



Universidad
Zaragoza



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

Curso 2020/2021

Cicloestratigrafía y paleoclimatología del tránsito Selandiense-Thanetiense (Paleoceno) de Zumaia (Guipúzcoa) con foraminíferos planctónicos y susceptibilidad magnética.

Trabajo Fin de Grado

Autor: Fabricio Iván Aimacaña Guashpa

Director: Ignacio Arenillas Sierra

Departamento de ciencias de la Tierra

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Agradecimientos

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a las personas que de manera directa o indirecta contribuyeron en la realización de este trabajo, en especial a:

Prof.D Ignacio Arenillas.

Porf.D José Antonio Arz.

Prof.D Carlos Liesa.

Prof.D Antonio Casas.

Prof.D Teresa Román.

Prof.D Arsenio Pérez.

Doctorando Vicente Gilabert.

Contenido

1. Abstract	2
2. Planteamiento e interés	2
2.1. Paleoclimatología y cicloestratigrafía (Ciclos de Milankovitch)	2
2.2. El límite Selandiense/Thanetiense (S/T)	4
3. Objetivos	5
4. Contexto geográfico y geológico	5
4.1. Localización geográfica y contexto geológico	5
4.2. Estratigrafía	6
4.3. Bioestratigrafía y magnetoestratigrafía	7
5. Metodología	7
5.1. Métodos micropaleontológicos	8
5.1.1 Técnica del levigado.	8
5.1.2. Técnica del triado	8
5.1.3 Indicadores micropaleontológicos (foraminíferos planctónicos)	8
6.2. Métodos paleomagnéticos (susceptibilidad magnética)	11
6.2.1 Preparación de muestras	12
6.2.2 Medición de la susceptibilidad magnética	12
6.2.3. Indicadores paleomagnéticos (susceptibilidad magnética)	12
6. Resultados	13
6.1 Resultados micropaleontológicos	13
6.2 Resultados paleomagnéticos.....	15
7. Discusión (interpretación de los ciclos y del límite S/T a partir de los resultados).....	17
7.1 Ciclicidad en la frecuencia de precesión	17
7.2 Posible evento climático en el límite S/T	18
7.3 Ciclicidad en la frecuencia de excentricidad corta	18
8. Conclusiones.....	20
9. Referencias.....	21

1. Abstract

This Trabajo Fin de Grado (TFG) aims to make paleoclimatic interpretations of an interval of approximately 200 ka (between 59.3 Ma and 59.1 Ma) of the Selandian-Thanetian (S-T) transition (middle-upper Paleocene) in the Zumaia section (Gipuzkoa). Zumaia contains an exceptional cyclostratigraphic record, with precession cycles well reflected by an alternation of marls and limestones. It was chosen to define the GSSP for the base of Thanetian, or Selandian/Thanetian (S/T) boundary. A total of 20 samples have been studied, 10 corresponding to the Selandian and the other 10 to the Thanetian, representing 10 precession cycles. For paleoclimatic interpretations, micropaleontological (planktic foraminifera) and paleomagnetic (magnetic susceptibility) methods and proxies have been used. These proxies have made it possible to infer the climatic significance of cyclicity, and to find out that they are controlled by precession and short eccentricity cycles.

Keywords: Micropaleontology, Paleomagnetism, Milankovitch cycles, Stratotype-limit.

2. Planteamiento e interés

La localidad de Zumaia (Guipúzcoa) contiene uno de los afloramientos más espectaculares e importantes del mundo, conocido popularmente como el Flysch de Zumaia (Hilario-Orús, 2008). El afloramiento abarca 50 millones de años desde el Albiense (Cretácico) hasta el Ypresiense (Eoceno inferior). La sección de Zumaia se sitúa en la costa, en la cual los grandes acantilados proporcionan afloramientos espectaculares y perfectamente accesibles a lo largo de 10 km. La Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS en siglas inglesas) definió en esta sección el estratotipo-límite o GSSP (*Global Boundary Stratotype Section and Point*) para la base del piso Thanetiense (Paleoceno superior), o límite Selandiense/Thanetiense (S/T) (Schmitz *et al.*, 2011). Zumaia también fue elegida para definir el GSSP para la base del piso Selandiense (Paleoceno medio), o límite Daniense/Selandiense, y propuesta como candidata para la definición de los GSSPs de los límites Cretácico/Paleógeno (K/Pg) y Paleoceno/Eoceno. Además, es una sección auxiliar del GSSP del límite K/Pg (Molina *et al.*, 2009).

2.1. Paleoclimatología y cicloestratigrafía (Ciclos de Milankovitch)

La paleoclimatología estudia las características climáticas de la Tierra a lo largo de su historia. Estudia las grandes variaciones climáticas junto con sus causas y busca dar una descripción lo más precisa de las características del clima para unos intervalos de tiempo determinados de la historia de la Tierra. La variación a escala geológica de los factores que determinan el clima, como la radiación solar, la situación astronómica y movimientos planetarios, el relieve y la distribución de continentes y océanos, la composición y dinámica de la atmósfera, constituyen el núcleo del estudio paleoclimático. Este trabajo se centra en uno de los factores paleoclimáticos más importantes a escala de tiempo geológico: las variaciones orbitales de la Tierra.

Los movimientos planetarios afectan a nuestro planeta, provocando entre otros los bien conocidos ciclos mareales y estacionales. A una escala de tiempo geológico, hay también variaciones cíclicas orbitales denominadas ciclos de Milankovitch, los cuales están relacionados a la interacción gravitatoria de la Tierra con los restantes cuerpos del Sistema Solar. Los ciclos de Milankovitch son cambios climáticos periódicos provocados por las variaciones orbitales de la Tierra que influyen en la cantidad de energía solar (insolación) que recibe la superficie

terrestre en cada latitud. Estos cambios pueden quedar reflejados en el registro estratigráfico, por lo que el estudio de estos ciclos es importante en el análisis de las secuencias sedimentarias en general. Como la mayor parte de las masas continentales se encuentran en el Hemisferio Norte, los efectos de los cambios orbitales sobre el Hemisferio Norte son los más significativos para el clima global, al menos desde el Cretácico.

Milankovitch postuló tres tipos de ciclos (Figura 1): precesión de los equinoccios, oblicuidad o inclinación, y excentricidad (corta y larga).

Precesión de los equinoccios: Se produce por una resonancia de dos tipos de precesión:

- Precesión provocada por el desigual reparto de las masas continentales, más concentradas en el Hemisferio Norte, que genera un giro de movimiento tipo peonza del eje terrestre alrededor de la perpendicular del plano de la órbita terrestre.
- Precesión orbital (apsidal) ocasionada por la rotación de la órbita elíptica de la Tierra.

Como consecuencia, la fecha del perihelio se ve modificada ocasionando un aumento de la intensidad de las estaciones en un hemisferio y la disminución en el otro. Cuando el verano en el Hemisferio Norte ocurre en el perihelio, tiende a producirse un calentamiento climático a nivel global. Produce ciclos de entre 19 y 23 mil años (ka), con una media de 21 ka.

Movimiento de oblicuidad o inclinación: Se produce por los cambios en el ángulo de inclinación del eje terrestre respecto al plano de la órbita terrestre alrededor del Sol. Cuando la inclinación del eje es máxima, tiende a producirse un calentamiento climático a nivel global. Produce ciclos en periodos de aproximadamente 41 ka.

Excentricidad: Se producen por variaciones de la excentricidad de la órbita de la Tierra, cuya forma varía de elíptica a casi circular, debido a la interacción gravitatoria con los otros planetas. Cuando la excentricidad es máxima, los ciclos modulados por la precesión se intensifican y tiende a producirse un calentamiento climático a nivel global. Hay dos periodos principales: excentricidad corta, que tiene una duración aproximada de entre 100 ka, y excentricidad larga, de aproximadamente 400 ka.

Cuando se combinan los ciclos, con sus periodicidades e intensidades, se producen variaciones complejas en la cantidad de radiación solar que llega a cada latitud y en cada estación del año. Estas variaciones quedan reflejadas en la Curva Astronómica de Insolación Diaria de Laskar *et al.* (2004) o La04 (Figura 1).

