



Facultad de Ciencias

**IMPACTO DE VARIACIONES CLIMÁTICAS DE ORIGEN
ASTRONÓMICO EN LAS CONDICIONES AMBIENTALES
DE MEDIOS MARINOS PROFUNDOS A PARTIR DEL
ANÁLISIS GEOQUÍMICO EN EL EOCENO DE
SOPELANA (BIZKAIA)**

Impact of astronomically forced climate change on deep-sea
environmental conditions as per geochemical analysis of
Eocene strata from Sopelana (Biscay)

Trabajo de Fin de Máster
presentado para obtener el título de

**MÁSTER EN FÍSICA, INSTRUMENTACIÓN
Y MEDIO AMBIENTE**

Autora: Naroa Martínez Braceras

Directores: Aitor Payros Agirre
Juan RemondoTejerina

Septiembre- 2014

RESUMEN

La cicloestratigrafía es la especialidad geológica que se ocupa de ciclos repetitivos y de duración constante en sucesiones geológicas continuas. Estos ciclos están estrechamente relacionados con cambios climáticos periódicos inducidos por las variaciones en los parámetros orbitales terrestres, dentro de los que destacan los llamados Ciclos de Milankovitch.

La sucesión eocena estudiada en Sopelana (Bizkaia) está caracterizada por la alternancia de margas y calizas (hemi)pelágicas, cuyo origen se sospechaba podía estar relacionado con los mencionados cambios climáticos astronómicos de alta frecuencia. Para comprobar dicha hipótesis y, en caso afirmativo, determinar el impacto ambiental de los cambios climáticos de origen astronómico en medios oceánicos profundos, se ha realizado un análisis de alta resolución de la variación de CaCO_3 e isótopos estables de oxígeno y carbono a lo largo de la sucesión. En base a la variación cíclica de los datos de CaCO_3 y de $\delta^{18}\text{O}$, se ha podido confirmar la influencia de los ciclos de precesión de Milankovitch (20.000 años), los cuales influían directamente en los cambios de temperatura de la superficie del mar e, indirectamente, en la producción de organismos calcáreos que vivían en el medio. La alternancia térmicamente controlada en la tasa de producción orgánica fue el origen principal de la alternancia litológica que caracteriza la sucesión, de modo que las capas calizas representan etapas precesionales cálidas con alta productividad (verano boreal en perihelio), mientras que las capas de marga correspondían a etapas precesionales más frías con una producción orgánica menor (verano boreal en afelio).

La amplitud de los cambios climáticos y oceanográficos a escala precesional estuvo modulada por la superposición de un ciclo de excentricidad (100.000 años). Así, periodos de excentricidad mínima (órbita circumsolar circular) presentaban características generales más cálidas y más favorables para la producción carbonatada, mientras que periodos de excentricidad máxima (órbita elíptica) producían condiciones ambientales opuestas, principalmente debido a la intensificación de corrientes de upwelling. En los resultados de $\delta^{13}\text{C}$, totalmente independientes de las ciclicidades del CaCO_3 y de $\delta^{18}\text{O}$, se ha apreciado la posible influencia de un factor ambiental controlado por las variaciones cíclicas (40.000 años) en la oblicuidad del eje de rotación terrestre, el cual pudo afectar sobre las condiciones de oxigenación del fondo marino. Además, en Sopelana se han detectado posibles eventos climáticos de menor duración temporal, similares a los identificados en el registro cuaternario (eventos y ciclos y de sub-Milankovitch), los cuales interrumpen irregularmente la configuración cíclica producida astronómicamente.

ABSTRACT

Cyclostratigraphy is the geological speciality that deals with repetitive, equally lasting cycles in continuous geological successions. Such cycles are closely related to periodic climate-change episodes induced by variations in the orbital parameters of the Earth, among which the so-called Milankovitch cycles stand out.

The Eocene succession studied in Sopelana (Biscay) is characterized by the alternation of (hemi)pelagic marls and limestones, the origin of which was suspected to be related to astronomically driven high-frequency climate change episodes. In order to check this hypothesis, a high-resolution analysis of the variations in CaCO_3 and the oxygen and carbon stable isotopes was carried out throughout the succession. If positively confirmed, the environmental impact of the astronomically driven climate change episodes on deep-water oceans could be determined. On the basis of the cyclic variation in CaCO_3 and $\delta^{18}\text{O}$, the influence of the precessional Milankovitch cycles (20,000 years) has been confirmed, which directly affected variations in the temperature of the sea surface and indirectly controlled the productivity of calcareous organisms that thrived in the environment. The thermally controlled alternation in the rate of organic productivity was the main driving mechanism for the lithological alternation that characterizes the succession, so that the limestone beds formed during warm precessional stages with high productivity (boreal summer in perihelion), whereas marly beds corresponded to colder precessional stages with lower organic production (boreal summer in aphelion).

