicio de la sección en -160 cm hasta -85 cm por debajo del límite Paleoceno-Eoceno. Este intervalo se ha definido por las variaciones que presentan los datos geoquímicos y que se han señalado como el final del intervalo.

En este intervalo las asociaciones de foraminíferos bentónicos son diversas y heterogéneas. El índice Fisher- α alcanza valores máximos en este intervalo (24), aunque disminuye notablemente hacia el techo del mismo. El índice H (S) también presenta valores elevados > 3 , y disminuye hacia el techo del intervalo, (Fig. 5).

En este intervalo los morfogrupos de foraminíferos bentónicos consisten en una mezcla de infaunales (~50%–56% de las asociaciones) y epifaunales (~50%–44%; Figura XXX), (Fig. 5). En los morfogrupos infaunales predominan principalmente las morfologías alargadas-cónicas (nodosariíidos, *Spiroplectammina navarroana*, *Karrerulina conversa*, polimorfínidos), las morfologías cilíndrico-cónicas (por ejemplo, *Dorothia crassa*, *Remesella varians*), planiespiraladas (*Lenticulina* spp.) y algunas morfologías de disco bicónvaco (*Saccamina placenta*). Los morfogrupos epifaunales están dominados por morfologías aplanadas y trocoespiraladas (trochamínidos y *Recurvoides* spp.), biconvexas trocoespiraladas (por ejemplo, *Stensioeina beccariiiformis*), alargados-cilíndricos (por ejemplo, *Bathysiphon* spp., *Rhizammina* spp.), planoconvexos (por ejemplo, *Cibicidoides dayi*, *Cibicidoides hyphalus*), y trocoespiraladas planoconvexas (*Nuttallides truempyi*), (Fig. 6 y 7).

En este intervalo no se aprecian variaciones importantes en la abundancia relativa de los foraminíferos bentónicos. Se observa un ligero descenso respecto al inicio del intervalo en algunos taxones al final del intervalo P1, como por ejemplo, *Karrerulina conversa*, *Dorothia bulleta*, *Dorothia pupa*, *Marsonella trinitatensis*, *Marsonella oxycona*, *Gaudryina pyramidata*, *Stensioeina beccariiiformis*, *Cibicidoides hyphalus*; a partir de la muestra Zu-90-95 se observa un descenso más acusado en algunos de estos taxones, por ejemplo, en *Dorothia crassa* y *Cibicidoides dayi*. Otros taxones como por ejemplo, *Saccamina placenta*, *Remesella varians*, *Cibicidoides howelli*, *Bulliminella* spp., *Gyroidinoides globosus*, polimorfínidos y *Lenticulina* spp. aumentan su abundancia relativa desde el inicio del intervalo P1 hasta la muestra Zu -90-95 a partir de la cual su abundancia relativa disminuye hasta el final del intervalo. Por último, ciertos taxones experimentan un aumento en su abundancia relativa al final del intervalo P1 respecto a la que tenían al inicio del intervalo; estos taxones tienen en común el aumento de su

abundancia relativa en el tramo final del intervalo P1, como por ejemplo, trochamínidos, *Recurvoides* spp., *Spiroplectammina navarroana*, *Bathysiphon* spp., *Nuttallides truempyi*, nodosaríidos y *Anomalinoidea ammonoides*, (Fig. 6 y 7). Por último, los foraminíferos bentónicos aglutinados adquieren un porcentaje que oscila en un rango de ~50%–56% según las muestras estudiadas dentro del intervalo P1, por tanto presentan una abundancia relativa alta.

- **Intervalo P2.**- este intervalo se extiende desde -85 cm hasta -29 cm por debajo del límite Paleoceno-Eoceno. El límite superior de este intervalo se ha definido gracias a las variaciones que se observan en los datos geoquímicos.

La diversidad y heterogeneidad de las asociaciones son relativamente altas. El índice Fisher- α presenta valores comprendidos entre 14,5 y 17, que aumentan de base a techo del intervalo P2. El índice H (S) sigue una tendencia similar, con valores comprendidos entre 2,9 y 3,2. El porcentaje de foraminíferos aglutinados es de ~51% en la base del intervalo, y aumenta hacia techo del mismo, (Fig. 5).

Los morfogrupos epifaunales (~58%–55% de las asociaciones) predominan ligeramente sobre los morfogrupos infaunales, (Fig. 5). Los morfogrupos epifaunales están dominados por morfologías biconvexas–trocoespiraladas (*Stensioeina beccariiformis*), alargadas-cilíndricas (*Bathysiphon* spp., *Rhizammina* spp.) y trocoespiraladas planoconvexas (*Anomalinoidea ammonoides*, *Nuttallides truempyi*). Entre los infaunales predominan las morfologías alargadas-cónicas (nodosaríidos, polimorfínidos), cilíndrico-cónicas (*Dorothia crassa*, *Dorothia trochoides*, *Dorothia pupa*, *Marsonella oxycona*, *Remesella varians*), planiespiraladas (*Lenticulina* spp.), y trocoespiraladas–planoconvexas (*Gyroidinoidea beisseli*), (Fig. 6 y 7).

En la parte media del intervalo P2 se observan picos positivos en el porcentaje de *Anomalinoidea ammonoides*, *Nuttallides truempyi*, *Dorothia crassa*, *Dorothia trochoides*, *Dorothia pupa*, *Marsonella oxycona*, *Lenticulina* spp., *Gyroidinoidea beisseli*, *Stensioeina beccariiformis* o *Spiroplectammina spectabilis*, mientras que se registra una tendencia opuesta en el caso de trochamínidos, *Karrerulina conversa*, *Spiroplectammina navarroana* o *Bathysiphon* spp. El porcentaje de nodosaríidos y polimorfínidos disminuye claramente en este intervalo. (Fig. 6 y 7).

- **Intervalo P3.**- representa el tramo de la secuencia comprendido desde -29 cm hasta 0 cm, es decir, hasta el límite del Paleoceno-Eoceno en el cual los datos geoquímicos muestran

variaciones puntuales muy acusadas por lo que se ha decidido situar límite superior del intervalo P3 en concordancia con el límite Paleoceno-Eoceno.

El índice Fisher- α aumenta ligeramente de base a techo de este intervalo (de 16 a 18), y el índice H (S) no presenta variaciones apreciables, oscilando entre 2,9 y 3,3. El porcentaje de taxones aglutinados oscila entre 77% (muestra Zu -13-19) y 37% (muestra Zu 0-1). Este mínimo relativo en el porcentaje de foraminíferos aglutinados, y el consecuente aumento en los foraminíferos de paredes calcíticas, coincide con variaciones en los datos geoquímicos, que marcan el final del intervalo P3 y el límite Paleoceno-Eoceno, (Fig. 5).

Los morfogrupos epifaunales (~60%–71%) dominan sobre los infaunales (~40%–29%). El mínimo porcentaje de taxones infaunales se registra en la muestra Zu -13-19, y posteriormente aumenta hacia el techo del intervalo, (Fig. 5). Las morfologías dominantes en las asociaciones epifaunales son principalmente morfologías aplanadas y trocoespiraladas (trochamínidos, que alcanzan un ~35% de las asociaciones en la muestra Zu -7-13). Otras morfologías epifaunales son las alargadas-cilíndricas (*Bathysiphon* spp., *Rhizammina* spp.), las trocoespiraladas planoconvexas (*Anomalinoidea ammonoides*, *Nuttallides truempyi*), las morfologías biconvexas–trocoespiraladas (*Stensioeina beccariiformis*), planoconvexas (*Cibicidoides dayi*, *Cibicidoides hyphalus*) y trocoespiraladas (*Osangularia* spp.) Las morfologías que predominan entre los morfogrupos infaunales son las cilíndrico-cónicas (*Dorothia crassa*, *Dorothia* spp., *Remesella varians*), alargadas-cónicas (polimorfínidos), trocoespiraladas–planoconvexas (*Gyroidinoides beisseli*), estreptoestiradas (*Repmanina charoides*), alargadas-cónicas (*Karrerulina conversa*, *Spiroplectammina navarroana*) y planispiraladas (*Lenticulina* spp., *Haplophragmoides* spp.), (Fig. 6 y 7).

El intervalo P3 se caracteriza por un marcado aumento en la abundancia relativa de trochamínidos, y ligeros aumentos en los porcentajes de *Bathysiphon* spp., *Rhizammina* spp., en *Repmanina charoides*, *Glomospira* spp., *Karrerulina conversa*, *Spiroplectammina navarroana*, *Spiroplectammina* spp., *Haplophragmoides* spp., *Gyroidinoides globosus* y *Saccammina placenta* en la muestra Zu -13-19. El porcentaje de otros taxones disminuye en esta muestra (*Nuttallides truempyi*, nodosariíidos, *Anomalinoidea ammonoides*, polimorfínidos y *Stensioeina beccariiformis*), y se recupera hacia techo del intervalo, (Fig. 6 y 7).

- **Intervalo E1.**- Es el primer intervalo identificado en el Eoceno y se extiende desde el límite Paleoceno-Eoceno (0 cm, situado en el comienzo del CIE; Schmitz et al., 2000) hasta

+42,5 cm por encima de este límite. El límite superior del intervalo E1 se sitúa en el punto intermedio entre la muestra Zu +30+35 y la muestra Zu +50+57.

El índice Fisher- α en este intervalo es alto (21) y el índice H (S) registra valores > 3 . Ambos índices comienzan a disminuir significativamente sus valores hacia techo del intervalo, a partir de la última muestra, Zu +30+35, (Fig. 5). Dicha disminución se relaciona con el evento de extinción de los foraminíferos bentónicos (BEE), que en el presente estudio se ha situado en la muestra Zu +30+35, mientras que estudios previos sitúan el principal evento de extinción a 40 cm por encima del límite Paleoceno/Eoceno (Alegret et al., 2009b). Esta pequeña diferencia se atribuye a la intensidad del muestreo, pues en el presente trabajo no se ha analizado ninguna muestra 40 cm por encima del P/E, pasando directamente de la muestra Zu +30+35 a la +50+57 (perteneciente al intervalo E2). Taxones como *Arenobulimina truncata*, *Dorothia bulleta*, *Dorothia crassa*, *Dorothia cylindracea*, *Dorothia pupa* y *Remesella varians* entre las especies aglutinadas, y *Anomalinoidea rubiginosus*, *Gyroidinoidea globosus*, *Bolivinoidea delicatus*, *Cibicidoides dayi*, *Cibicidoides hyphalus*, *Coryphostoma midwayensis*, *Gyroidinoidea beisseli*, *Lenticulina spp.*, *Osangularia velascoensis*, *Pullenia cretacea*, *Pullenia jarvisi* y *Stensioeina beccariiformis* entre las de pared calcítica, desaparecen a partir de la muestra señalada en este evento de extinción el cual es registrado en el presente trabajo en la muestra Zu +30+35 (aunque se asume que se sitúa, de forma más precisa, en 40 cm por encima del límite P/E). (Fig. 6 y 7).