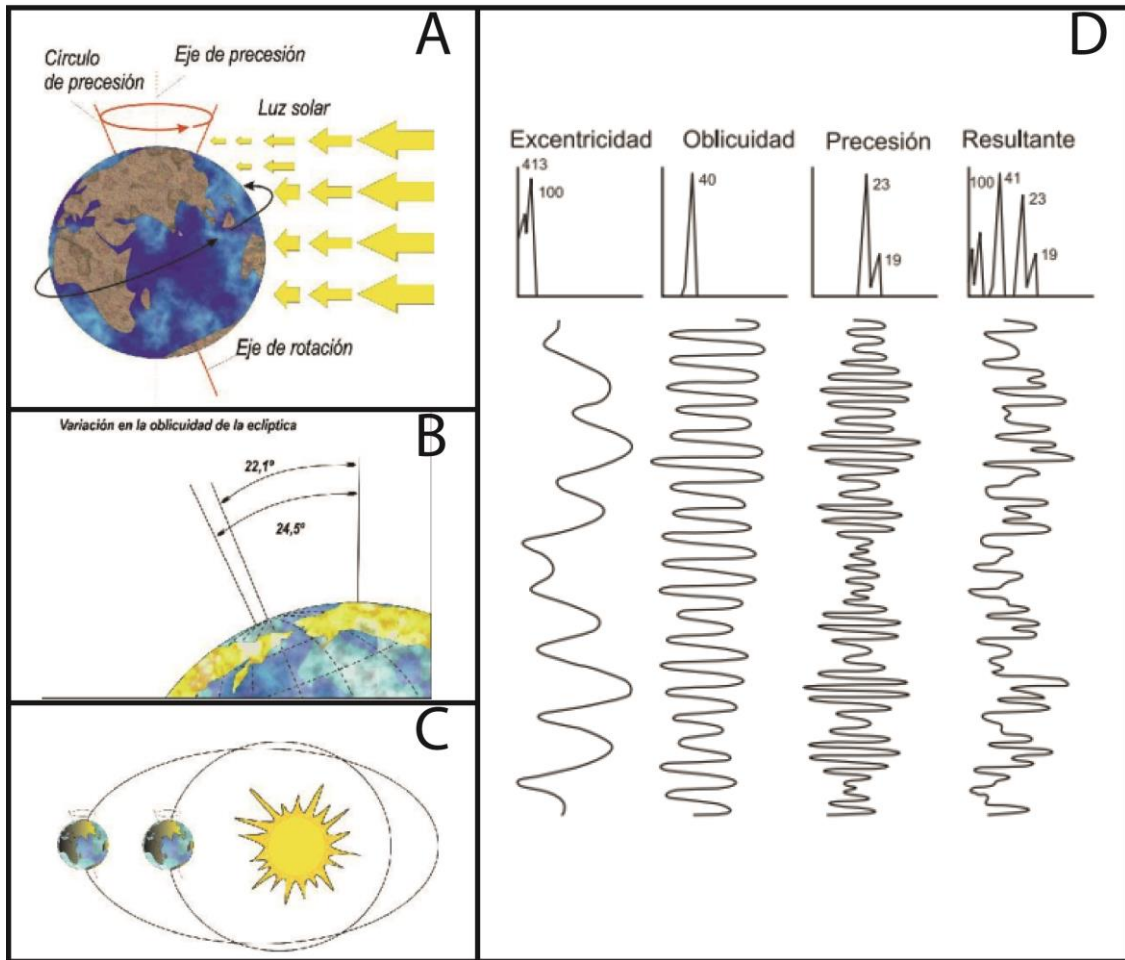


Figura 1: Ciclos de Milankovitch (precesión, oblicuidad y excentricidad) y su resultante como consecuencia de la señal combinada de estos ciclos (modificado de Martínez *et al.*, 2017, y Einsele *et al.*, 1991). A) Precesión; B) Oblicuidad; C) Excentricidad; D) Curva Astronómica de Insolación Diaria (resultante).

2.2. El límite Selandiense/Thanetiense (S/T)

El GSSP del límite S/T fue propuesto en Zumaia por el Grupo de Trabajo del Paleoceno y aprobado por la Subcomisión de Estratigrafía del Paleógeno y por la Comisión Internacional de Estratigrafía (Schmitz *et al.*, 2011). Actualmente es considerado como un Punto de Interés Geológico (Hilario-Orús, 2008). El GSSP del límite S/T se definió en el cambio de polaridad magnética C26r/C26n, que se sitúa 78 metros por encima del límite K/Pg y justamente 2,8 metros por encima del nivel arcilloso relacionado con el Evento Biótico del Paleoceno Medio (MPBE en siglas inglesas) (Bernaola *et al.*, 2007).

3. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es realizar una reconstrucción paleoclimática del tránsito Selandiense-Thanetiense (S-T) en Zumaia mediante el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos y de la susceptibilidad magnética (SM).

Para alcanzar este objetivo general es necesario alcanzar los siguientes objetivos específicos:

- Estudiar cuantitativamente las asociaciones de foraminíferos planctónicos a nivel de género, para analizar posibles variaciones cíclicas durante el tránsito S-T.
- Realizar un estudio paleomagnético de las muestras, para analizar posibles variaciones cíclicas en la susceptibilidad magnética durante el tránsito S-T.
- Integrar los datos micropaleontológicos y paleomagnéticos, para interpretar estas variaciones desde un punto de vista paleoclimático.
- Correlacionar estas variaciones cíclicas con la Curvas Astronómicas de Insolación Diaria, y determinar qué ciclicidad orbital las ha provocado.

4. Contexto geográfico y geológico

4.1. Localización geográfica y contexto geológico

Zumaia es una pequeña localidad situada en el litoral de Guipúzcoa, a 35 km de San Sebastián y a 75 km de Bilbao. La zona de estudio se encuentra en la Playa de Itzurum, la cual destaca por sus enormes acantilados verticales (Figura 2).

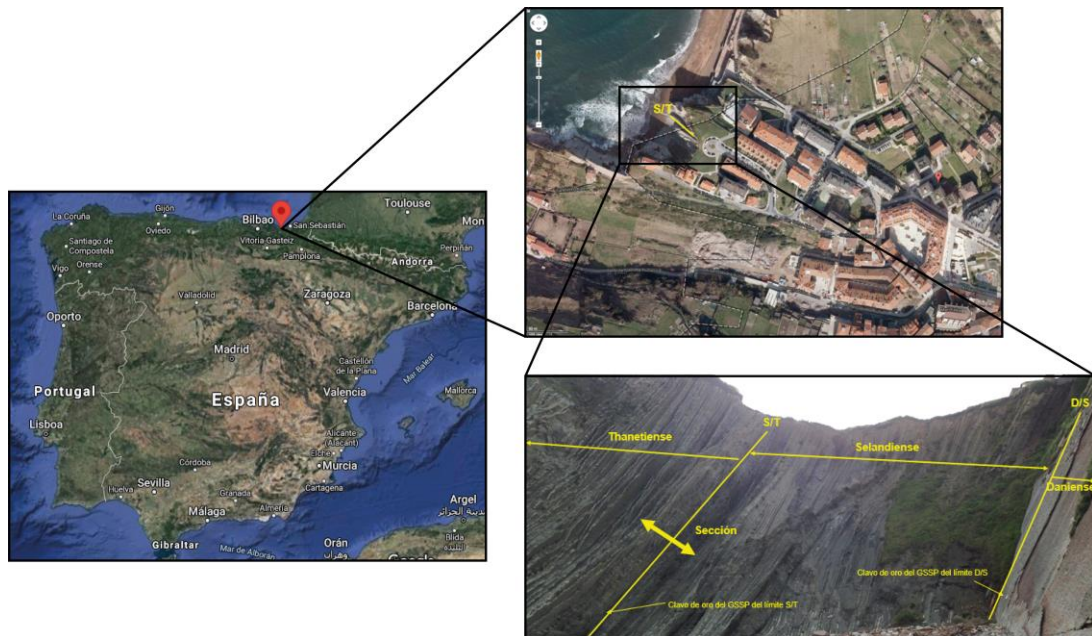


Figura 2: Situación geográfica de Zumaia y de la zona de estudio dentro de la playa de Itzurum (imágenes tomadas de google maps). Imagen de campo de la sección de Zumaia centrada en la parte selandiense de la Fm. Itzurum, donde se puede observar la posición de los GSSPs de las bases del Selandiense (límite D/S) y del Thanetiense (límite S/T) así como la sección estudiada del tránsito S-T.

Zumaia está situada en la Cuenca Vasco-Cantábrica, la cual se extiende hacia el sur en forma de lámina cabalgante sobre las cuencas terciarias del Ebro y del Duero (Robles & Aranburu, 2014). Su límite oriental se sitúa en la falla de Pamplona y el límite occidental corresponde con los materiales del Macizo Asturiano. Esta cuenca surgió cuando cesaron los esfuerzos compresivos generados por la orogenia Hercínica y la formación del supercontinente Pangea. A lo largo de su evolución se reconocen dos fases en función del esfuerzo dominante (fase extensiva y fase compresiva). La sedimentación en esta cuenca se ha visto controlada por procesos tectónicos vinculados con las primeras etapas de formación de los Pirineos y la denudación de los macizos paleozoicos.

4.2. Estratigrafía

El Paleógeno inferior de Zumaia está representado por una alternancia rítmica de calizas y margocalizas hemipelágicas, con intercalaciones de niveles siliciclásticos turbidíticos (Bernaola *et al.*, 2006; Schmitz *et al.*, 2011). Estos materiales se depositaron a una profundidad aproximadamente de 1000 metros en el batial medio (Alegret & Ortiz, 2010). La alteración rítmica se interpreta como debida a las variaciones orbitales descritas anteriormente.