The amplitude of the climatic and oceanographic changes at precessional timescales was modulated by the overprinting of an eccentricity cycle (100,000 years). Thus, minimum eccentricity (circular circumsolar orbit) periods were generally warmer and more favourable for carbonate production. Conversely, maximum eccentricity (elliptical circumsolar orbit) periods resulted in the opposite environmental conditions, mainly as a consequence of the occurrence of intensified upwelling currents.

The $\delta^{13}\text{C}$ results, being completely independent from the CaCO_3 and $\delta^{18}\text{O}$ cyclicities, show the likely influence of an environmental factor which was controlled by cyclic variations (40,000 years) in the obliquity of the rotational axis of the Earth, which affected oxygen concentrations on the seabed. Shorter-term climatic events, similar to those identified in the Quaternary record (sub-Milankovitch cycles and events), have also been identified in Sopelana, which irregularly punctuate the astronomically driven cyclical pattern.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar me gustaría expresar mi agradecimiento a las personas que me han ayudado y acompañado a lo largo de la realización del presente trabajo:

A mi director Aitor por la ayuda y dedicación que me ha ofrecido durante todo el proceso que acarreado el presente trabajo.

A mi codirector Juan, por sus consejos a la hora de realizar las últimas correcciones.

A mi padre y a David por la ayuda y compañía recibida a la hora de realizar el muestreo. Aunque agradezco aún más la compañía y animo diario que me han ofrecido ambos durante todo el tiempo que ha durado el presente trabajo. A Ionetxu, por ayudarme a revisar todas las muestras.

A los miembros del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea por su ayuda y por permitirme utilizar su infraestructura.

A Estefanía por su agradable compañía y positividad ofrecida a lo largo del curso de master. A los profesores del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Cantabria por su amabilidad.

A Blanca por su gran ayuda con los papeleos de la beca.

A mis padres, ya que sin su ayuda ni su enseñanza me habría sido imposible llegar hasta aquí. También a mi familia y amigos que se han interesado en cómo me va.

Gracias, eskerrik asko

Investigación financiada por los proyectos GIC07/122-IT-215-07 (Gobierno Vasco) y CGL-2011-23770 (Ministerio de Economía y Competitividad)

ÍNDICE

	Pag.
1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS	7
3. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO	7
3.1. Situación geográfica	7
3.2. Contexto geológico y estudios previos	8
3.3. Contexto Paleogeográfico	11
4. MÉTODOS	14
4.1. Muestreo	14
4.2. Parámetro a medir	16
4.2.1. Contenido en carbonato cálcico	16
4.2.2. Isótopos estables de oxígeno y carbono	18
4.2.2.1. Isótopos de oxígeno	19
4.2.2.2. Isótopos de Carbono	20
4.2.2.3. Análisis de la composición isotópica de las muestras	21
4.3. Análisis espectrales	23
5. RESULTADOS	24
5.1. Microfacies	24
5.2. Espesor de las capas	24
5.3. Contenido en CaCO ₃	26
5.4. Isótopos de Carbono	30
5.5. Isótopos de Oxígeno	31
5.6. Análisis espectral	32
6. DISCUSIÓN	33
6.1. ¿Señal medioambiental primaria o señal diagenética?	33
6.2. Origen de los ciclos	34
6.3. Cambios Oceanográficos por forzamiento orbital	36
6.3.1. Efecto medioambiental de los ciclos de precesión	36
6.3.2. Efecto medioambiental de los ciclos de excentricidad	39
6.3.3. Efecto medioambiental de los ciclos de oblicuidad	42
6.3.4. Cambios climáticos de menor escala	42
7. CONCLUSIONES	43
8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	45