Los foraminíferos aglutinados dominan ligeramente frente a los de pared calcítica, con porcentajes que oscilan entre 51 y 67%. Los taxones epifaunales (52-56%) dominan sobre los infaunales, siendo mayores hacia la parte superior de este intervalo, (Fig. 5).

Entre los taxones epifaunales predominan los de morfologías aplanadas y trocoespiraladas, fundamentalmente los trochamínidos, que presentan un porcentaje superior al 20% en todas las muestras y son dominantes en el intervalo E1. Otras morfologías importantes son las alargadas-cilíndricas (*Bathysiphon spp.*) y las trocoespiraladas planoconvexas (*Nuttallides truempyi*). Las morfologías más comunes entre los morfogrupos infaunales son las alargadas-cónicas (*Karrerulina conversa*, *Spiroplectamina navarroana*), las estreptospiraladas (*Repsmanina charoides*), alargadas-cónicas (nodosaríidos, polimorfínidos), las morfologías cilíndrico-cónicas (*Dorothia crassa*, *Dorothia bulleta*), las trocoespiraladas-planoconvexas (*Gyroidinoidea beisseli*), planispiraladas involutas (*Pullenia cretacea*) y trocoespiraladas biconvexas (*Oridorsalis umbonatus*). (Fig. 6 y 7).

- **Intervalo E2.**- comprende el tramo comprendido entre +42,5 cm y +190 cm por encima del límite P/E. El límite superior está situado en el punto intermedio entre las muestras Zu +170 y Zu +210. Este intervalo se registran picos cuantitativos en ciertos taxones de foraminíferos bentónicos, como por ejemplo, trochamínidos, *Karrerulina conversa*, *Haplophragmoides* spp. *Spiroplectammina navarroana*, *Spiroplectammina* spp. y *Repmanina charoides*, (Fig. 7).

Es importante señalar que las tres últimas muestras incluidas en el intervalo E2 (Zu+110, Zu +140 y Zu +170, datos de Alegret et al., 2009b) no son representativas debido a la escasez de foraminíferos bentónicos hallados en los contajes de esas muestras. Por tanto, estas muestras no pueden ser interpretadas cuantitativamente de una forma fiable aunque sí pueden ser consideradas cualitativamente. En las muestras Zu +110 y Zu +170 las asociaciones de foraminíferos bentónicos están dominadas fuertemente por trochamínidos (64% y 46%, respectivamente) y *Recurvoides* spp. (5% y 9%). Otros grupos que presentan porcentajes elevados tanto en la Zu +110 como en la muestra Zu +170 son *Karrerulina* (15% y 11%), *Haplophragmoides* (3% y 11%) y *Repmanina charoides* (3% y 4%). Por otro lado, la muestra Zu +140 está caracterizada por la presencia de *Karrerulina* (37%), *Spiroplectammina navarroana* (9%), *Repmanina charoides* (11%), *Ammosphaeroidina pseudopauciloculata* (9%), *Saccamina placenta* (11%) y trochamínidos (6%). Excepto en esta muestra (Zu +140), todas las muestras del intervalo se caracterizan por una alta presencia de trochamínidos (>46% de las asociaciones, y que llegan a constituir un 60% en la muestra Zu +50+57).

Al inicio del intervalo los valores de los índices Fisher- α y H (S) presentan valores altos que disminuyen hasta la muestra Zu +50+57, a partir de la cual estos índices presentan valores bajos (índice Fisher- α < 7; índice H (S) < 2,3), (Fig. 5). La caída de la diversidad y la heterogeneidad coincide con el inicio del intervalo de disolución que coincide con el inicio del intervalo E2 y se produce a continuación del evento de extinción de los foraminíferos bentónicos (BEE).

Los taxones aglutinados son claramente dominantes y se registran porcentajes que oscilan entre el 92% y el 100%, (Fig. 5). Los taxones epifaunales dominan sobre los infaunales con porcentajes > 63% en todas las muestras excepto en la muestra Zu +140, siendo mayores estos porcentajes en la zona inferior y disminuyendo hacia la parte superior del intervalo.

Las morfologías que predominan en las asociaciones epifaunales de E2 son principalmente morfologías aplanadas y trocoespiraldas, fundamentalmente, trochamínidos que dominan todo el intervalo E2 con porcentajes muy altos en todas las muestras excepto en la Zu +140. Otras

morfologías importantes de los taxones epifaunales son las alargadas-cilíndricas (por ejemplo, *Bathysiphon* spp. y *Rhizammina* spp.). Las morfologías más comunes en los morfogrupos infaunales se corresponden con morfologías alargadas-cónicas (por ejemplo, *Karrerulina conversa*, *Spiroplectammina navarroana*, *Spiroplectammina* spp.), morfologías uniloculares enrolladas (por ejemplo, *Repmanina charoides*) y las planispiraladas o planispiraladas enrolladas (por ejemplo, *Haplophragmoides* spp.). (Fig. 6 y 7).

- **Intervalo E3.**- es el último intervalo identificado en la sección en este trabajo y está definido por un límite inferior situado en +190 cm y un límite superior situado en +300 cm el cual coincide con el final de la secuencia estudiada.

Los valores del índice Fisher- α son bajos (oscila entre 6,5 y 10); el índice H (S) presenta valores bajos (< 3). A pesar de esta pequeña recuperación en ambos índices la diversidad y la heterogeneidad en este intervalo puede considerarse baja, (Fig. 5). El porcentaje de foraminíferos bentónicos aglutinados es alto con un valor mínimo (~27%) y máximo (~72%). Los taxones epifaunales dominan sobre los infaunales, disminuyendo su porcentaje, en general, hacia el techo del intervalo. El valor mínimo en el porcentaje de epifaunales es > ~56% y se mantiene más o menos constante, sin superar el 60%, excepto en la muestra Zu +230 donde el porcentaje de morfogrupos epifaunales supera el 73%, (Fig. 5). Este valor máximo de epifaunales coincide con el valor máximo en el porcentaje de taxones calcícticos (como por ejemplo, *Nuttallides truempyi*, *Cibicidoides pseudoperlucidus* y *Globocassidulina subglobosa*).

Los morfogrupos epifaunales están dominados por morfologías aplanadas y trocoespiraladas (trochamínidos y *Recurvoides* spp.), alargados-cilíndricos (por ejemplo, *Bathysiphon* spp., *Rhizammina* spp.), planoconvexos (por ejemplo, *Cibicidoides pseudoperlucidus*) y trocoespiraladas planoconvexas (como por ejemplo, *Nuttallides truempyi*). Los morfogrupos infaunales son comunes las morfologías uniloculares enrolladas (por ejemplo, *Repmanina charoides*), alargadas triseriadas (*Bulimina tuxpamensis*, *Bulimina* spp.), globular biseriadas (por ejemplo, *Globocassidulina subglobosa*), las morfologías alargadas-cónicas (por ejemplo, *Spiroplectammina navarroana*, *Spiroplectammina spectabilis*, *Karrerulina conversa*, *Karrerulina* spp., nodosariidos, polimorfínidos), lenticular-trocoespiralada (*Oridorsalis umbonatus*), algunas morfologías de disco bicónvaco (por ejemplo, *Saccamina placenta*) y las planispiraladas o planispiraladas enrolladas (por ejemplo, *Haplophragmoides* spp.). (Fig. 6 y 7).

En este intervalo la especie *Nutallides truempyi* resulta especialmente abundante. En la muestra Zu +230 se registra un pico de abundancia (34% del total de esta muestra) que coincide con valores altos en la abundancia relativa de otras especies como *Cibicidoides pseudoperlucidus* (~15%) y *Globocassidulina subglobosa* (~6%). Otro taxón muy abundante es *Bulimina tuxpamensis* que registra valores mayores del 6% en todo el intervalo.

5.2- Medidas de foraminíferos bentónicos

El grupo de los trochamínidos presenta medias de las medidas para cada muestra que oscilan entre los valores mínimo (0,24 mm) de la muestra Zu +300 hasta el valor máximo (0,40 mm) de la muestra Zu +30+35. En el género *Spiroplectammina* spp. estos valores mínimo y máximo se localizan en las muestras Zu +50+57 y Zu +15+20 (0,28 mm y 0,39 mm respectivamente). Los valores mínimo (0,26 mm) y máximo (0,41 mm) para el género *Karrerulina* spp. se corresponden con las muestras Zu +50+57 y Zu +30+35 respectivamente.

(Fig. 5), En el intervalo E1 las medidas en estos tres grupos son mayores que para los intervalos E2 y E3. Para el grupo de los trochamínidos el intervalo E1 comienza con un aumento en el tamaño medio que se mantiene hasta la muestra Zu +15+20 a partir de la cual el tamaño es prácticamente constante hasta la muestra Zu +30+35; a partir de esta muestra comienza disminuye su tamaño hasta el final de la sección. El género *Spiroplectammina* spp. comienza el intervalo E1 aumentando ligeramente de tamaño hasta la muestra Zu +15+20 y a partir de esa muestra se produce una disminución hasta la muestra Zu +50+57; seguidamente el tamaño de este género se recupera lentamente hasta el techo de la sección. Por último, el género *Karrerulina* spp. comienza el intervalo E1 con una media de las medidas alta y sufre un ligero descenso hasta la muestra Zu +15+20; seguidamente el tamaño de este género aumenta hasta la muestra Zu +50+57; a partir de esta muestra el tamaño de este género se mantiene prácticamente constante hasta el límite superior de la sección estudiada.

Los datos de tamaño muestran una reducción de las medidas de los individuos común a los tres grupos que comienza en a partir de la muestra Zu +30+35 y que finaliza (en el caso de los géneros *Spiroplectammina* spp. y *Karrerulina* spp.) en la muestra Zu +50+57, mientras que se prolonga pero de forma más suave para el grupo de los trochamínidos hasta el final de la secuencia estudiada.