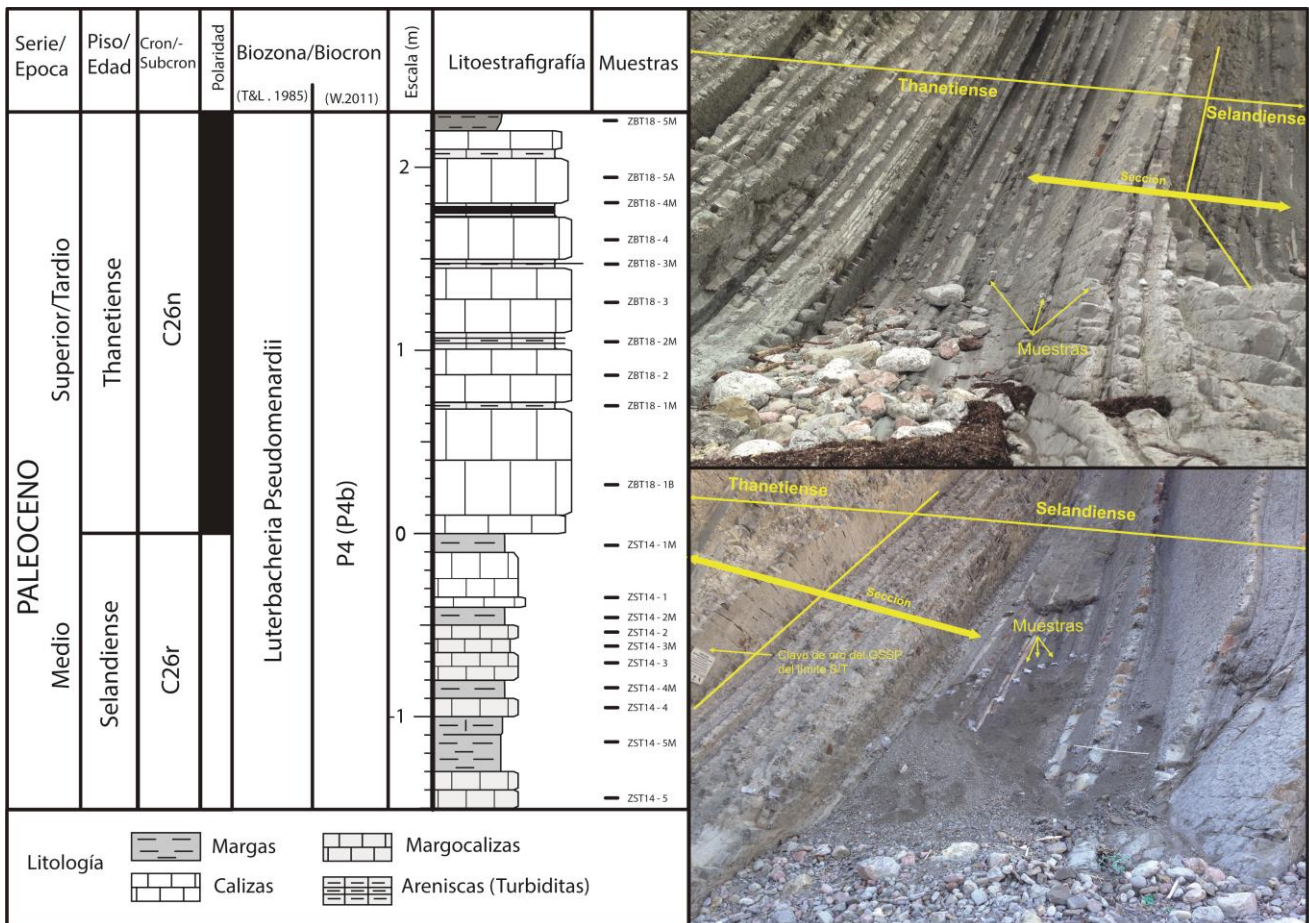


Figura 3: Columna estratigráfica de la sección del tránsito S-T en Zumaia e imágenes de campo de la sección. Se puede observar el límite S/T señalado con la placa identificativa del GSSP para la base del Thanetiense (clavo de oro), y la posición de las muestras estudiadas. Los datos bioestratigráficos fueron tomados de Toumakine & Luterbacher (1985) y Wade *et al.* (2011), mientras que los datos magnetoestratigráficos son de Garcés y Beamud (2016).

Los ciclos mejor registrados en Zumaia son los ciclos de precesión (21 ka) y los ciclos de excentricidad corta (100 ka) (Bernaola *et al.*, 2006).

Los materiales estudiados pertenecen a la Formación Itzurum. La parte selandiense del intervalo estudiado está constituido por una alternancia de margas grises con paquetes de calizas blancas (Figura 3). La parte thanetiense del intervalo estudiado se caracteriza por potentes paquetes de calizas blancas con intercalaciones de margas grises y finos niveles siliciclásticos calcáreos (turbiditas) (Figura 3).

4.3. Bioestratigrafía y magnetoestratigrafía

Según los datos bioestratigráficos de Arenillas y Molina (1995), el intervalo estratigráfico estudiado pertenece a la Zona de *Luterbacteria pseudomenardii* de Toumarkine y Luterbacher (1985) y a la Subbiozona P4a (Subzona de *Luterbacteria pseudomenardii*/*Parasubbotina variospira*) de la Biozona P4 (de *Luterbacteria pseudomenardii*) de Wade *et al.* (2011). La Subbiozona P4a se define como el intervalo entre el dato de primer registro (DPR) de *Luterbacteria pseudomenardii* y el DPR de *Muricoglobigerina soldadoensis*. En todas las muestras del intervalo estudiado se ha identificado la especie-índice *L. pseudomenardii*, pero no así *Mg. soldadoensis*, cuyo DPR marca la base de la siguiente subbiozona.

Como se ha explicado arriba, el límite S/T está marcado por el cambio de polaridad magnética C26r/C26n. No se ha identificado ningún otro cambio de polaridad magnética en el intervalo estudiado, por lo que la parte Selandiense estudiada pertenece a la magnetozona C26r, y la parte thanetiense a la magnetozona C26n. Según la Escala de Tiempo Geológico del 2020, o *GTS2020* en siglas inglesas (Gradstein *et al.*, 2020), el cambio de polaridad magnética C26r/C26n o límite S/T ocurrió hace 59,237 millones de años (Ma). Este dato es el que se ha utilizado como punto de anclaje en las correlaciones cicloestratigráficas, aunque a la luz de los datos cuantitativos con foraminíferos planctónicos aquí obtenidos, se ha considerado necesario realizar una pequeña corrección en la calibración del límite S/T situándolo en 59,251 Ma (ver discusión abajo).

5. Metodología

En este estudio se han analizado 20 muestras, de las cuales 10 son de edad Selandiense y 10 de edad Thanetiense. Las muestras han sido estudiadas para obtener datos micropaleontológicos (foraminíferos planctónicos) y paleomagnéticos (susceptibilidad magnética), los cuales nos han permitido analizar la evolución paleoambiental y paleoclimática del límite S/T. Se han estudiado 10 ciclos de precesión, los cuales tiene una duración aproximada de 21 ka. Por lo tanto, se ha estudiado la variación climática de un intervalo de aproximadamente 200 ka.

Los datos micropaleontológicos se han obtenido a partir de la estimación de la abundancia relativa (%) de los géneros de foraminíferos planctónicos, a partir de los cuales se ha podido calcular el índice cálido/frío (C/F) en cada una de las muestras. Para el estudio taxonómico, se ha utilizado un estereoscopio binocular Olympus SZ-S. Los datos paleomagnéticos se han obtenido a partir de la medición de la susceptibilidad magnética con un susceptómetro Kappabridge KLY3S-CS2.

5.1. Métodos micropaleontológicos

Las muestras fueron preparadas en el laboratorio mediante la técnica del levigado. Posteriormente se aplicó la técnica del triado, extrayendo 50 ejemplares de foraminíferos planctónicos de cada muestra para estudios cuantitativos. Los ejemplares se clasificaron a nivel de género. La cantidad de 50 ejemplares se consideró estadísticamente representativa de la asociación de foraminíferos planctónicos de la muestra, ya que solamente se identificaron 9 géneros (si la clasificación hubiese sido a nivel de especie, la cantidad de ejemplares triados debería aproximarse a 300). Finalmente, se fotografiaron los ejemplares mejor preservados de las especies más representativas con un microscopio electrónico de barrido FESEM Carl Zeiss Merlin en el Servicio de Microscopía Electrónica de Materiales de la Universidad de Zaragoza.

5.1.1 Técnica del levigado.

Se denomina así al método usado por los micropaleontólogos para la separación de microfósiles mayores de 63 μm . En primer lugar, se rompió la roca en un mortero hasta obtener fragmentos de 1 a 2 centímetros. Después se colocaron en un recipiente de plástico y se disgregaron con una solución que en este caso fue de ácido acético debido a que las rocas estudiadas son muy calcáreas y litificadas. Este proceso se realizó bajo una campana extractora de gases. Una vez disgregada, la muestra se tamizó con tamices de luz de malla de 1 mm, 100 μm y 63 μm , y se lavó bajo chorro de agua. Los tamices deben de ir en luz de malla decreciente, para que el sedimento se vaya seleccionando según la luz de malla. Finalmente, el residuo de cada muestra se introdujo en un bote de plástico, se sigló y se puso a secar en un horno a menos de 50°C. Tras cada lavado, se procedió a la limpieza exhaustiva de los tamices para de esta manera poder utilizarlos en el lavado de la siguiente muestra, evitando la contaminación de ejemplares de una muestra a otra. Aun así, tras esta limpieza pueden quedar ejemplares incrustados en la malla del tamiz. Para poder identificar estos ejemplares contaminados, los tamices se sumergieron en azul de metileno antes de volver a ser utilizados. De esta manera, los posibles ejemplares contaminados de la anterior muestra quedan teñidos de azul y son fácilmente identificables.