1. INTRODUCCIÓN

Como se ha demostrado en numerosos estudios (Imbrie et al. 1984; Pisias & Imbrie 1986/87; Berger et al. 1992), la variación climática influenciada por cambios en los parámetros orbitales es uno de los principales motores de cambios climáticos cíclicos glaciario-interglaciares registrados con periodos desde decenas de miles a cientos de miles de años. Esta teoría Orbital es más conocida por el nombre de Teoría de Milankovitch, presentada a principios del siglo XX por el astrónomo Serbio Milutin Milankovitch. El principio básico de la teoría es la influencia de las variaciones de la órbita terrestre, sobre la distribución estacional y latitudinal de la radiación solar (insolación) que llega a la parte superior de la atmósfera. Estas variaciones producen el desarrollo de perturbaciones en el sistema climático terrestre tales como, el aumento o disminución de las masas de hielo a latitudes medias y cambios en los ecosistemas marinos, cambios en la circulación y en la química atmosférica, en la circulación oceánica, entre muchas otras más (Cronin, 1999). Para una mejor comprensión de la influencia sobre el clima terrestre de estos cambios orbitales, a continuación se hace una breve explicación de los tres ciclos principales (Precesión, Oblicuidad y Excentricidad) de la Teoría orbital de Milankovitch, que a pesar de que todos son de carácter sinusoidal, al solaparse pueden dar patrones de mayor complejidad:

Ciclos de precesión (19-23 k.a.)

Los ciclos de precesión reflejan los cambios seculares en el perihelio (periodo en el que la tierra está más cercana al sol) terrestre. Este movimiento fue reconocido por primera vez por el astrónomo Greco Hipparchus en el año 129 D.C., el cual observó cambios seculares de largo periodo en la posición de la Estrella Polar, relacionada con cambios de los equinoccios (House, 1995).

La precesión puede ser separada en dos componentes: la precesión axial y la elíptica. La precesión axial se produce a consecuencia del esfuerzo de torsión ejercido por el sol y la luna, sobre el ecuador de la tierra. Esto hace que el eje de rotación de la tierra se tambalee, lo que produce que el Polo Norte describa un círculo en el aire con un periodo de 19 a 23 k.a. (Fig. 1). Por otro lado, la precesión elíptica es el resultado de los efectos planetarios en la masa de la tierra, causando que la órbita terrestre rote según su eje, el sol. La velocidad orbital de la tierra aumenta cuando está más cerca del sol. Hoy en día, el verano del hemisferio Norte coincide con el afelio (posición más alejada del sol), mientras que el invierno se da en condiciones de perihelio (Fig. 1). Por lo cual, en esta fase tenemos una etapa de verano templada y larga, y un invierno corto, y no muy frío. Hace aproximadamente 11.500 k.a. las estaciones se producían en estados contrarios a los actuales, con lo cual, los inviernos era mucho más fríos (llegaba un %10 menos de radiación) y largos, mientras que los veranos, eran notablemente más calurosos, y relativamente más cortos. Por lo tanto, la insolación neta periódica tiende a ser constante, pero la diferencia de insolación entre estaciones orbitales puede ser mayor (verano en el perihelio) o menor (estado actual) (Cronin, 1999).

El efecto neto de la precesión de los equinoccios y solsticios es la rotación leve pero continua de la órbita terrestre, con un periodo medio de 22 k.a. El impacto de estos ciclos es mayor cerca del ecuador ($\pm 10\%$ de insolación en la misma estación, en estadios precesionales contrarios), disminuyendo hacia los polos. La variación media de insolación de un estadio precesional extremo a su contrario, es de aproximadamente 40 W/m^2 . Por lo tanto, se obtiene un ciclo de alta frecuencia, compuesto por una época en la que la diferenciación estacional de la insolación es menor (situación actual), y otra donde se maximizan/minimizan los extremos estacionales.

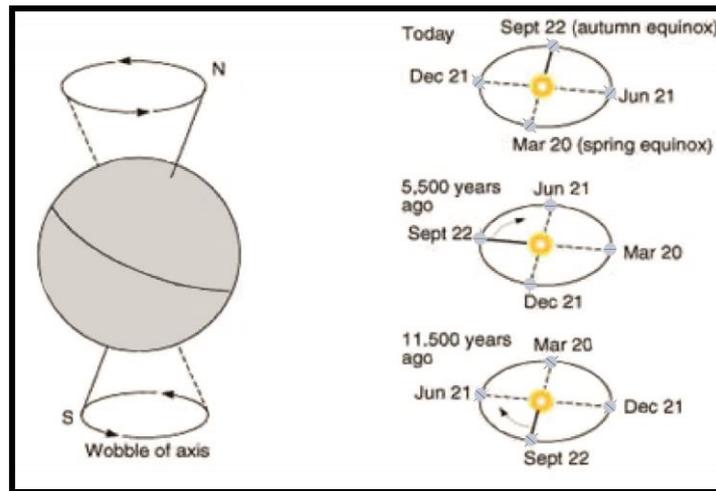


Figura 1: Izq.: Representación de los giros del eje rotacional de la tierra. Drcha.: Representación de la precesión elíptica. Figura obtenida de www.detectingdesign.com/milankovitch.html

Ciclos de Oblicuidad (41 k.a.)