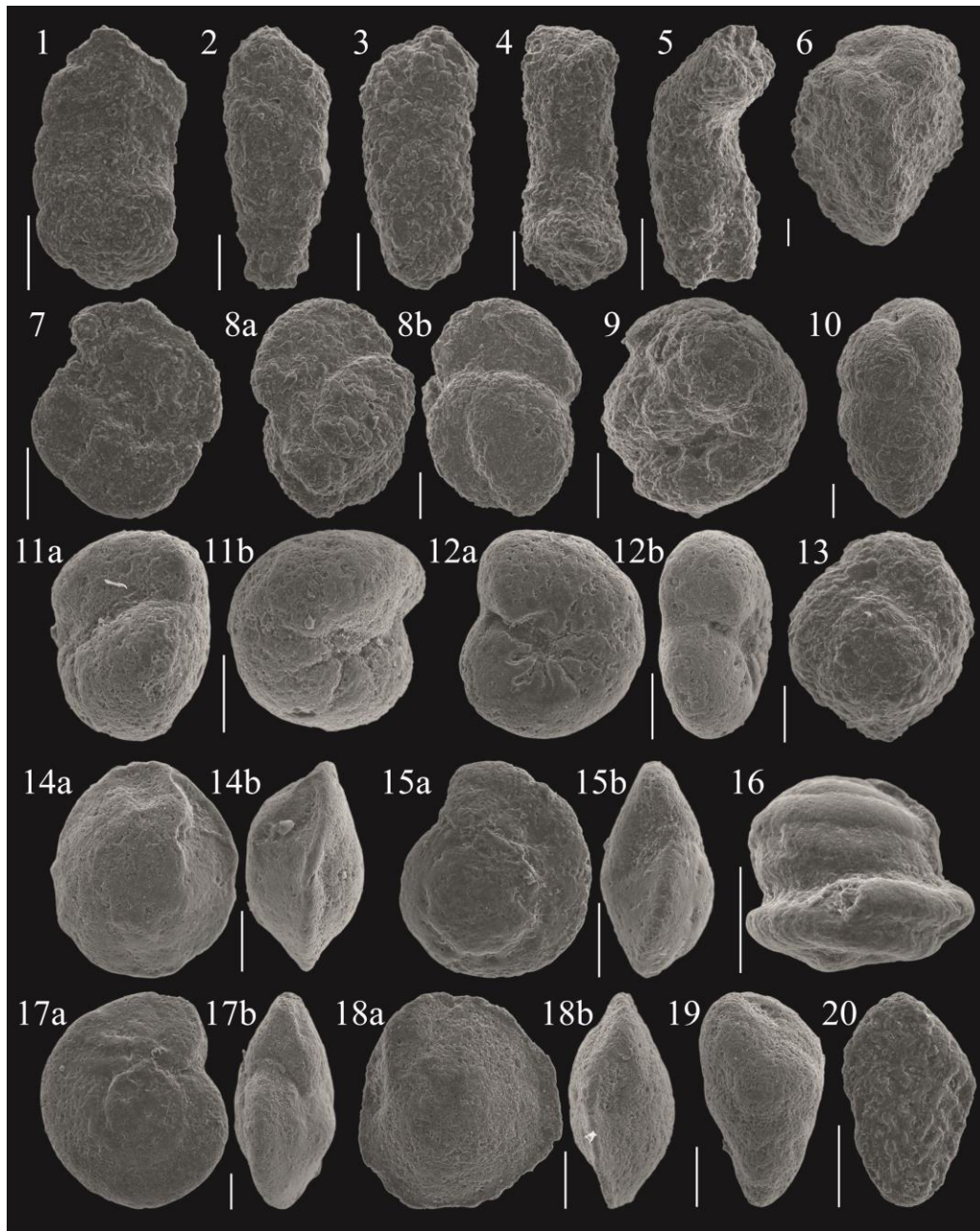


Lámina 1.- Foraminíferos bentónicos en la sección de Zumaya. 1: *Spiroplectammina spectabilis* (Zu 0-6); 2: *Spiroplectammina navarroana* (Zu 210); 3: *Karrerulina conversa* (Zu 50-60); 4: *Bathysiphon* spp. (Zu 260); 5: *Rhizammina* spp. (Zu 260); 6: *Gaudryina pyramidata* (Zu -90); 7: *Haplophragmoides walteri* (Zu -50); 8: trochamíno (Zu 30-40); 9: *Recurvoides* spp. (Zu 50-60); 10: *Remesella varians* (Zu 30-40); 11: *Gyroidinoides globosus* (Zu -140); 12: *Stensioeina beccariiiformis* (Zu -140); 13: *Aerobulimina truncata* (Zu 30-40); 14: *Nuttallides truempyi* (Zu -140); 15: *Cibicidoides pseudoperlucidus* (Zu 465); 16: *Repmanina charoides* (Zu 50-60); 17: *Cibicidoides dayi* (Zu 30-40); 18: *Osangularia velascoensis* (Zu 30-40); 19: *Bulimina tuxpamensis* (Zu 210); 20: *Bolivinooides delicatulus* (Zu 0-6). Imágenes de los taxones aportadas por la Dra. Laia Alegret y posteriormente montadas sobre una lámina negra.

5.3- Resultados de análisis geoquímicos

La evolución de los datos geoquímicos en función de los intervalos identificados en la sección es la siguiente:

- **Intervalo P1.-** este intervalo se ha definido principalmente gracias a los datos geoquímicos, varios de los cuales experimentan una variación brusca que puede identificarse fácilmente en sus respectivas representaciones. Las variaciones geoquímicas más significativas en este intervalo se producen en la parte superior del mismo, donde varias relaciones geoquímicas aumentan su valor (Ba/Al, Sr/Al, Co/Al, Ni/Al U/Th, U EF y Th/Al). Este aumento es mayor en las relaciones Ba/Al, U EF y Th/Al. Los datos geoquímicos de P/Ti y el %CO₃Ca disminuyen tenuemente desde la base del intervalo hacia el techo del mismo. (Fig. 8, 9 y 10).

- **Intervalo P2.-** los límites del intervalo P2 han sido definidos principalmente por las variaciones que presentan los datos geoquímicos. El límite superior del intervalo se corresponde con variaciones en las relaciones geoquímicas que son identificables en prácticamente la totalidad de los datos geoquímicos. Varias relaciones geoquímicas siguen aumentando en la base del intervalo P2 (Sr/Al, U/Th y U EF). Los datos de P/Ti y de %CO₃Ca aumentan a lo largo de todo el intervalo desde la muestra Zu -75-80 hasta la muestra Zu -28-30, donde alcanzan sus valores máximos (P/Ti= ~0,76 y %CO₃Ca= ~78) de toda la sección estudiada. La relación Ba/Al muestra fuertes oscilaciones en este intervalo, y alcanza también su valor máximo (Ba/Al =721) de toda la secuencia en la muestra Zu -75-80. (Fig. 8, 9 y 10).

El valor máximo de Ba/Al en la muestra Zu -75-80 coincide con los valores mínimos del P/Ti y de %CO₃Ca en el intervalo P2 y con un aumento importante de Th/Al (~2,24, máximo valor en P2). La relación Sr/Al también aumenta a lo largo de todo el intervalo P2, y alcanza su valor máximo de toda la serie (Sr/Al = ~387) en la muestra Zu -28-30. Varias relaciones geoquímicas también alcanzan sus valores máximos hacia techo del intervalo P2 (Cr/Al, Co/Al y Ni/Al), si bien estos máximos no suponen un aumento excesivamente significativo respecto a los valores con los estos datos geoquímicos de la base del intervalo. (Fig. 8, 9 y 10).

- **Intervalo P3.-** los límites del intervalo P3 se han definido principalmente por las variaciones que presentan los datos geoquímicos (al igual que el resto de intervalos definidos en el Paleoceno). Este intervalo tiene su límite superior en la muestra Zu -0-1, donde se reconoce un aumento en la mayor parte de las relaciones geoquímicas (%CO₃Ca, P/Ti, Sr/Ti, V/Al, Cr/Al, Co/Al, Ni/Al, U EF y Th/Al). Al inicio del intervalo, en la muestra Zu -26-28, varias relaciones

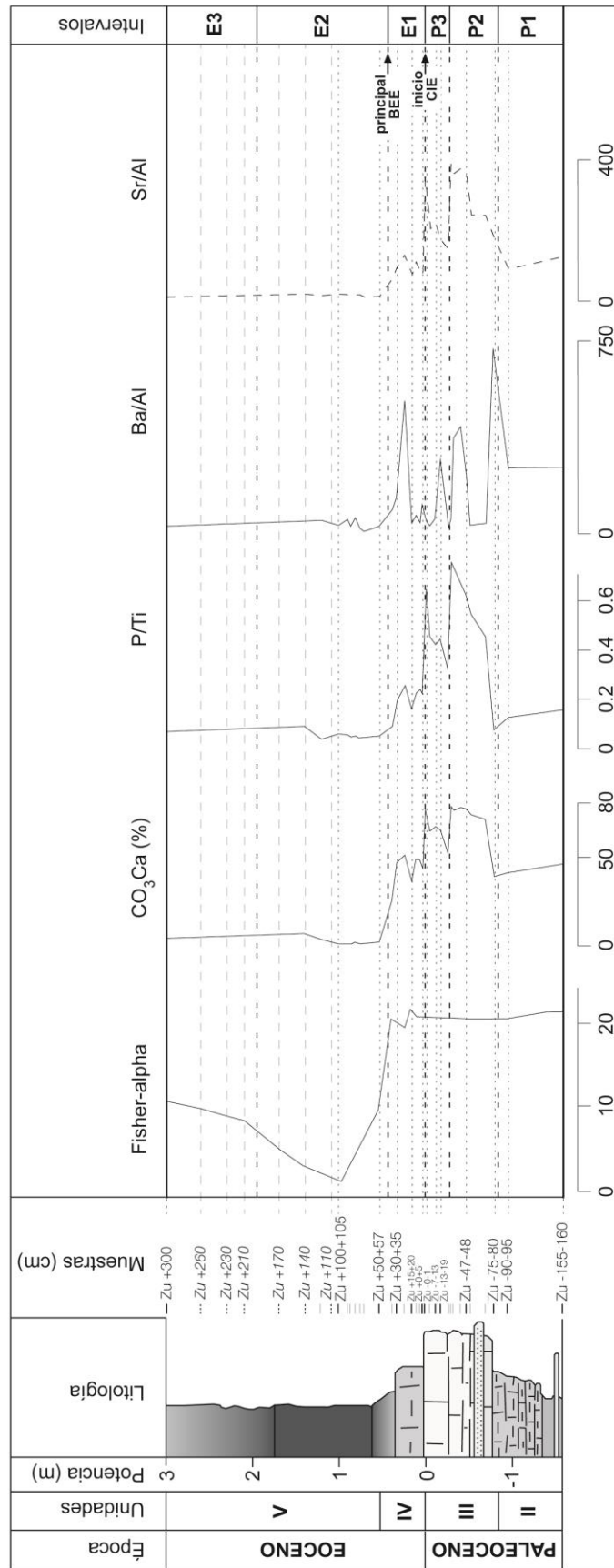


Figura 8.- Índice de diversidad, porcentaje de CO₃Ca y relaciones geoquímicas de P/Ti, Ba/Al y Sr/Al y su distribución estratigráfica y en los intervalos definidos en el transito Paleoceno-Eoceno en Zumaya. Alpha diversity = índice de diversidad Fisher- α ; BEE = benthic foraminiferal extinction event; CIE = carbon isotope excursion.