5.1.2. Técnica del triado

Para el estudio cuantitativo de los microfósiles, se extrajo un número de ejemplares (50) estadísticamente representativo de la muestra en la fracción > 100 μm . Para ello, se utilizó un microcuarteador y se vertió la porción de muestra cuarteada sobre una pequeña bandeja de fondo plano, color negro y con líneas que generan segmentos. Esta bandeja se colocó bajo el estereoscopio binocular y se fueron triando los microfósiles con un pincel muy fino empapado en agua. Los ejemplares triados fueron guardados en celdillas cuadradas y numeradas, para así facilitar su identificación taxonómica.

5.1.3 Indicadores micropaleontológicos (foraminíferos planctónicos)

Los foraminíferos planctónicos son uno de los mejores indicadores paleoclimáticos, ya que son muy sensibles a los cambios ambientales y climáticos debido a que su biología no les permite alejarse de unos límites específicos de temperatura, profundidad, salinidad y oxigenación de las aguas. Además, estos organismos presentan una rápida evolución a lo largo del tiempo, lo que permite datar con relativa precisión los cambios paleoambientales a lo largo del tiempo geológico. El estudio de los foraminíferos planctónicos es fundamental para las interpretaciones paleoceanográficas y paleoclimáticas, ya que la temperatura de las aguas oceánicas superficiales depende fundamentalmente de las bandas climáticas latitudinales. Por lo tanto, las asociaciones

de los foraminíferos planctónicos permiten reconstruir escenarios y determinar tendencias ambientales y climáticas con precisión.

Los géneros de foraminíferos planctónicos identificados en la sección estudiada de Zumaia son: *Acarinina*, *Chiloguembelina*, *Globanomalina*, *Igorina*, *Luterbacheria*, *Mozorovella*, *Muricoglobigerina*, *Parasubbotina* y *Subbotina* (Figura 4). Teniendo en cuenta el factor temperatura, los foraminíferos planctónicos pueden agruparse en dos asociaciones-tipo según su distribución latitudinal de la siguiente manera:

- Géneros abundantes en latitudes bajas y medias, los pueden ser considerados tropicales-subtropicales: *Igorina*, *Mozorovella* y *Acarinina* (con contorno lobulado).
- Géneros cosmopolitas que son proporcionalmente más abundantes en latitudes medias y altas: *Chiloguembelina*, *Parasubbotina*, *Subbotina*, *Globanomalina*, *Luterbacheria*, *Acarinica* (con contorno redondeado) y *Muricoglobigerina*.

Estos dos grupos permiten establecer un índice paleoclimático o de temperatura denominado índice cálido/frío (C/F). El índice C/F es en realidad la abundancia relativa (%) de géneros tropicales-subtropicales, y se calcula según la siguiente expresión:

$$\text{Índice C/F} = \frac{TS}{TS + C} * 100$$

siendo TS el número de ejemplares pertenecientes a géneros tropicales-subtropicales, y C el número de ejemplares pertenecientes a géneros cosmopolitas.

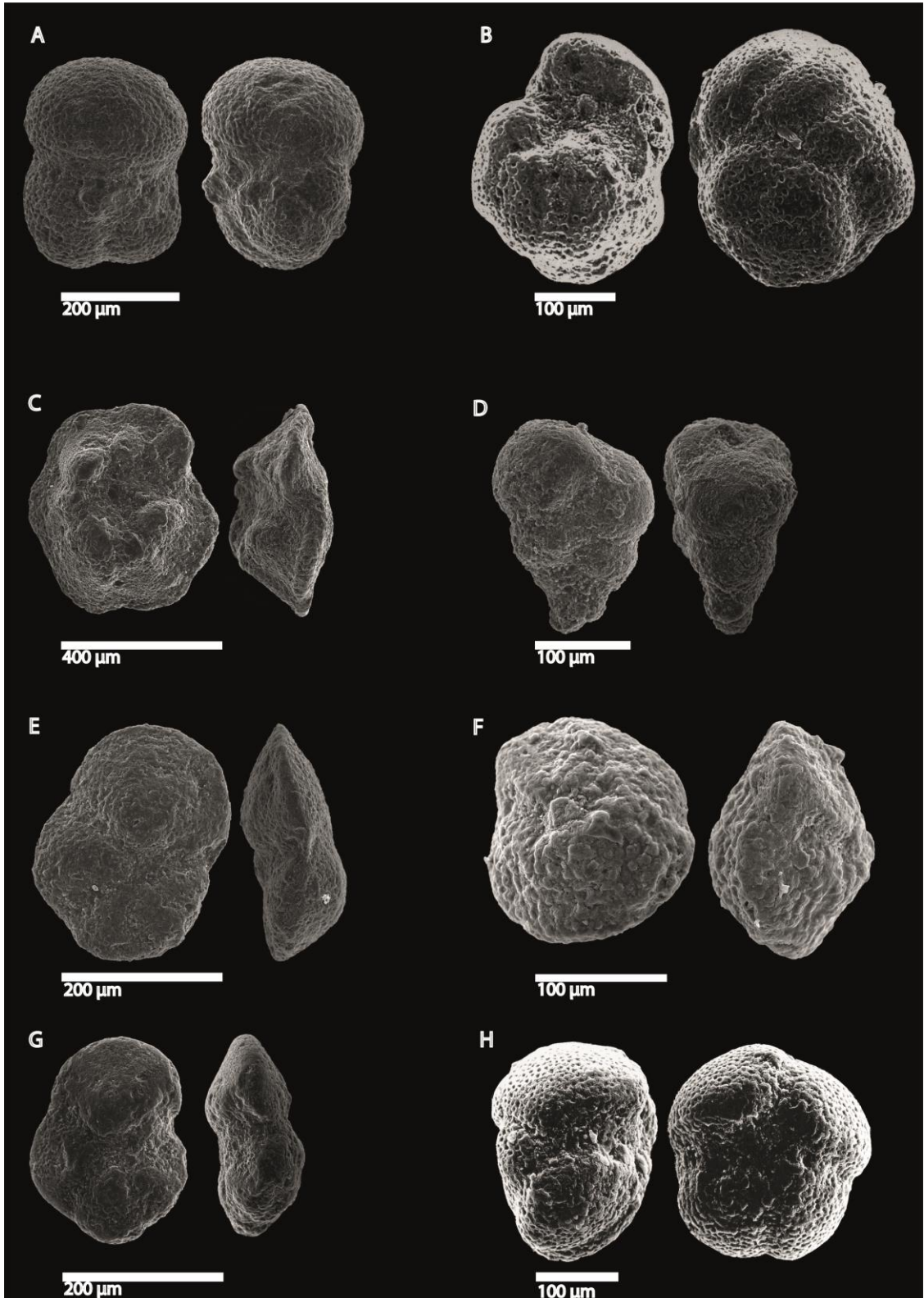


Figura 4: Imágenes del SEM de las especies pertenecientes a géneros identificados en este trabajo.

A) *Subbotina Velascoensis* (Cushman, 1925); B) *Muricoglobigerina mckannaci* (White, 1928); C) *Morozovella velascoensis* (Cushman, 1925); D) *Chiloguembelina crinita* (Glaessner, 1937); E) *Luterbacheira pseudomenardii* (Bolli, 1957); F) *Igorina albeari* (Cushman y Bermúdez, 1949); G) *Globanomalina haunsbergensis* (Gohrbandt, 1963); y H) *Acarinina acarinata* (Subbotina, 1953).

Para la identificación de los géneros de foraminíferos planctónicos del tránsito T-S se han utilizado los siguientes criterios diagnósticos:

- **Acarinina** Subbotina, 1953: concha trocoespiralada, cámaras hemiesféricas, contorno redondeado o lobulado, abertura interiormarginal umbilical-extraumbilical, y superficie de la pared muricada, especialmente alrededor del ombligo.
- **Chiloguembelina** Loeblich y Tappan, 1956: concha biseriada, cámaras globulares, abertura interiormarginal simétrica o asimétrica en la sutura de las dos últimas cámaras, y superficie de la pared lisa a pustulada.
- **Globanomalina** Haque, 1956: concha trocoespiralada, cámaras subglobulares a subvoidales, en general con banda imperforada pero nunca presenta carena, abertura interiormarginal umbilical-extraumbilical, y superficie de la pared lisa o puntuada.
- **Igorina** Davidzon, 1976: concha trocoespiralada, de forma biconvexa, abertura umbilical-extraumbilical a intraumbilical, y superficie de la pared reticulada y muricada.
- **Luterbacheria** Canudo, 1994: concha trocoespiralada de forma biconvexa comprimida, cámaras generalmente comprimidas y con carena, abertura umbilical-extraumbilical, y superficie de la pared lisa punteada.
- **Morozovella** McGowran 1964: concha trocoespiralada, cámaras generalmente cónicas, abertura umbilical-extraumbilical, cámaras generalmente cónicas con muricocarena, y superficie de la pared muricada.
- **Muricoglobigerina** Blow, 1979: concha trocoespiralada, cámaras subglobulares a subcónicas, ombligo amplio y profundo, abertura principal interiormarginal, y superficie de la pared muricada.
- **Parasubbotina** Olsson, Hemleben, Berggren y Liu, 1992: concha trocoespiralada, cámaras subesféricas, abertura principal interiormarginal umbilical-extraumbilical, y superficie de la pared punteada a reticulada.
- **Subbotina** Brotzen y Pozaryska, 1961: concha trocoespiralada, cámaras globulares, abertura interiormarginal-intraumbilical con labio o diente, y superficie de la pared reticulada.