El eje rotacional de la tierra se inclina respecto a la vertical de la eclíptica (plano orbital), entre $24,5^\circ$ y $21,5^\circ$ (variación angular de $3,5^\circ$) con un periodo de 41 k.a. (Fig. 2). En la actualidad, el eje de la tierra forma un ángulo de $23,5^\circ$. Estos ciclos producen cambios de la energía de insolación recibida en la atmosfera externa de dos maneras: por un lado cambia la intensidad de la estacionalidad anual (máxima cuando la inclinación es de $24,5^\circ$) y por otro lado, cambia el gradiente de insolación desde los polos al ecuador, de lo cual dependen tanto el clima como la circulación oceánica (House, 1995). La radiación alcanzada en latitudes altas de la atmosfera externa, puede variar 17 W/m^2 durante un periodo completo de 41 k.a. (Cronin, 1999).

Los ciclos de Oblicuidad tienen una mayor influencia en la variabilidad climática en latitudes altas, ya que es donde mayor variación de la insolación se registra.

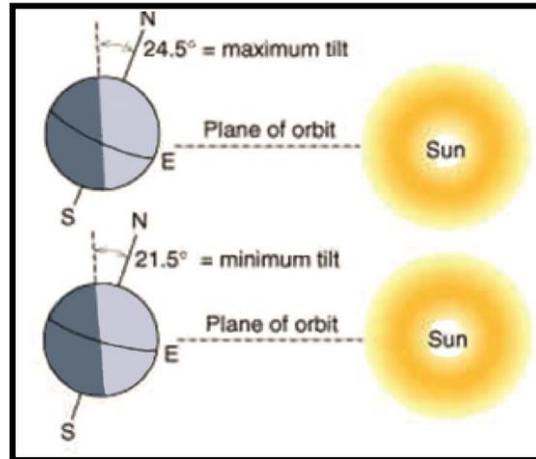


Figura 2: Inclinación máxima (arriba) y mínima (abajo) del eje rotacional de la tierra respecto al plano perpendicular a la eclíptica (www.detectingdesign.com/milankovitch.html).

Ciclos Excentricidad (100 y 400 k.a.)

La órbita terrestre varía su forma, desde una forma más circular, a otra más elíptica (Fig. 3). La causa principal de estos cambios es la atracción gravitacional del sol y de otros planetas. Como es de esperar, en orbitas más elípticas se registrarán estacionalidades más marcadas que en las más circulares, debido al aumento de la diferencia de longitud entre el perihelio y el afelio (Cronin, 1999). Existen diferentes escalas de ciclos de excentricidad, a escalas de 100 o 400 k.a.

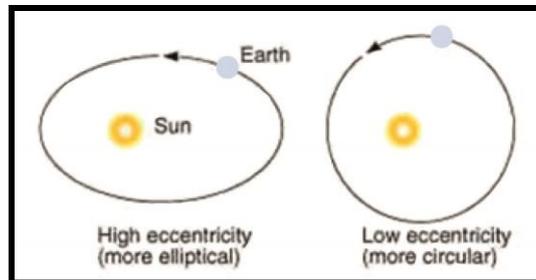


Figura 3: Exageración del cambio de forma de la órbita terrestre en función del estadio de excentricidad (www.detectingdesign.com/milankovitch.html)

La elíptica máxima actual de valor 0,017, la cual puede variar de una excentricidad máxima de 0,058 (más elíptica), a una mínima de 0,005 (órbita más circular), produciría un cambio neto muy pequeño en la radiación que alcanza la atmosfera externa, solo un 0,1% de la insolación total, aproximadamente 0,5 W/m². Esto produciría un cambio de la temperatura global anual de unas décimas de grado, frente al cambio de 1 a 2°C registrado en cambios ambientales relacionados con etapas glaciario-interglaciario. Por lo tanto, la pequeña variación en la insolación neta registrada en estos ciclos, no puede causar directamente variaciones climáticas de la magnitud de las influenciadas por los ciclos de precesión. Por ello, la mayoría de los investigadores sugieren que el efecto principal de los ciclos de excentricidad es la variación de amplitud de los ciclos de precesión, produciendo una estacionalidad más marcada en periodos de máxima excentricidad (órbita más elíptica) y viceversa (Weedon, 2003).