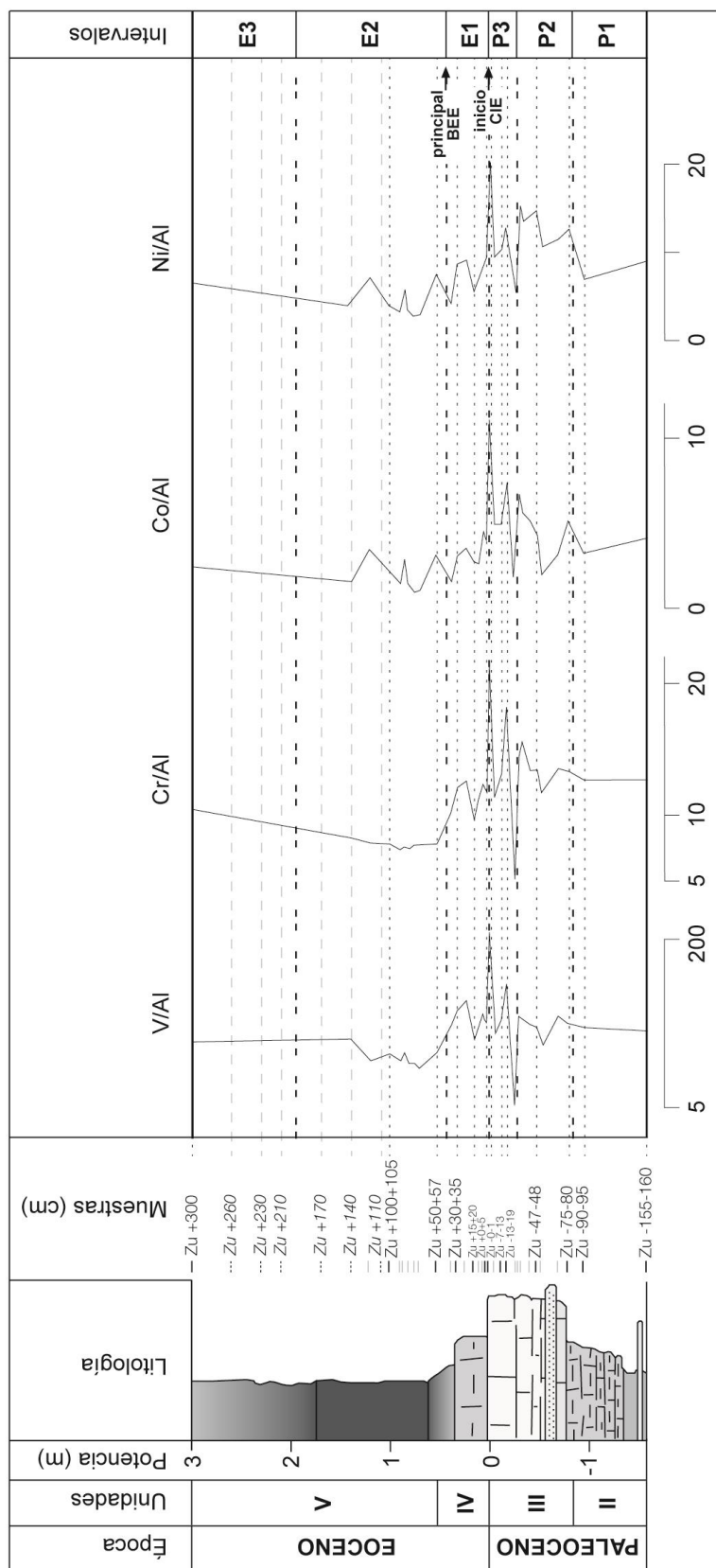


Figura 9.- Relaciones geoquímicas de U/Th, Th/Al, Cu/Al y Pb/Al, evolución del U EF y su distribución estratigráfica y en los intervalos definidos en el tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaya. U EF = uranium enrichment facility; BEE = benthic foraminiferal extinction event; CIE = carbon isotope excursion.

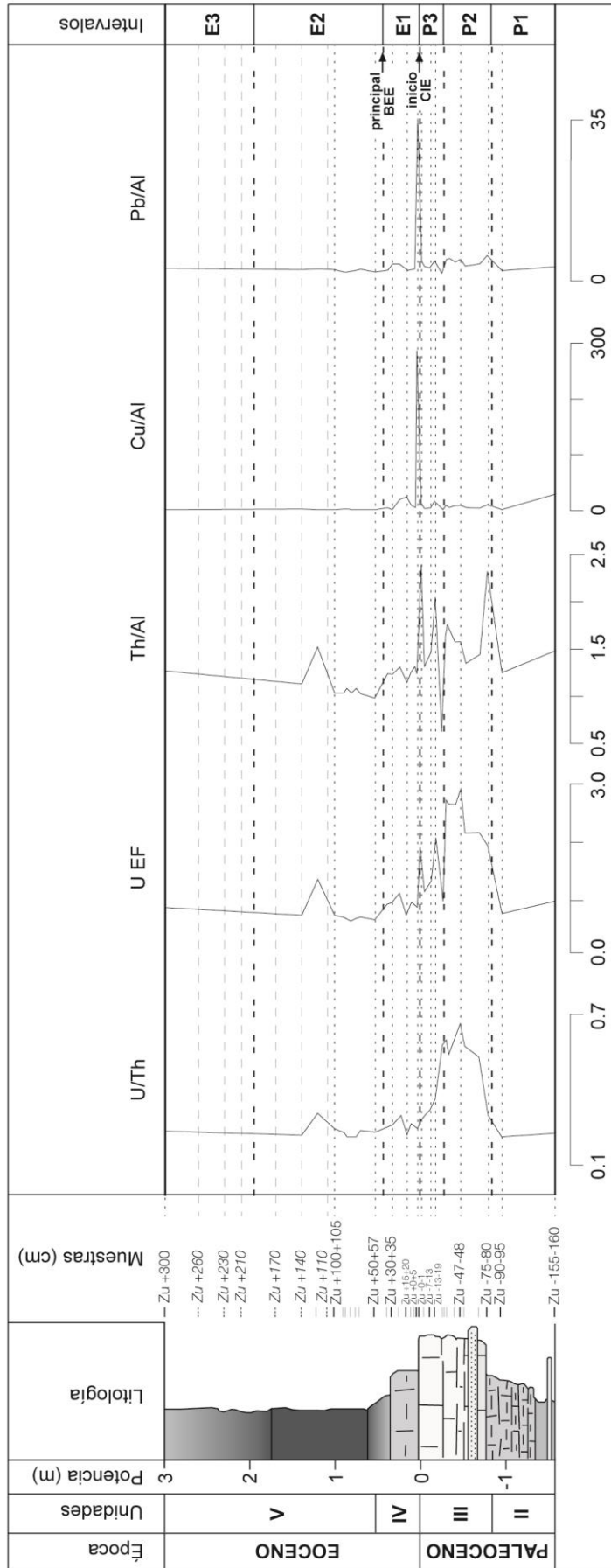


Figura 10.- Relaciones geoquímicas de V/Al, Cr/Al, Co/Al y Ni/Al y su distribución estratigráfica y en los intervalos definidos en el transito Paleoceno-Eoceno en Zumaya. BEE = benthic foraminiferal extinction event; CIE = carbon isotope excursion.

geoquímicas registran valores muy bajos, como por ejemplo, V/Al, Cr/Al, Co/Al, Ni/Al, U EF y Th/Al. A partir de la muestra Zu -26-28, las relaciones geoquímicas, de Ba/Al, V/Al, Cr/Al, Co/Al, U EF y Th/Al aumentan hacia la muestra Zu -13-19, reflejando una rápida recuperación en las relaciones geoquímicas desde los valores alcanzados en la muestra anterior (Zu -26-28). La parte superior del intervalo se caracteriza por un aumento muy rápido y significativo de %CO₃Ca, P/Ti, Sr/Ti, V/Al, Cr/Al, Co/Al, Ni/Al, U EF y Th/Al. Las relaciones geoquímicas V/Al (~22,7), Cr/Al (~21,6), Co/Al (~11,2), Ni/Al (~20,4) y Th/Al (~2,4) registran en esta Zu -0-1 sus valores máximos para toda la secuencia estudiada. Los datos geoquímicos del Cu/Al y Pb/Al presentan en Zu -0-1 un aumento muy importante de sus valores, sin embargo aunque el crecimiento es muy brusco y elevado, no alcanzan su máximo valor hasta el intervalo siguiente (Zu +0+5). (Fig. 8, 9 y 10).