6.2. Métodos paleomagnéticos (susceptibilidad magnética)

La susceptibilidad magnética (SM) es la medida cuantitativa de la capacidad que tiene un material de ser magnetizado en presencia de un campo magnético externo (Soto, 2016). Según la SM existen tres tipos de minerales: diamagnéticos (susceptibilidad negativa), paramagnéticos (susceptibilidad positiva pero débil) y ferromagnéticos (susceptibilidad positiva pero elevada). Los materiales estudiados (calizas y margas) están esencialmente compuestos de minerales diamagnéticos (e.g., calcita, cuarzo,...), pero entre sus componentes hay materiales magnetizables. Estos no solo incluyen minerales ferromagnéticos (e.g., magnetita, ilmenita,...), si no también minerales paramagnéticos (e.g., hematites, pirita, minerales de la arcilla,...). Aunque la SM es un tensor de segundo orden y, por lo tanto, tiene anisotropía (varía según la distribución de los minerales y la morfología del grano), el error asociado es muy pequeño (Ellwood *et al.*, 2007). Por lo tanto, puede ser usada para las interpretaciones paleoclimáticas y consecuentemente cicloestratigráficas.

La SM tiene la ventaja de que se mide rápida y fácilmente con los dispositivos de inducción de bobina balanceada (puentes de susceptibilidad). Otra ventaja de la SM es que está libre de

problemas asociados con la orientación y el tamaño de los materiales, de tal forma que se puede medir en fragmentos líticos pequeños, no orientados e irregulares (Ellwood *et al.*, 2004).

6.2.1 Preparación de muestras

Para medir la SM de las muestras estudiadas, primero se seleccionó un pequeño fragmento de roca de cada muestra y se midió la masa y el volumen de cada una de ellas. Para ello, se obtuvo el peso en seco y el peso de la muestra sumergida en agua con la ayuda de una balanza de precisión CB Complet (COBOS).

6.2.2 Medición de la susceptibilidad magnética

La SM se midió con un susceptómetro Kappabridge KLY3S-CS2 (AGICO). Este es uno de los instrumentos más sensibles para medir la anisotropía de la susceptibilidad magnética y la propia susceptibilidad magnética (SM) en campos magnéticos variables débiles. Se midió la SM de 26 muestras, aunque en el estudio solo se han usado los datos de las 20 muestras analizadas micropaleontológicamente.

Para calcular el valor de la SM, se pesa primero la muestra seca y luego la muestra mojada. Como la densidad del agua es 1 g/cm³ para calcular el volumen aplicamos la siguiente formula:

$$Volumen (L) = Peso mojado (g) - Peso seco (g)$$

Para la calcular la densidad, aplicamos la siguiente formula:

$$Densidad (g/l) = \frac{Peso seco (g)}{Volumen (l)}$$

Finalmente, para calcular la susceptibilidad, el susceptómetro aplica un campo alterno de 300 A/m con una frecuencia de 875 Hz y mide la magnetización inducida en la roca normalizada con el volumen.

6.2.3. Indicadores paleomagnéticos (susceptibilidad magnética)

El magnetismo ambiental busca vincular las propiedades magnéticas de los minerales con los procesos ambientales que los controlan (Liu *et al.*, 2012). Los cambios ambientales ocurren en escalas de tiempo variables y pueden influir en el modo de transporte de los sedimentos, su depósito y/o sus reacciones diagenéticas. Según Larrasoña y Mochales (2016), los cambios ambientales deducidos con la SM se basan en dos pilares fundamentales:

- La identificación de cambios ambientales a partir de los efectos que estos tienen en las condiciones fisicoquímicas del medio sedimentario.
- La necesidad de obtener un conocimiento preciso y fiable del momento en el que esos cambios han sucedido.

Combinando ambas fuentes se puede inferir el origen de las variaciones ambientales y relacionarlas con las variaciones climáticas.

La tendencia cíclica de la SM se debe a los cambios climáticos que controlan los sedimentos que llegan al mar. Esto es el resultado de una mayor o menor erosión durante los ciclos climáticos, y puede asociarse con la mayor o menor llegada de componentes detríticos y/o eólicos que se incorporan en el medio marino y que luego se redistribuyen por las corrientes

oceánicas. Se deduce que, si aumenta la llegada de material detrítico por un aumento de la erosión o por la incorporación de sedimento eólico, la SM aumenta (Ellwood *et al.*, 2004, 2008; Mead *et al.*, 1986). Esta propiedad también se puede asociar con la humedad, de tal forma que la SM aumenta con el aumento de las precipitaciones que provocan una mayor meteorización y erosión continental (Ellwood *et al.*, 2008).

6. Resultados

6.1 Resultados micropaleontológicos

Las muestras estudiadas presentan una gran cantidad de foraminíferos planctónicos con un grado de preservación medio-bajo. En ellos se observan varios procesos tafonómicos tales como fragmentación y abrasión de las conchas. No obstante, los ejemplares tienen una preservación suficiente para las identificaciones taxonómicas a nivel de género y de especie. La tabla 1 incluye la abundancia relativa de especies tropicales/subtropicales y cosmopolitas en cada muestra.

Tabla 1: Resultados micropaleontológicos			
Muestra		Porcentaje sobre 100	
		Tropicales/Subtropicales	Cosmopolitas
Thanetiense	ZBT18-5M	37,0	63,0
	ZBT18-5A	25,5	74,5
	ZBT18-4M	55,6	44,4
	ZBT18-4	20,0	80,0
	ZBT18-3M	42,0	58,0
	ZBT18-3	16,7	83,3
	ZBT18-2M	54,0	46,0
	ZBT18-2	36,2	63,8
	ZBT18-1M	62,0	38,0
	ZBT18-1B	36,0	64,0
Selandiense	ZST14-1M	41,3	58,7
	ZST14-1	26,1	73,9
	ZST14-2M	55,6	44,4
	ZST14-2	29,4	70,6
	ZST14-3M	34,7	65,3
	ZST14-3	21,6	78,4
	ZST14-4M	36,7	63,3
	ZST14-4	19,6	80,4
	ZST14-5M	34,6	65,4
	ZST14-5	9,6	90,4

Tabla 1: Abundancia relativa de los géneros tropicales/subtropicales y cosmopolitas en cada una de las muestras estudiadas en la sección de Zumaia. El porcentaje de individuos tropicales/subtropicales es el índice C/F. En verde los niveles/muestras más calcáreas y en gris las más margosas.

La evolución del índice C/F se muestra en la figura 5, lo que nos permite observar los cambios y ciclos paleoclimáticos a través del intervalo estratigráfico estudiado. Se puede observar que hay un patrón cíclico en el que los géneros cosmopolitas dominan en los niveles más calcáreos (bajo índice C/F), mientras que los géneros tropicales-subtropicales dominan en los niveles más margosos (alto índice C/F).