Todos los ciclos de Milankovitch, a diferentes escalas e interactuando entre sí, influyen sobre el clima produciendo sistemas bi-estacionales marcados. Estas estaciones climáticas de origen orbital intervienen directamente en los sistemas naturales, lo que en ocasiones queda registrado en diferentes sistemas sedimentarios. La estratificación o sucesión de capas es una de las características de los medios influenciados por estos ciclos orbitales (Schwarzacher, 1993). Hasta el momento, se han realizado numerosos estudios en sucesiones con patrones cíclicos (de grosor de capa, contenido en CaCO_3 , etc.), en los que se han identificado los periodos de los diferentes ciclos de Milankovitch (Boulila, 2010a, Jiménez Berrososo et al, 2012; Husson et al., 2014, entre otras), lo que ha desarrollado una reciente disciplina geológica denominada cicloestratigrafía (Schwarzacher, 1993; Weedon, 2003)

La existencia de una estratificación no es suficiente para realizar cicloestratigrafía, ya que es de vital importancia que la secuencia cumpla unos requisitos previos. Es necesario que la sucesión a estudiar sea continua, es decir, se deben evitar posibles hiatos que incompleten agrupamientos de capas relacionados con cambios orbitales. Aparte de ello, deben seleccionarse sucesiones compuestas por alternancias de facies que estén estrechamente relacionadas con el clima terrestre. En esta línea, las sucesiones carbonatadas hemipelágicas, como la que se estudiará en el presente proyecto, son muy indicadas y por eso, frecuentemente utilizadas para la identificación de los diferentes ciclos orbitales (Boulila, 2010a, Jiménez Berrososo et al, 2012; Husson et al., 2014). Exceptuando las zonas cercanas a la plataforma, donde pueden predominar resedimentaciones por flujos gravitacionales, las secuencias hemipelágicas de fondo marino, están compuestas principalmente por alternancias de calizas y margas (Boulila et al., 2010a). Estas alternancias carbonatadas se encuentran en rocas sedimentarias, compuestas por materiales depositados en fondos marinos desde el Cámbrico hasta la actualidad. En estas sucesiones, una pareja de una marga y su consecutiva caliza, forman un ciclo simple y repetitivo (Schwarzacher, 1993). Se conocen diferentes mecanismos para la formación de la alternancia caliza-marga tan típica de este medio deposicional, tales como la variación en productividad biológica, cambios en el flujo de origen continental, variación del nivel de compensación del carbonato (*Carbonate compensation depth, CCD*) o por influencia de la diagénesis (Einsele Rickens, 1991). Las características de estos cuatro posibles orígenes y sus efectos se describirán más en detalle en el apartado de métodos. Exceptuando el origen diagenético, los demás procesos de formación están estrechamente relacionados con las condiciones ambientales del momento de sedimentación. Perturbaciones tectónicas, como movimientos de fallas colindantes o hundimiento de bloques, también pueden influir en las condiciones del medio sedimentario y por lo tanto, afectar a los diferentes procesos de sedimentación hemipelágica marina. Afortunadamente, este tipo de eventos se pueden reconocer fácilmente ya que aparecen como sucesos aislados y sin una periodicidad homogénea, equivalente a la que muestran los depósitos de procesos relacionados con los cambios orbitales terrestres.

Los ciclos de Milankovitch generalmente, tienen un efecto estacional suave en el clima terrestre, pero este se ve realzado en los sedimentos, debido a la influencia de los cambios de los parámetros orbitales en los factores climáticos-oceánicos que controlan la sedimentación, pudiendo así representarse en alternancias de caliza-marga (Fischer et al. 1989). Algunos de estos factores que se ven acentuados por los cambios orbitales son: la

magnitud de las masas de hielo terrestres (Berger et al. 1984), el contenido de CO₂ atmosférico (Sundquist & Broecker, 1985), cambios en climas monzónicos con estación húmeda y seca (Prell & Kutzbach, 1987) y los cambios de circulación oceánica y cambios en la intensidad de los “upwellings” (Sarnthein & Fenner, 1988). Por lo tanto, estos procesos transmiten la señal orbital a los sedimentos carbonatados depositados en cuencas marinas, junto a un ruido de fondo. Estas dos señales pueden ser distorsionadas posteriormente por procesos diagenéticos y/o compactaciones deferenciales (Einsele and Ricken, 1991).