- **Intervalo E1.**- el intervalo E1 no registra variaciones geoquímicas importantes y su límite superior se ha definido por el estudio de las asociaciones de foraminíferos bentónicos. Los datos geoquímicos recuperan cierta estabilidad en sus valores y no presentan picos significativos, a excepción de un pico registrado en la base de E1 (muestra Zu +0+5). Así, las variaciones geoquímicas más importantes se registran en la primera muestra de E1 (Zu +0+5), donde Cu/Al y Pb/Al registran su valor máximo de la secuencia (Cu/Al= ~287,8 y Pb/Al= ~35,4); ambas relaciones apenas varían en el resto de la secuencia manteniéndose prácticamente constantes (Cu/Al < 25 y Pb/Al < 5), por tanto, este brusco aumento resulta de especial interés para realizar una interpretación del Eoceno inicial. Los datos %Co₃Ca, P/Ti, Sr/Al, V/Al, Cr/Al, Co/Al, Ni/Al y U EF disminuyen de base a techo del intervalo E1. Las relaciones Cu/Al y Pb/Al alcanzan sus valores máximos de forma desfasada (en Zu +0+5) mientras que el resto de relaciones geoquímicas lo alcanzan antes (en Zu -0-1). El resto del intervalo apenas presenta variaciones geoquímicas significativas excepto un ligero aumento general en la muestra Zu +20+25, donde la relación Ba/Al registra su segundo valor más alto (~521) de la secuencia. (Fig. 8, 9 y 10).

- **Intervalo E2.**- Las variaciones en los datos geoquímicos en este intervalo son insuficientes para poder definir un límite superior neto, por tanto, el límite superior de este intervalo se ha definido gracias al estudio de los foraminíferos bentónicos. En general, las relaciones geoquímicas se mantienen prácticamente constantes a lo largo de todo el intervalo (Sr/Al y Cu/Al, Pb/Al) o presentan un pequeño y lento aumento (Cr/Al, Co/Al, Ni/Al, U EF y Th/Al) hacia techo. Las relaciones Co/Al, Ni/Al, U/Th, U EF y Th/Al muestran un pequeño pico positivo en la muestra Zu +120+125. (Fig. 8, 9 y 10).

- **Intervalo E3.**- El límite superior de este intervalo lo marca el final de la sección estudiada, +300 cm. Las variaciones geoquímicas en E3 son mínimas, por lo que ese intervalo se ha definido en función de los datos cuantitativos de foraminíferos bentónicos. Respecto a los datos geoquímicos en E3 se puede señalar un ligero y lento aumento en las relaciones Cr/Al, Co/Al, Ni/Al, U EF y Th/Al que persiste desde el intervalo E2. (Fig. 8, 9 y 10).

6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

La integración de los datos cuantitativos de foraminíferos bentónicos y de los datos geoquímicos ha permitido realizar la siguiente interpretación del Paleoceno superior y Eoceno inicial en Zumaya.

6.1- Interpretación paleobatimétrica

Estudios previos en el tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaia han determinado que la relación de foraminíferos planctónicos-bentónicos, en general, es muy alta (90%-95%), lo que indica ambientes de mar abierto (Alegret et al., 2009b). Los foraminíferos bentónicos son unos excelentes marcadores paleobatimétricos debido a que su distribución en los océanos está controlada por una serie de parámetros relacionados con la profundidad (ej. Kaminski y Gradstein, 2005).

Las muestras estudiadas contienen abundantes especies aglutinadas de cemento calcáreo (*Clavulinoides amorpha*, *C. trilatera*, *Dorothia crassa*, *D. bulleta*, *D. cylindracea*, *Gaudryina pyramidata*, *Arenobulimina truncata*, entre otras) y varios taxones aglutinados de foraminíferos aguas profundas (Deep-Water Agglutinated Foraminifera, DWAF, como trochamínidos, *Haplophragmoides*, *Karrerulina*, *Recurvoides* y *Repmanina charoides*). Estas asociaciones son típicas en zonas de talud de latitudes bajas-medias (Kuhnt et al., 1989). Además, entre los foraminíferos calcáreos destacan las especies *Nuttallides truempyi*, *Osangularia velascoensis*, *Gyroidinoides globosus*, entre otras, que pertenecen a la fauna de tipo Velasco característica de la zona batial y abisal (Berggren y Aubert, 1975). Las asociaciones están dominadas por especies cuyo límite superior se sitúa entre unos 500-700 m (zona batial alta-media), como *Bulimina tuxpamensis*, *Nuttallides truempyi*, *Stensioeina beccariiformis* y *Spiroplectammina spectabilis*. Otras especies (*Cibicidoides hyphalus*, *Gaudryina pyramidata*, *Gyroidinoides globosus*, y *Pullenia coryelli*) son más comunes en la zona batial media-baja (Van Morkhoven et al., 1986). En las muestras también aparecen especies características de profundidades que se

corresponden con la zona batial alta-media como *Cibicidoides dayi* y *Bolivinooides delicatulus*. Todos estos datos sugieren que los sedimentos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaya se depositaron cerca del límite entre los ambientes batial medio e inferior (~1000 m de profundidad). Estos datos concuerdan con la paleobatimetría estimada en otros trabajos (Ortiz, 1995; Alegret et al., 2009b).

Las asociaciones descritas en los intervalos P1, P2, P3, E1 y E3 están constituidas por foraminíferos bentónicos calcáreos y aglutinados, e indican un depósito por encima del CCD. Las muestras del intervalo E2 contienen taxones calcáreos muy escasos y estos aparecen parcialmente disueltos; este intervalo coincide con el intervalo de disolución en el que se asume una acidificación de las aguas y un ascenso del CCD.

6.2. Utilidad de los foraminíferos bentónicos en reconstrucciones paleoambientales

Los foraminíferos bentónicos habitan sobre la superficie del sedimento, en la interfaz sedimento-agua, o enterrados en el sedimento a profundidades de entre 1 y 10 cm (Jorissen et al. 2007), por tanto, los foraminíferos ocupan distintos microhábitat cada uno de ellos caracterizado por una serie de parámetros físicos, químicos y biológicos (Corliss, 1994). Algunos de estos parámetros son dependientes de las masas de agua circundantes, por ejemplo la salinidad y la temperatura, mientras que otros, como la cantidad de alimento y de oxígeno, pueden variar considerablemente dentro de una determinada masa de agua o en una misma cuenca debido a las corrientes ascendentes o a la productividad primaria. El aporte de alimento y oxígeno son, por tanto parámetros fundamentales que determinan la composición de las asociaciones de foraminíferos bentónicos (Jorissen et al., 1995).

Las poblaciones de foraminíferos pueden vivir con bajas concentraciones de oxígeno, lo que sugiere que este factor sólo resulta crítico por debajo de un umbral, que para la mayoría de las especies se sitúa en 1 mL/L o menos (Jorissen et al. 2007). Si los foraminíferos bentónicos se desarrollan con niveles de oxígeno suficientes tanto en el fondo de las aguas como en la interfaz agua-sedimento, el flujo de materia orgánica se convierte en el factor limitante principal controlando la vida de las diferentes asociaciones, su composición y la densidad de especies. La mayoría de taxones poseen un rango óptimo de entradas de materia orgánica, en el cual la competitividad es máxima y que condiciona si que taxones son dominantes en un hábitat. Cuando los flujos de materia orgánica exceden o son inferiores al rango óptimo, se produce un reemplazo de taxones por aquellos que son más competitivos en condiciones bien eutróficas u oligotróficas, respectivamente (Jorissen et al. 2007).

La interpretación paleoambiental está basada principalmente en el modelo TROX, (Fig. 11), Jorissen et al., 2007). Este modelo relaciona el microhábitat de los foraminíferos bentónicos con la disponibilidad de alimento y la concentración de oxígeno. Según este modelo, en medios oligotróficos con disponibilidad limitada de alimento, los taxones se concentran en la superficie del sedimento donde está concentrada la materia orgánica; los taxones epifaunales consumen el alimento de forma que éste no profundiza en el sedimento. En medios eutróficos, con un aporte de materia orgánica muy alto, el consumo de oxígeno es elevado y las condiciones redox ascienden en el sedimento por lo que el hábitat infaunal también asciende más cerca de la superficie del sedimento. Por último, en medios mesotróficos con un aporte de alimento intermedio entre las situaciones dos anteriores, no toda la materia orgánica es consumido por las especies epifaunales, por lo que las infaunales pueden consumir el alimento sobrante, desarrollándose tanto especies infaunales someras como profundas.

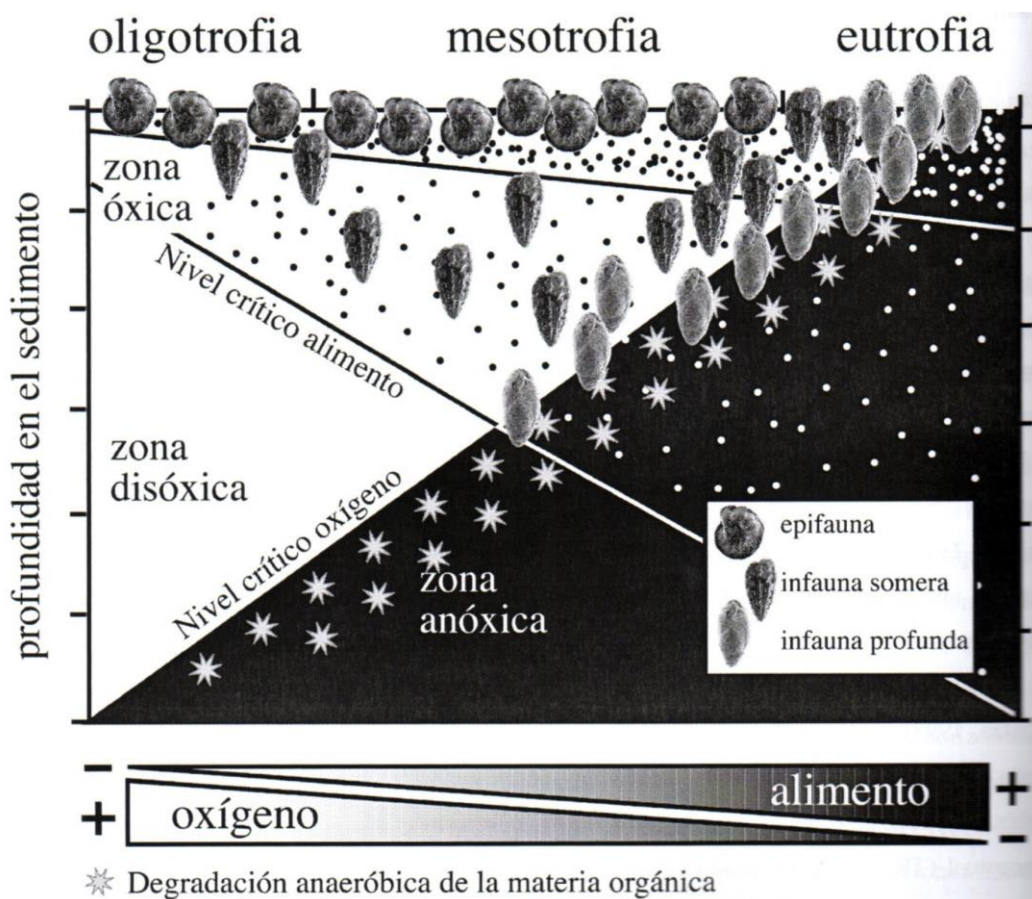


Figura 11.- Esquema conceptual del modelo TROX, que muestra la profundidad de los microhábitat de los foraminíferos bentónicos infaunales en función del alimento que llega al fondo marino y de la profundidad del nivel crítico de oxígeno en el sedimento. Modificado de Jorissen et al. (1995).