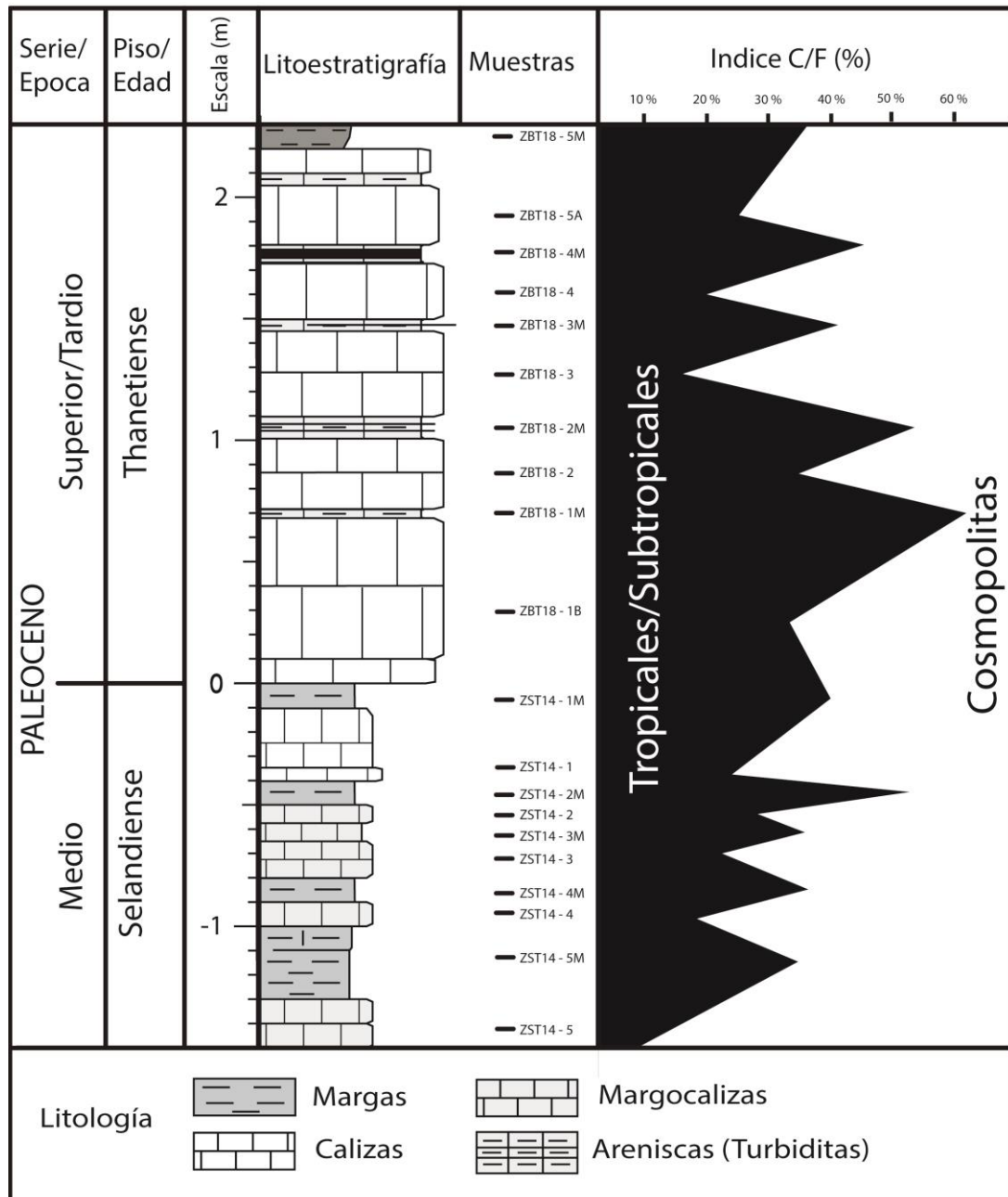


Figura 5: Representación de la curva del índice C/F con foraminíferos planctónicos en el tránsito S-T de Zumaia.

En el Selandiense, el valor del índice C/F en los niveles más calcáreos varía entre 16% y 36%, con una media de 26%, mientras que en los niveles más margosos el índice varía entre 39% y 62%, con una media de 50%. En el Thanetiense, el valor del índice en los niveles más calcáreos varía entre 9% y 29%, con una media de 21%, mientras que en los niveles más margosos el índice varía entre 34% y 55%, con una media de 40%.

6.2 Resultados paleomagnéticos

La tabla 2 incluye el peso en seco y mojado, el volumen, la densidad y la SM de las muestras estudiadas.

Tabla 2: Datos paleomagnéticos						
	Muestra	Peso seco (g)	Peso mojado (g)	Volumen (gr/cm ³)	Densidad (g/cm ³)	SM (10 ⁻⁶)
Thanetiense	ZBT18-5M	12,58	7,56	5,02	2,51	90,42
	ZBT18-5A	35,58	22,12	13,46	2,64	64,88
	ZBT18-4M	27,3	16,66	10,64	2,57	42,83
	ZBT18-4	33,38	20,54	12,84	2,6	57,34
	ZBT18-3M	20,81	12,36	8,45	2,46	81,13
	ZBT18-3	32	19,71	12,29	2,6	62,05
	ZBT18-2M	14,38	8,64	5,74	2,51	185,62
	ZBT18-2	41,64	25,78	15,86	2,63	78,68
	ZBT18-1M	9,43	5,66	3,77	2,5	43,38
	ZBT18-1B	13,37	8,21	5,16	2,59	91,83
Selandiense	ZST14-1M	12,19	7,34	4,85	2,51	66,08
	ZST14-1	36,88	22,73	14,15	2,61	93,73
	ZST14-2M	19,99	11,95	8,04	2,49	72,39
	ZST14-2	27,3	16,63	10,67	2,56	79,91
	ZST14-3M	16,82	10,12	6,7	2,51	50,10
	ZST14-3	27,66	17,07	10,59	2,61	105,16
	ZST14-4M	46,88	28,76	18,12	2,59	84,32
	ZST14-4	26,4	16,16	10,24	2,58	84,54
	ZST14-5M	15,51	9,38	6,13	2,53	102,44
ZST14-5	29,03	17,86	11,17	2,6	89,33	

Tabla 2: Datos paleomagnéticos obtenidos en las muestras estudiadas en la sección Zumaia. En verde los niveles/muestras más calcáreas y en gris los más margosas.

Los valores de la SM de las muestras estudiadas no parecen presentar una variación cíclica tan clara como la observada para el índice C/F (Figura 6). Los niveles más calcáreos presentan valores que van desde 57,33 hasta 105,16, con una media de 80,74. Los niveles más margosos presentan valores que van desde 42,82 hasta 102,44, teniendo una media de 70,34. Se ha excluido el dato de la muestra ZBT18-2M (185,62) por que parece un valor anómalo, tal vez debido a la presencia de finos niveles turbidíticos que ha podido afectar al resultado.

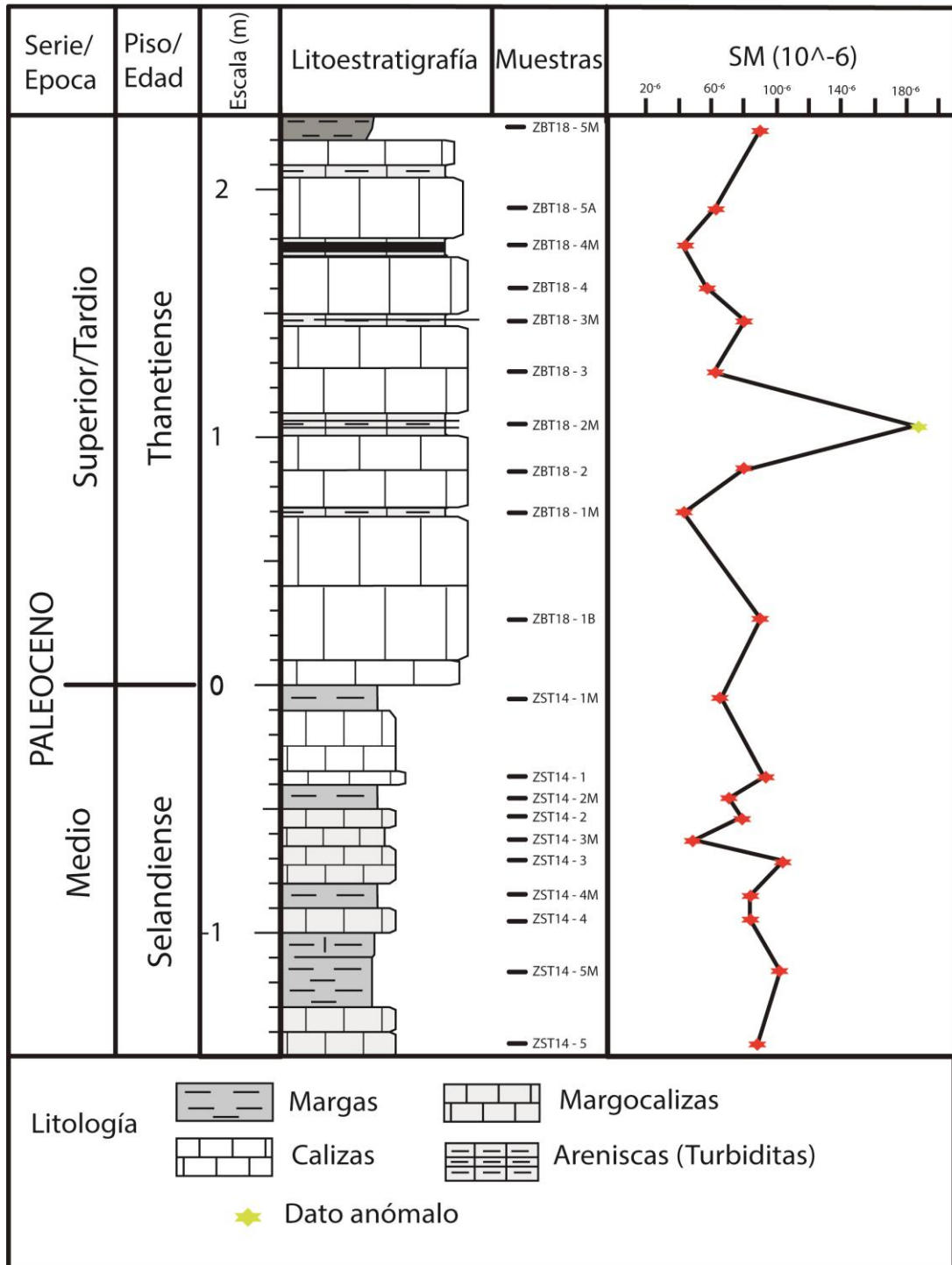


Figura 6: Representación de la susceptibilidad magnética (SM) en el transito S-T de Zumaia. Con una estrella amarilla se representa el valor de ZBT18-2M (185,65) el cual se ha considerado como un dato anómalo.