Cuando las fluctuaciones litológicas de caliza-marga pelágicas está relacionada con variaciones climáticas, se relacionan con los ciclos de Milankovitch (10-400 k.a.) y representan, por lo tanto, cambios periódicos en la insolación de la superficie terrestre debido a los cambios orbitales (Dinarés-Turrell et al., 2003; Jiménez-Berrozcos, 2012). A pesar de esto, identificar una alternancia climática como origen de las alternancias debe acompañarse de otros parámetros que justifiquen el origen orbital de esos cambios ambientales. Una manera de confirmar la influencia orbital en la estratificación hemipelágica es la identificación de agrupamientos de diferentes pares de caliza-marga, los cuales se relacionan con los ciclos precesionales (21 k.a.), en agrupamientos mayores, por ejemplo de cinco pares, relacionado con los ciclos de excentricidad (100 k.a.). En la Figura 4 se pueden observar las señales oscilante de los diferentes ciclos orbitales, donde destaca en la tercera columna el índice de precesión, el cual representa la señal oscilante de los ciclos de precesión, mostrando a su vez, una variación dependiente de otros ciclos de menor frecuencia (aumentando o disminuyendo la amplitud de los ciclos de precesión) (Einsele & Ricken, 1991).

Para realizar un análisis cuantitativo de los ciclos de Milankovitch, se suele recomendar trabajar con variables continuas en función a la posición estratigráfica. Por ello, aparte de hacer una observación de las características de la estratificación en campo, se suele estudiar el contenido de CaCO₃ de las rocas mediante un muestreo a alta resolución, con el fin de limitar y definir de una manera precisa estos ciclos (además de permitir definir de una manera exacta los límites entre capas más graduales). Las variables continuas que pueden ser utilizadas para tales estudios, no tienen por qué ser las que mejor definan las características del sedimento, sino las que mejor representen las condiciones del medio en el que ese sedimento se depositaba. Por ello, variables como la composición isotópica o contenido fósil, son muy útiles para un estudio de estas características (Schwarzacher, 1993). Además, la coincidencia de diferentes variables mostrando un mismo carácter oscilante refuerzan la teoría de una influencia climática orbital en la sedimentación (House, 1995). Sin embargo, ha de tenerse en cuenta que normalmente durante la sedimentación actúan otros procesos ajenos a los condicionantes climáticos (por ejemplo movimientos tectónicos), los cuales crean un “ruido de fondo” que distorsiona la señal oscilante de origen orbital (Fig. 4). Además de ello, la señal sinusoidal final puede verse también distorsionada por procesos posdeposicionales como la compactación o la diagénesis, con un impacto que depende del tiempo de actuación y de la intensidad de dichos procesos (Fig. 4)