6.3. Reconstrucción paleoambiental basada en foraminíferos y geoquímica

Mediante el modelo TROX, el estudio de la morfología de los taxones bentónicos y los datos geoquímicos se ha realizado una interpretación paleoambiental del tránsito Paleoceno-Eoceno en Zumaia.

Intervalo P1

Está definido principalmente en función de la variación de los datos geoquímicos. La presencia de taxones tanto epifaunales como infaunales en porcentajes muy similares indica condiciones mesotróficas en el fondo marino y una buena oxigenación de las aguas del fondo. El alto porcentaje de foraminíferos bentónicos aglutinados (por ejemplo, Trochamminids, *Bathysiphon* spp., *Karrerulina conversa*, *Dorothia crassa*) puede interpretarse como una entrada importante de material clástico de grano fino (Alegret et al. 2009b).

Hacia techo de este intervalo, a partir de la muestra Zu -90-95, el aumento importante en la relación Ba/Al indica un aumento en la productividad primaria marina. Estudios anteriores realizados con nanofósiles calcáreos ya señalan un aumento de la productividad primaria en un tramo similar de la sección (Alegret et al., 2009b). El ligero aumento en la relación Sr/Al hacia techo del intervalo sugiere también un aumento de la productividad, primaria.

El aumento de la relación Th/Al hacia techo de P1 sugiere un aumento de la oxigenación en el fondo, mientras que el aumento en el porcentaje de foraminíferos epifaunales refleja un ligero descenso en el aporte alimenticio al fondo, asociado también a un moderado descenso de la diversidad y la heterogeneidad de las asociaciones. En estas condiciones, los géneros epifaunales suspensívoros (*Bathysiphon*, *Hyperammina* spp., *Rhizammina* spp.) muestran cierta ventaja, ya que son los primeros en captar el alimento que cae al fondo marino. El factor de enriquecimiento del U (U_{EF}) también aumento hacia techo de este intervalo, pero sin sobrepasar significativamente el valor de 1,5, a partir de la cual el U_{EF} se considera un indicador de condiciones de baja oxigenación en la columna de agua.

Por tanto, el intervalo P1 presenta condiciones mesotróficas en el fondo marino, con una disminución en el aporte alimenticio hacia techo del intervalo. Se deduce una buena oxigenación de las aguas del fondo a lo largo de todo el intervalo. En cuanto a la productividad primaria superficial, tanto los indicadores geoquímicos como las asociaciones de nanofósiles calcáreos indican un aumento de la misma hacia techo del intervalo.

En el **intervalo P2** las variaciones geoquímicas son mayores que en el intervalo anterior y está definido en función de los datos geoquímicos. Partiendo de valores elevados en las relaciones Ba/Al, Sr/Al, Th/Al y U EF (que reflejan una elevada productividad primaria superficial) en la base del intervalo, los valores de Ba/Al, Th/Al oscilan a lo largo de este intervalo. La relación del P/Ti y Sr/Al, indicadores también de productividad, aumenta desde durante todo el intervalo. El %CO₃Ca comienza a aumentar a partir de la muestra Zu -75-80 y mantiene esta tendencia hasta el final de P2; dicho aumento se corresponde con un aumento del porcentaje de foraminíferos bentónicos calcáreos. Las relaciones del U/Th y del U EF siguen una tendencia general a crecer hasta la muestra Zu -47-48 donde adquieren sus valores máximos de P2; los valores altos del U/Th y U EF en el intervalo P2 indican condiciones reductoras en la columna de agua.

Las condiciones en este intervalo se han interpretado previamente como una fase de perturbación inicial previa al CIE y al PETM (Alegret et al., 2009b), lo cual concuerda con la disminución en la diversidad y heterogeneidad de las asociaciones de foraminíferos bentónicos registrada en el presente trabajo. Estudios previos en nanofósiles calcáreos indican que esta perturbación se pudo producir por un aumento brusco de la temperatura superficial del agua (Bernaola et al., 2007) y un aporte elevado de nutrientes en las aguas superficiales, posiblemente causado por procesos de upwelling o llegada de nutrientes por escorrentía. Esto concuerda con las variaciones geoquímicas de las relaciones U/Th y U EF del presente trabajo. Se considera que imperan condiciones moderadamente oligotróficas, con un ligero dominio de los morfogrupos epifaunales. Esta interpretación se apoya también en la presencia de un pequeño pico cuantitativo de la especie *Nuttallides truempyi*, que está adaptada a medios oligotróficos.

En el **intervalo P3** se registran importantes fluctuaciones en las relaciones geoquímicas que apuntan a cierta inestabilidad ambiental en la columna de agua. Las relaciones de P/Ti y Sr/Al muestran valores bajos en comparación con los del intervalo P2, lo que puede interpretarse como un descenso en la productividad superficial en relación con P2. Los indicadores de condiciones redox (V/Al, Cr/Al, Co/Al, Ni/Al) presentan importantes fluctuaciones en este intervalo, apoyando la inestabilidad ambiental.

El estrés ambiental en este intervalo concuerda con los picos cuantitativos en taxones oportunistas, como trochamínidos, *Recurvoides*, *Repmanina charoides* o *Glomospira* spp. El dominio de morfogrupos epifaunales apunta a condiciones oligotróficas en el fondo marino.

Se concluye que este intervalo refleja perturbaciones ambientales bruscas y repentinas tanto en indicadores de productividad superficial con de las condiciones redox, que pueden deberse a

la fase de perturbación previa a la CIE y al PETM, en la que comenzó a aumentar la temperatura superficial de los océanos (Alegret et al., 2009b). Esta perturbación incluye los 100 cm finales del Paleoceno superior que comprenden el intervalo de calizas verdosas (parte superior de la Unidad III), unos ~ 46 ka antes del inicio de la CIE (Alegret et al., 2009b). Este calentamiento inicial pudo haber aumentado el ciclo hidrológico produciendo, como consecuencia, un aumento del flujo de materiales desde los continentes (Alegret et al., 2009b). Esta variabilidad en las condiciones pudo reflejarse también en los fondos oceánicos, y pudo haber sido aprovechada por taxones bentónicos oportunistas.

La interpretación paleoambiental del **intervalo E1** se ha realizado principalmente con los datos cuantitativos de los foraminíferos bentónicos. Se inicia en el comienzo de la CIE y en este intervalo se produce el evento de extinción de foraminíferos bentónicos (BEE). Taxones como *Dorothia trochoides*, *Marsonella oxycona*, *Cibicidoides velascoensis* se han registrado por última vez antes de la fase principal del BEE, lo que sugiere que nuestros datos concuerdan con la existencia de una extinción gradual previa descrita por Alegret et al. (2009b), la cual se produjo mediante procesos aeróbicos inferidos sin pruebas de disolución del carbonato, lo que indica que la corrosión de los carbonatos y la oxigenación de las aguas profundas no fueron, probablemente, las principales causas de las extinciones de los taxones bentónicos (Alegret et al., 2009). Según estos autores, el principal evento de extinción afectó al 37% de las especies en Zumaia y coincidió con un rápido aumento en la abundancia relativa de los taxones aglutinados. Además, estos autores sitúan el BEE aproximadamente a 40 cm por encima del comienzo de la CIE; la resolución del muestreo en el presente trabajo no ha permitido identificar este horizonte de extinción más allá de la muestra Zu +30+35 cm, siendo probable que este evento se sitúe por encima y no se haya registrado ya que la siguiente muestra de que se dispone es Zu+50+57. Por tanto, se asume que la principal fase del BEE se sitúa 40 cm por encima del CIE.

Los niveles de Cu/Al, Pb/Al y Th/Al registrados en el inicio del intervalo indican una buena oxigenación de las aguas en el inicio de E1. Alegret et al. (2009b) ya sugieren condiciones óxicas en el fondo marino debido a la presencia de *Cibicidoides pseudoperlucidus*, que es una especie de concha, paredes gruesas y con múltiples poros, muy distinta por tanto de los actuales morfotipos bentónicos habituales en medios con baja oxigenación que presentan menor tamaño y paredes finas (Bernhard, 1986). Ejemplares de *Cibicidoides pseudoperlucidus* se han registrado en el intervalo E1 apoyando una buena oxigenación en el fondo. Los valores altos de Cu/Al, Pb/Al y Th/Al al inicio de E1 también ratifican esta idea.

La presencia de taxones aglutinados y epifaunales en el intervalo E1 es dominante, en parte debido al alto porcentaje que ocupan taxones aglutinados oportunistas como por ejemplo,

trochamínidos y *Karrerulina*, lo que puede estar relacionado con una entrada importante de material clástico de grano fino en el medio de depósito (Ortiz et al., 2012) debido a un aumento del ciclo hidrológico. El ligero descenso en el %CO₃Ca en E1 puede estar relacionado con el aumento de los taxones aglutinados. La diversidad en este intervalo es alta y se mantiene de esta forma hasta la principal fase del BEE, donde comienza a disminuir rápidamente debido a la desaparición de especies. El descenso en las relaciones P/Ti y Sr/Al puede sugerir una disminución en la productividad superficial.