7. Discusión (interpretación de los ciclos y del límite S/T a partir de los resultados)

7.1 Ciclicidad en la frecuencia de precesión

Los datos micropaleontológicos (índice C/F) del tránsito S-T de Zumaia siguen una ciclicidad idéntica a la ya identificada desde el punto de vista litoestratigráfico (Figuras 5 y 7). Esta ciclicidad litoestratigráfica fue atribuida a ciclos de precesión de tal forma que cada ritmo marga-caliza corresponde a un ciclo de precesión de aproximadamente 21 Ka (Bernaola *et al.*, 2006; Schmitz *et al.*, 2011).

El índice C/F con foraminíferos planctónicos ha permitido deducir que los intervalos más margosos representan episodios climáticamente más cálidos, ya que en ellos dominan los géneros tropicales-subtropicales. Consiguientemente, los intervalos más calcáreos representan episodios más fríos, con predominio de los géneros cosmopolitas.

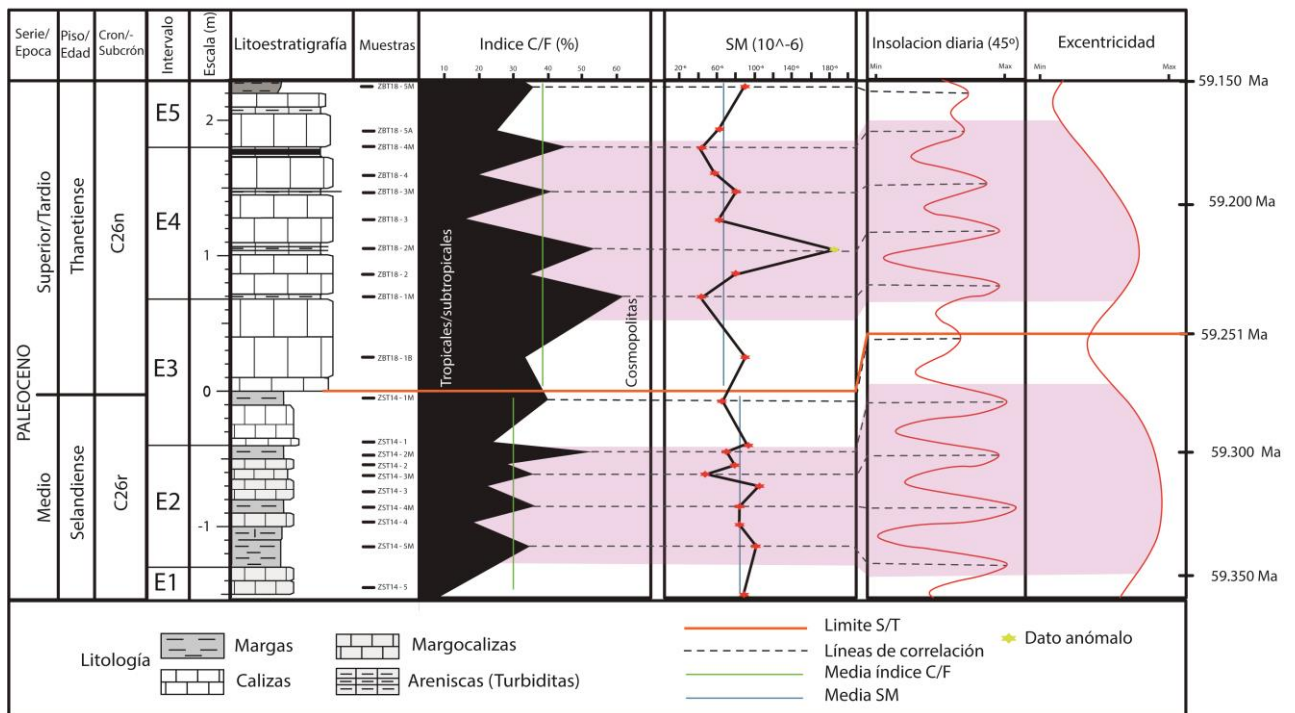


Figura 7: Correlación cicloestratigráfica de las curvas del índice C/F de foraminíferos planctónicos y de la susceptibilidad magnética (SM) con los ciclos de insolación diaria y excentricidad en torno al límite S/T (Laskar *et al.*, 2004). Las curvas de insolación (que visualizan bien los ciclos de precesión) y de excentricidad han sido extraídas del programa Analyseries 2.0.8.

Como anteriormente mencionado, no se observa una ciclicidad en los datos paleomagnéticos (SM) (Figura 6 y 7). Una lectura literal de los datos podría sugerir que los niveles más margosos representan unas veces episodios más húmedos y otras veces episodios más áridos con respecto a los niveles más calcáreos en cada ciclo. Si consideramos el valor medio de la SM en los niveles más margosos (70,84⁻⁶) el cual es inferior al de los niveles más calcáreos (80,74⁻⁶) podríamos deducir que representan episodios en general más áridos.

Los máximos y mínimos en los valores del índice C/F se pueden correlacionar con los máximos y mínimos de insolación diaria forzados por la precesión (Figura 7), de tal forma que los puntos de mayor insolación representarían los intervalos más cálidos (niveles más margosos) y los ciclos de menor insolación los intervalos más fríos (niveles más calcáreos).

Para realizar una correcta correlación de los datos con la Curva Astronómica de Insolación Diaria (Laskar *et al.*, 2004), se ha decidido recalibrar el límite S/T en 59,251 Ma, el cual es un dato muy cercano a la datación 59,237 Ma de la *GTS2020* (Gradstein *et al.*, 2020). En la figura 7 se toma esta recalibración como punto de anclaje.

7.2 Posible evento climático en el límite S/T

Se puede observar un cambio en la tendencia climática a partir de límite S/T. En el Thanetiense, el índice C/F es más elevado que en el Selandiense, mientras que la SM es menor en el Thanetiense que en el Selandiense (Tabla 3).

Tabla 3: Media de los valores		
	Índice C/F (%)	SM
Thanetiense	38,49	68,06
Selandiense	30,92	82,8

Tabla 3: Media del índice C/F y de la susceptibilidad magnética (MS) en el Thanetiense y Selandiense. Para el valor medio de SM en el Thanetiense se ha excluido el dato anómalo de la muestra ZBT18-2M.

Podría inferirse que a partir del Thanetiense se entró en un periodo más cálido y árido en comparación con el Selandiense superior, que parece más frío y húmedo. No obstante, el cambio paleoclimático parece gradual, no es muy acusado y podría ser local, así que no puede proponerse como un evento marcador auxiliar para el GSSP del límite S/T.

7.3 Ciclicidad en la frecuencia de excentricidad corta

Se ha dividido la sección estudiada en intervalos (E1 a E5) para comprobar si siguen una ciclicidad climática en la frecuencia de excentricidad corta, de tal manera que los intervalos E2 y E4 se corresponden a máximos de excentricidad (Tabla 4; Figura 7).

Tabla 4: Intervalos definidos.				
Intervalos				
Intervalos	Principio	Final	C/F (%)	SM (10^{-6})
E5 = Mínimo excentr.	ZBT18-5A	ZBT18-5M	31,24	77,65
E4 = Máximo excentr.	ZBT18-1M	ZBT18-4M	40,91	60,9
E3 = Mínimo excentr.	ZST14-1	ZBT18-1B	34,46	83,88
E2 = Máximo excentr.	ZST14-5M	ZST14-2M	33,17	82,7
E1 = Mínimo excentr.	ZST14-5	ZST14-5	9,62	89,33

Tabla 4: Posición estratigráfica y valores promedio del índice C/F y de la SM de los cinco intervalos (E1 - E5) en la sección estudiada de Zumaia, que se corresponden con máximos y mínimos de excentricidad corta. Para calcular el valor medio de la SM en el intervalo E4 no se ha tomado en cuenta el valor de ZBT18-2M, ya que se ha considerado como un dato anómalo.

Los datos del índice C/F no parecen indicar claramente calentamientos climáticos en estos máximos de excentricidad (Tabla 4). No obstante, el valor medio del índice C/F correspondiente a un máximo de excentricidad es mayor respecto al valor medio del índice C/F del mínimo de excentricidad anterior (E2 respecto a E1, y E4 respecto a E3), sugiriendo un pequeño ascenso de la temperatura dentro de cada ciclo de excentricidad corta. De manera similar, el valor medio de la SM correspondiente a un máximo de excentricidad es menor respecto al mínimo de excentricidad anterior, sugiriendo un pequeño aumento de la aridez dentro de cada ciclo de excentricidad corta.

Esta observación sugiere que los aumentos de la temperatura y de la aridez en los máximos de excentricidad se solapan con el calentamiento y aridificación gradual observado entorno al límite S/T, como se ha explicado anteriormente. De esta manera, el ciclo E3-E4, principalmente del Thanetiense, es más cálido y árido que el ciclo E1-E2 del Selandiense superior.