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos del Eoceno inferior (parte superior de la Unidad IV y parte inferior media de la Unidad III) (ver Fig.1) están dominadas por taxones aglutinados (~ 30% - 99%)

El **intervalo E2** se caracteriza por un descenso acusado de la diversidad y la heterogeneidad, lo que refleja la incidencia que tuvo el BEE en las asociaciones de foraminíferos bentónicos. Alegret et al. (2009b) identifican por encima del BEE un intervalo de 4 m de espesor caracterizado por un aumento de la disolución en la sección de Zumaia, además señalan que los niveles de disolución fueron más elevados en el inicio de este intervalo de disolución. Esta primera fase de disolución más severa se corresponde, en el presente trabajo, con el intervalo E2 donde el %CO₃Ca alcanza valores próximos a cero. Los taxones de foraminíferos bentónicos dominantes en E2 pertenecen a las biofacies DWAF descritas por Kuhnt et al. (1989) en medios situados por debajo de la lisoclina, y en el caso de Zumaya reflejan un ascenso repentino del CCD. Las muestras analizadas en este intervalo contienen taxones típicos de la biofacies DWAF, como trochamínidos, *Recurvoides* spp., *Spiroplectammina navarroana*, *S. spectabilis* o *Karrerulina conversa*, entre otros. El dominio de taxones aglutinados en el intervalo E2 concuerda con el bajo %CO₃Ca y por tanto con la fase de disolución más intensa producida por la acidificación de las aguas y el aumento de la dilución del material carbonatado como consecuencia de mayores entradas de material terrígeno (Schmitz et al., 2000). Se registra además un mayor corrosión en algunos de los foraminíferos calcáreos encontrados en las muestras que pertenecen a E2.

Las condiciones de estrés ambiental debido a la disolución y el bajo %CO₃Ca se corresponden con un aumento en el porcentaje de taxones aglutinados oportunistas como trochamínidos y *Karrerulina*. El aumento en el porcentaje de *Repmanina charoides* y *Glomospira* indica un aumento en el flujo de la materia orgánica refractaria (Arreguín et al., 2014) que se relaciona con una intensificación del ciclo hidrológico que tiene como consecuencia un aumento de la erosión.

En el tramo final del intervalo la diversidad y la heterogeneidad comienzan a recuperarse ligeramente a la vez que los taxones calcáreos, prácticamente inexistentes en el intervalo, comienzan a recuperarse.

En el último **intervalo E3** la diversidad sigue recuperándose gradualmente. La abundancia relativa de taxones calcáreos aumenta considerablemente respecto al intervalo anterior. Este intervalo se caracteriza por un claro dominio de la especie *Nuttallides truempyi*, que refleja condiciones oligotróficas. La presencia de esta especie y de *Oridorsalis umbonatus* que muestran cierta resistencia a aguas corrosivas, indica que este intervalo está comprendido aún dentro del intervalo de disolución, lo que se corresponde también con el bajo %CO₃Ca. La abundancia relativa de los bulimínidos sugiere un moderado aumento en el aporte alimenticio al fondo.

El pico de abundancia relativa alcanzado en la muestra Zu +260 por *Repmanina charoides* y por especies de *Ammodiscus*, *Glomospirella* y *Glomospira* corresponde al acme de *Glomospira* que ha sido reconocido en varias localidades en el Eoceno inferior (ver referencias en Arreguín-Rodríguez et al., 2013). Estos taxones son epifaunales, tienen la capacidad de alimentarse de materia orgánica refractaria y toleran grandes fluctuaciones ambientales (Kaminski y Gradstein, 2005). Estudios anteriores (Arreguín-Rodríguez et al., 2013, 2014) han sugerido una entrada elevada de materia orgánica refractaria asociada con pulsos esporádicos de material terrígeno o siliciclástico como causa del acme de *Glomospira*, debido a su capacidad para alimentarse de detritos orgánicos. Por tanto, estos taxones pudieron haber tomado ventaja en una situación de estrés ambiental, consecuencia de las condiciones rápidamente cambiantes del fondo marino (Alegret et al., 2009b; Arreguín-Rodríguez et al., 2013).

6.4- Interpretación de los tamaños

La medida de los ejemplares de trochamínidos, *Spiroplectammina* spp. y *Karrelina* spp. seleccionados indica un mayor tamaño en el intervalo E1 y menor tamaño en E2 y E3. El intervalo E1 comienza con la CIE y en él se produce una perturbación inicial en el fondo marino que produjo una extinción rápida pero gradual de el 18% de los foraminíferos bentónicos (Alegret et al., 2009b); las medidas de tamaños se han realizado en algunos taxones oportunistas (trochamínidos y *Karrelina* spp.), por tanto, el mayor tamaño de estos ejemplares en E1 puede indicar una situación de estrés ambiental en el que su condición de oportunistas les favoreció. Las medidas de tamaños se han realizado en taxones aglutinados; una disminución en E1 del

%CO₃Ca pudo favorecer que estos los taxones aglutinados pudieran verse favorecidos. Los niveles de Cu/Al, Pb/Al y Th/Al registrados en el inicio del intervalo indican una oxigenación alta del fondo marino en el inicio de E1, lo que se relaciona con un menor aporte de materia orgánica refractaria; esto podría explicar porque el tamaño de los trochamínidos (epifaunales) es mayor y más constante en E1, mientras que para *Spiroplectammina* spp. y *Karrelina* spp. el tamaño varía más en E1. Niveles de oxigenación alta se relacionan con ejemplares de mayor tamaño, de paredes más gruesas y con múltiples cámaras muy distinta por tanto de los morfotipos bentónicos habituales en medios con bajos niveles de oxígeno que presentan pocas cámaras, menor tamaño y paredes finas (Bernhard, 1986).

7. CONCLUSIONES

Se ha estudiado el tránsito del Paleoceno/Eoceno en la sección de Zumaya a partir del estudio de foraminíferos bentónicos e indicadores geoquímicos. Los datos obtenidos indican que el PETM se produjo de forma muy rápida y sus efectos en los foraminíferos bentónicos se prolongaron durante un amplio periodo.

El Paleoceno superior presenta una diversidad de foraminíferos bentónicos alta. El fondo marino presenta condiciones estables mesotróficas y de oxigenación alta. Hacia techo del Paleoceno las condiciones de oxigenación y disponibilidad de alimento son variables lo que se relaciona con condiciones de inestabilidad ambiental que son aprovechadas por taxones oportunistas, como por ejemplo, trochamínidos y *Karrerulina*. Este cambio se relaciona con un incremento de la temperatura superficial del agua en la parte final del Paleoceno que produce un incremento del ciclo hidrológico y de la escorrentía. Esta perturbación se registra antes de la CIE y del PETM, lo que sugiere que el PETM estuvo precedido por fases de perturbación previas que aumentaron la temperatura de las aguas superficiales.

El Eoceno inferior se produce el evento de extinción de foraminíferos bentónicos (BEE) en el cual se extinguen varios taxones de foraminíferos bentónicos, como por ejemplo, *Dorothia trochoides*, *Marsonella oxycona*, *Cibicidoides velascoensis*. Este evento produce un descenso muy brusco de la diversidad y la heterogeneidad en las asociaciones de foraminíferos bentónicos.

Debido al PETM se produjo un aumento del aporte de material clástico como consecuencia de un aumento del ciclo hidrológico lo que favoreció la presencia de taxones aglutinados oportunistas, como por ejemplo, trochamínidos y *Karrerulina* y El %CO₃Ca disminuye durante

el Eoceno inferior como consecuencia de la disolución de carbonatos que se produce y el aumento de la escorrentía, lo que favoreció la presencia de taxones aglutinados. Al final de la sección estudiada se registra una ligera recuperación de la diversidad y la heterogeneidad y los taxones calcáreos comienzan a recuperarse.

8. AGRADECIMIENTOS

Agradezco el apoyo recibido en la dirección de mi trabajo a la Dra. Laia Alegret y al Dr. Matías Reolid por el préstamo desinteresado de los datos geoquímicos utilizados en el presente estudio. La ayuda de los técnicos del laboratorio de paleontología ha sido fundamental por lo que agradezco su disponibilidad y buen hacer. Por último, considero oportuno resaltar el apoyo mostrado por mis compañeros de máster y a familiares y amigos.

BIBLIOGRAFÍA

- Alegret L. y Thomas E., 2005. Cretaceous/Paleogene boundary bathyal paleo-environments in the central North Pacific (DSDP Site 465), the Northwestern Atlantic (ODP Site 1049), the Gulf of Mexico and the Tethys: The benthic foraminiferal record: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 224: 53-82.
- Alegret, L., Ortiz, S., Arenillas, I. y Molina, E., 2005. Paleoenvironmental turnover across the Palaeocene/Eocene boundary at the Stratotype section in Dababiya (Egypt) based on benthic foraminifera: *Terra Nova*, v. 17, p. 526–536.
- Alegret, L., y Ortiz, S., 2006. Global extinction event in benthic foraminifera across the Paleocene/Eocene boundary at the Dababiya Stratotype section: *Micropaleontology*, v. 52, p. 433–447.
- Alegret, L., Ortiz, S. y Molina, E., 2009a. Extinction and recovery of benthic foraminifera across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum at the Alamedilla section (Southern Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 279: 186-200.
- Alegret L., Ortiz S., Orue-Etxebarria X., Bernaola G., Baceta J.I., Monechi S., Apellaniz E. y Pujalte V., 2009b. The Paleocene–Eocene Thermal Maximum: new data on microfossil turnover at the Zumaya section, Spain: *Palaios*, 24: 318–328.
- Alegret, L., Ortiz, S., Arenillas, A. y Molina, E., 2010. What happens when the ocean is overheated? The foraminiferal response across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum at the Alamedilla section (Spain): *Geological Society of America Bulletin*, 122 (9/10) 1616–1624.
- Arenillas, I., Pardo, A. y Molina, E., 1996. Correlación cuantitativa con foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Alamedilla (Béticas), Zumaya (Pirineos) y Site 401 (Golfo de Vizcaya): implicaciones paleoceanográficas: *Geogaceta*, 20 (1): 187-190.
- Arenillas, I. y Molina, E., 2000. Reconstrucción paleoambiental con foraminíferos planctónicos y Cronostratigrafía del tránsito Paleoceno-Eoceno de Zumaya (Guipúzcoa): *Revista Española de Micropaleontología*, 32(3), 283-300.
- Arreguín-Rodríguez, G.J., Alegret L. y Ortiz, S., 2013. *Glomospira* Acme during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: response to CaCO₃ dissolution or to ecological forces?: *Journal of Foraminiferal Research*, 43 (1): 40-54.
- Arreguín-Rodríguez, G. J., Alegret, L., Sepúlveda, J., Newman, S. y Summons, R. E., 2014. Enhanced terrestrial input supporting the *Glomospira* acme across the Paleocene-Eocene boundary in Southern Spain: *Micropaleontology*, 60 (1): 43–51.