Los datos del índice C/F parecen indicar mejor otra de las características de los máximos de excentricidad corta, esto es, que los ciclos modulados por la precesión se fortalecen, provocando máximos y mínimos de insolación diaria más intensos (Figura 7). Los intervalos E2 y E4, que se corresponden con máximos de excentricidad corta, se caracterizan por cambios bruscos del índice C/F (Tabla 5). Esto queda bien reflejado en los valores del rango y de la desviación media, los cuales son mayores en los intervalos E2 y E4. Una conclusión similar se obtiene con los datos de la SM, aunque son menos remarcados.

Tabla 5: Valores estadísticos de los datos obtenidos.					
C/F (%)					
Intervalos	Valor max	Valor min	Media	Rango	Desviación media
E5	36,96	25,53	31,24	11,42	5,71
E4	62,00	16,67	40,91	45,33	14,26
E3	41,30	26,09	34,46	15,22	5,58
E2	55,56	19,61	33,17	35,95	8,26
SM (10 ⁻⁶)					
Intervalos	Valor max	Valor min	Media	Rango	Desviación media
E5	90,42	64,88	77,65	25,54	12,77
E4	81,13	42,83	60,90	38,30	13,05
E3	93,73	66,08	83,88	27,65	11,87
E2	105,16	50,10	82,70	55,06	13,05

Tabla 5: Valores máximos y mínimos del índice C/F y de SM en cada intervalo E, así como su rango y desviación media. No se muestran los valores del intervalo E1 porque solo está representado por una muestra. Para calcular el rango y desviación media de la SM en el intervalo E4 no se ha tenido en cuenta el valor de la muestra ZBT18-2M, ya que se ha considerado un dato anómalo.

8. Conclusiones

En este trabajo se ha realizado un estudio micropaleontológico (foraminíferos planctónicos) y del paleomagnetismo (susceptibilidad magnética) del tránsito Selandiense-Thanetiense (S-T) de la sección de Zumaia (Guipúzcoa), lo que ha permitido analizar los cambios paleoclimáticos que acontecieron a través del límite Selandiense/Thanetiense (S/T). La ciclicidad litoestratigráfica de Zumaia en el tránsito S-T se ha atribuido a los cambios orbitales causados por los ciclos de Milankovitch, especialmente a los ciclos de precesión y excentricidad corta. Esta ciclicidad no solo está presente en el registro litoestratigráfico de la sección de Zumaia, sino también en el registro micropaleontológico. Por el contrario, no queda bien reflejada en el registro paleomagnético. Para la correcta correlación de estos ciclos con la Curva Astronómica de Insolación Diaria, se ha decidido recalibrar el límite S/T en 59.251 Ma, el cual se ha utilizado como punto de anclaje en las correlaciones cicloestratigráficas.

Teniendo en cuenta el índice C/F, los intervalos más margosos de cada ciclo de precesión, donde predominan los géneros tropicales-subtropicales, se interpretan como episodios más cálidos. Consiguientemente, los intervalos más calcáreos, donde predominan los géneros cosmopolitas, se interpretan como episodios más fríos. Esta ciclicidad se repite de manera uniforme en todo el intervalo estudiado. Como anteriormente mencionado, la susceptibilidad magnética (SM) no muestra una clara ciclicidad en la frecuencia de precesión. No obstante, si consideramos el valor medio de la SM en los niveles más margosos, el cual es inferior al de los niveles más calcáreos, podríamos deducir que representan episodios en general más áridos.

Teniendo en cuenta el índice C/F y la SM, se ha podido inferir un cambio climático entorno al límite S/T, de tal manera que el intervalo thanetiense estudiado es más cálido y árido que el intervalo selandiense. Se han definido también 5 intervalos (E1 a E5), haciéndolos corresponder con máximos y mínimos de excentricidad corta. Se puede observar que en los máximos de excentricidad (E2 y E4) se produce cambios bruscos del índice C/F y de la SM acorde con el fortalecimiento de los ciclos modulados por la precesión durante estos máximos. Se puede observar también que dentro de cada ciclo de excentricidad corta (E1-E2 y E3-E4), los máximos (E2 y E4) se corresponden con periodos más cálidos y áridos. No obstante, los aumentos de la temperatura y de la aridez en los máximos de excentricidad se solapan con el calentamiento y aridificación gradual observado entorno al límite S/T.

9. Referencias

- Alegret, L., y Ortiz, S. (2010): El corte de Zumaya (España): Registro de los foraminíferos bentónicos del Paleógeno inferior. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(3): 477-489.
- Arenillas, I. y Molina, E. (1995): Análisis cuantitativo de los foraminíferos planctónicos del Paleoceno en Zumaya: implicaciones paleoambientales y eventos paleoceanográficos. *Geogaceta*, 17: 23-26.
- Bernaola, G., Baceta, J.I., Payros, A., Orue-Etxebarria, X. y Apellaniz, E. (2006): The Paleocene and lower Eocene of the Zumaia section (Basque Basin). Climate and Biota of the Early Paleogene 2006. Post Conference Field Trip Guidebook. Bilbao, 82p.
- Bernaola, G., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Alegret, L., Martín-Rubio, M., Arostegui, J. y Dinarès-Turell, J. (2007): Evidence of an abrupt environmental disruption during the mid-Paleocene biotic event (Zumaia section, western Pyrenees). *Geological Society of America Bulletin*, 119(7-8): 785–795.
- Ellwood, B.B., Harrold, F.B., Benoist, S.L., Thacker, P., Otte, M., Bonjean, D., Long, G.J., Shahin, A.M., Hermann, R.P. y Grandjean, F. (2004): Magnetic susceptibility applied as an age-depth-climate relative dating technique using sediments from Scladina Cave, a Late Pleistocene cave site in Belgium. *Journal of Archaeological Science*, 31(3): 283-293.
- Ellwood, B.B., Tomkin, J.H., Richards, B.C., Benoist, S.L. y Lambert, L.L. (2007): MSEC data sets record glacially driven cyclicity: Examples from the arrow canyon Mississippian-Pennsylvanian GSSP and associated sections. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 255(3–4): 377-390.
- Ellwood, B.B., Tomkin, J.H., Ratcliffe, K.T., Wright, M. y Kafafy, A.M. (2008): Time series analysis of magnetic susceptibility variations in deep marine sedimentary rocks: A test using the upper Danian–Lower Selandian proposed GSSP, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261(3–4): 270-279.
- Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (1991): *Cycles and Events in Stratigraphy - Basic Concepts and Terms*. Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 955 p.
- Garcés, M., y Beamud, E. (2016): La Magnetoestratigrafía y la Escala del Tiempo Geológico basada en las inversiones del campo magnético terrestre. *Enseñanzas de Las Ciencias de La Tierra*, 24.3: 282-293.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. y Ogg, G.M. (2020): *The Geologic Time Scale*, Elsevier, 2020, 1357 p.
- Hilario-Orús, A. (2008): El flysch de Zumaia y centro Algorri: Divulgación geológica y gestión de un afloramiento espectacular (Zumaia, País Vasco). *Sociedad Española para la Defensa del Patrimonio Geológico y Minero*, 10: 1-9.
- Larrasoña, Juan., y Mochales, Tania. (2016): ¿Qué aporta el magnetismo en estudios paleoclimáticos y medioambientales? *Enseñanzas de Las Ciencias de La Tierra*, 24.3: 304-314.

- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. y Levrard, B. (2004): A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomical & Astrophysics*, 428: 261-285.
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoaña, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., y Oldfield, F., (2012): Environmental magnetism: Principles and Applications. *Reviews of Geophysics*, 50, <https://doi.org/10.1029/2012RG000393>.
- Martínez, M., Lorenzo, É., y Álvarez, A. (2017): *Los Ciclos de Milankovitch: Origen, Reconocimiento, Aplicaciones en Ciclostratigrafía y el estudio de Sistemas Petroleros*. Revista Científica y Tecnológica, 4(3): 56-65.
- Mead, G. A., Tauxe, L. y LaBrecque, J. L. (1986): Oligocene paleoceanography of the South Atlantic: Paleoclimatic implications of sediment accumulation rates and magnetic susceptibility measurements. *Paleoceanography*, 1(3): 273-284.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muñeton, G. y Zaghbib-Turki, D. (2009): The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic): auxiliary sections and correlation. *Episodes*, 32(2): 84-95.
- Robles, S., y Aranburu, A. (2014): Tema del día La Cuenca Vasco-Cantábrica: génesis y evolución tectonosedimentaria. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 22.2: 99-114.
- Soto, R., 2016. ¿Qué nos indica la orientación preferente de minerales detectada a partir del estudio de la fábrica magnética? *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 24(3): 325-334.
- 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., ... Thomsen, E., 2011. The global stratotype sections and points for the bases of the Selandian (Middle Paleocene) and thanetian (Upper Paleocene) stages at Zumaia, Spain. *Episodes*, 34(4): 220-243.
- Toumarkine, M. y Luterbacher, H.P. (1985): *Paleocene and Eocene planktic foraminifera*. En: *Plankton Stratigraphy* (Bolli, H.M., Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K., eds.), Cambridge University Press, 87-154.
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A. y Pälike, H. (2011): Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *EarthScience Reviews*, 104: 111-142.