- Aubry, M.P., Ouda, K., Dupuis, CH., Berggren, W.A. y Van Couvering, J.A. y the members of the working group on the paleocene/eocene boundary, 2007. *The Global Standard Stratotype-Section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt): Episodes*, v. 30, p. 271–286.
- Baceta, J.I., 1996. El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la región Vasco-Cantábrica: Secuencias deposicionales, facies y evolución paleogeográfica: *Unpublished Ph.D. dissertation*, University of the Basque Country, Bilbao, Spain, p. 1–372.
- Baceta, J.I., Pujalte, V., Dinarès-Turell, J., Payros, A., Orue-Etxebarria, X. y Bernaola, G., 2000. The Paleocene/Eocene boundary interval in the Zumaya Section (Gipuzkoa, Basque Basin): Magnetostratigraphy, and high-resolution lithostratigraphy: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 13, p. 375–391.
- Baceta, J.I., Pujalte, V., Serra-Kiel, J., Robador, A. y Orue-Etxebarria, X., 2004. El Maastrichtiense final, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Cordillera Pirenaica, en Vera, J.A., ed., *Geología de España: Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid, p. 308–313.
- Berggren, W.A. y Aubert, J., 1975. Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy, paleobiogeography and paleoecology of Atlantic-Tethyan regions: Mid-way-type fauna: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 18, p. 73–192.
- Berggren, W.A. y Pearson, P.N., 2005. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation: *Journal of Foraminiferal Research*, 35(4), 279-298.
- Bernhard, J.M., 1986. Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits: Jurassic through Holocene: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 16, p. 207–215.
- Bernaola, G., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Alegret, L., Martín, M., Arostegui, J. y Dinarès, J., 2007. Evidences of an abrupt environmental disruption during the mid-Paleocene biotic event (Zumaya section, W. Pyrenees): *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 785–795.
- Calvert, S.E., 1990. Geochemistry and origin of the Holocene sapropel in the Black Sea. En: Ittekkot, V., Kempe, S., Michaelis, W., y Spitzzy, A. (eds.): *Facets of Modern Biogeochemistry*. Springer, Berlin, 326–352.
- Calvert, S.E. y Pedersen, T.F., 1993. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record: *Marine Geology*, 113: 67–88.

- Canudo, J.I. y Molina, E., 1992. Planktic foraminiferal faunal turnover and bio-chronostratigraphy of the Paleocene-Eocene boundary at Zumaya (Northern Spain): *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (1-2), 145-157.
- Charles, A.J., Condon, D.J., Harding, I.C., Pälike, H., Marshall, J.E.A., Cui, Y., Kump, L. y Croudace, I. W., 2011. Constraints on the numerical age of the Paleocene-Eocene boundary: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12: Q0AA17.
- DeConto, R.M., Galeotti, S., Pagani, M., Tracy, D., Schaefer, K., Zhang, T., Pollard, D. y Beerling, D.J., 2012. Past extreme warming events linked to massive carbon release from thawing permafrost: *Nature*, 484, 87-91.
- Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., y Bernaola, G., 2002. Magnetostratigraphic and cyclostratigraphic calibration of a prospective Paleocene/Eocene stratotype at Zumaya (Basque Basin, northern Spain): *Terra Nova*, 34, p. 279-290.
- Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G. y Lorito, S., 2003. Untangling the Palaeocene climatic rhythm: an astronomically calibrated Early Palaeocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaya (Basque basin, northern Spain): *Earth and Planetary Sciences Letters*, 216: 483-500.
- Gibbs, S.J., Bralower, T.J., Bown, P.R., Zachos, J.C. y Bybell, L.M., 2006. Shelf and open-ocean calcareous phytoplankton assemblages across the Paleocene–Eocene thermal maximum: Implications for global productivity gradients: *Geology*, v. 34, p. 233–236.
- Jorissen, F.J., De Stigter, H.C. y Widmark, J.G.V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats: *Marine Micropaleontology*, v. 22, p. 3–15.
- Jorissen, F.J., Fontanier, C. y Thomas, E., 2007. Paleooceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics, in Hillaire-Marcel, C., and de Vernal, A., eds., Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography, pt. 2: *Biological Tracers and Biomarkers*: Elsevier. p. 263–326.
- Kaminski, M.A. y Gradstein, F., 2005. Atlas of Paleogene Cosmopolitan Deep- Water Agglutinated Foraminifera: *Grzybowski Foundation Special Publication*, v. 10, p. 1–548.
- Katz, M.E., Pak, D.K., Dickens, G.R. y Miller, K.G., 1999. The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum: *Science*, v. 286, p. 1531–1533.
- Kruit, C., Brouwer, J., Knox, G., Schollinberger, W. y Van Vliet, A., 1975. An excursion to the Tertiary deep-water fan deposits near San Sebastian (Province of Guipuzcoa, Spain): 9th *International Congress of Sedimentology*, Nice, 80 p.
- Kuhnt, W., Kaminski, M.A. y Moullade, M., 1989. Late Cretaceous deep-water agglutinated foraminiferal assemblages from the North Atlantic and its marginal seas: *Geologische Rundschau*, v. 78, p. 1121–1140 (DSDP Special Volume).

- Kuhnt, W. y Kaminski, M.A., 1996. The response of benthic foraminifera to the K/T boundary event - a review. - *Bull. Centres Rech. Explor.-Production Elf Aquitaine Memoire*, 16: 433-442.
- Molina E., Arenillas I. y Pardo E., 1999. High resolution planktic foraminiferal biostratigraphy and correlation across the Paleocene/Eocene boundary in the Tethys: *Bulletin de la Société géologique de France*. 174(4). 521-530.
- Murray, J.W., 1991. Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera: *Longman Scientific and Technical*, Harlow, Essex, UK, 397 p.
- Ortiz, N., 1995. Differential patterns of benthic foraminiferal extinctions near the Paleocene/Eocene boundary in the North Atlantic and the western Tethys: *Marine Micropaleontology*, v. 26, p. 341–359.
- Ortiz, S., Alegret, L., Baceta, J.I., Kaminski, M.A. y Payros, A., 2012. Cretaceous to Paleogene Hemipelagic and Flysch Successions in Western Pyrenees, Northern Spain.: *Ninth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Field-trip guide*. Premsas Universitarias Zaragoza, 82 pp. ISBN: 978-84-92522-55-2
- Schmitz, B., Asaro, F., Molina, E., Monechi, S., Von Salis, K. y Speijer, R., 1997. High-resolution iridium, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, foraminifera and nannofossil profiles across the latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133: 49–68.
- Schmitz, B., Pujalte, V. y Núñez-Betelu, K., 2000. Climate and sea-level perturbations during the initial Eocene thermal maximum: Evidence from siliciclastic units in the Basque Basin (Ermua, Zumaya and Trabakua Pass), northern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 165, p. 299–320.
- Schmitz, B., Pujalte, V., Molina, E., Monechi, S., Orue-Etxebarria, X., Speijer, R.P., Alegret, L., Apellaniz, E., Arenillas, I., Aubry, M.P., Baceta, J.I., Berggren, W.A., Bernaola, G., Caballero, F., Clemmensen, A., Dinarès-turell, J., Dupuis, C., Heilmann-Clausen, C., Orús, A.H., Knox, R., Martín-Rubio, M., Ortiz, S., Payros, A., Petrizzo, M.R., von Salis, K., Sprong, J., Steurbaut, E. y Thomsen, E., 2011: *The Global Stratotype Sections and Points for the bases of the Selandian (Middle Paleocene) stages at Zumaya, Spain. Episodes*, 34(4): 220-243.
- Sluijs, A., Bowen, G.J., Brinkhuis, H., Lourens, L.J. y Thomas, E., 2007. The Palaeocene-Eocene thermal maximum super greenhouse: biotic and geochemical signatures, age models and mechanisms of global change. En: *Deep-time perspectives on climate change: marrying signals from computer models and biological proxies* (Haywood, W.M., Gregory, F.J., Schmidt, D.N., Eds.), The Geological Society, London, pp. 323-349.

- Speijer, R. y Wagner, T., 2002. Sea-level changes and black shales associated with the late Paleocene thermal maximum: Organic-geochemical and micropaleontologic evidence from the southern Tethyan margin (Egypt-Israel): *Geological Society of America Special Paper*, v. 356, p. 533–549.
- Thomas, E., 2007. Cenozoic mass extinctions in the deep sea: what disturbs the largest habitat on Earth?. En: *Large ecosystems perturbations: causes and consequences* (Monechi, S.; Coccioni, R. y Rampino, M., Eds.): *Geological Society of America Special Paper*, 424: 1–24.
- Tremolada, F. y Bralower, T.J., 2004. Nannofossil assemblage fluctuations during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum at Sites 213 (Indian Ocean) and 401 (North Atlantic Ocean): Palaeoceanographic implications: *Marine Micropaleontology*, v. 52, p. 107–116.
- Trivobillard, N., Algeo, T.J., Baudin, F. y Riboulleau, A., 2012. Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum-uranium covariation – Applications to Mesozoic paleoceanography: *Chemical Geology*, 324-325: 46-58.
- Van Morkhoven, F.P.C.M., Berggren, W.A. y Edwards, A.S., 1986. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera: *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, Memoir 11*, Pau, France, p. 1–421.
- Westerhold, T., Röhl, U., Laskar, J., Raffi, I., Bowles, J., Lourens, L.J. y Zachos, J.C., 2007. On the duration of magnetochrons C24r and C25n, and the timing of early Eocene global warming events: Implications from the ODP [Ocean Drilling Program] Leg 208 Walvis Ridge depth transect: *Paleoceanography*, v. 22, PA2201, doi: 10.1029/2006PA001322.
- Zachos, J.C., Röhl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L.J., Mccarren, H. y Kroon, D., 2005. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum: *Science*, v. 308, p. 1611–1615.
- Zhou, L., Wignall, P.B., Su, J., Feng, Q., Xie, S., Zhao, L. y Huang, J., 2012. U/Mo ratios and $\delta^{98/95}\text{Mo}$ as local and global redox proxies during mass extinction events: *Chemical Geology*, 324-325: 99-197.