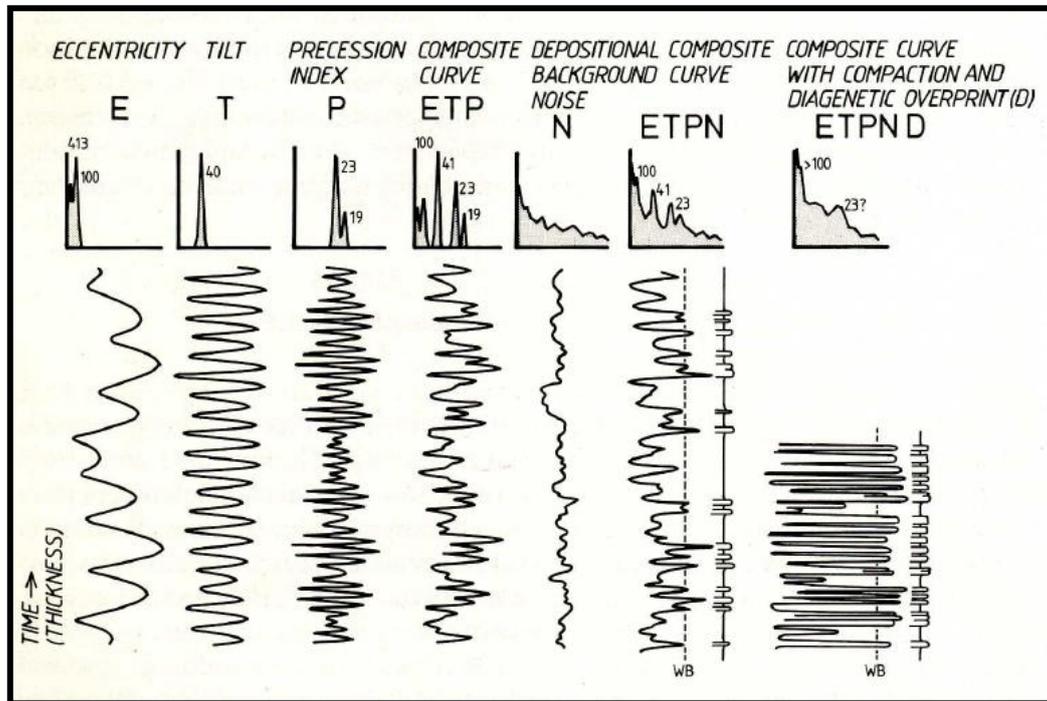


Figura 4: Diagrama esquemático de la producción de la alternancia rítmica debido a la superposición de varios parámetros, tales como la influencia orbital, el ruido de fondo deposicional y la diagénesis. En la parte superior se especifican los parámetros que influyen en cada señal, con el espectro de frecuencias obtenido de cada registro oscilante (Einsele & Ricken, 1991).

Una manera matemática de estudiar la jerarquización de los diferentes ciclos sedimentarios en una sucesión estratigráfica es mediante su diferenciación estadística del ruido de fondo utilizando el análisis del espectro de frecuencias (Schwarzacher, 1991). Estos análisis estadísticos se han aplicado tanto para el contenido de CaCO_3 de las rocas, como para composiciones de isótopos estables, para observar la correlación de ambas variables con los ciclos de Milankovitch (House, 1995). Mediante el análisis espectral se buscan ciclos regulares, en términos de grosor de capas en vez de tiempo (a pesar de que una vez probado la influencia orbital se podría interpolar). Cualquier serie temporal puede ser representada mediante la suma de diferentes ondas/componentes de frecuencia regular, pudiendo tener cada uno de ellos una amplitud o fases diferentes. Mediante el análisis de frecuencias se obtienen los componentes de evolución regular de la serie temporal. La “importancia” de cada uno de estos componentes se representa con la amplitud de los picos del espectro (Fig. 4). Para que los espectros sean representativos, se deben utilizar sucesiones lo más extensas posible, para así incluir el mayor número de ciclos a diferentes escalas.

En sucesiones donde las variaciones orbitales han influido en variaciones litológicas y la sedimentación ha sido relativamente continua, un análisis cicloestratigráfico puede permitir trabajar con periodos cronológicos muy exactos, ya que los lapsos de edad de cada ciclo de Milankovitch están contrastadamente definidos. Esto permite hablar de procesos climáticos, oceanográficos y biológicos que actúan en periodos de tiempo de unos pocos a cientos de miles de años (Einsele and Ricken, 1991).

2. OBJETIVOS

Estudios previos realizados en la sucesión hemipelágica del Maastrichtiense-Paleoceno de Sopelana (Bizkaia) han demostrado la existencia de ciclicidades orbitales (Pujalte et al., 1998; Dominguez et al., 2007; Jiménez-Berrosco et al., 2013,). Observando la continuidad cíclica de las alternancias de caliza-marga hemipelágicas del afloramiento Eoceno inferior de Sopelana, se intuye que también responden a cambios climáticos cíclicos se origen astronómico (ciclos de Milankovitch). Para probar la hipótesis inicial se ha realizado un estudio detallado del contenido de CaCO_3 e isótopos estables de oxígeno y carbono a lo largo de la sucesión, para estudiar esta posible variabilidad orbital.

Una vez se hayan obtenido evidencias de la influencia de los cambios cíclicos en los parámetros orbitales en la sucesión, se intentará definir la influencia principal y directa de éstos sobre los procesos y condiciones del medio, a partir del registro de las variables geoquímicas analizadas.

En muchos estudios en los que se ha constatado la influencia orbital en sucesiones extensas de materiales carbonatados de fondo marino se ha analizado una muestra por capa. En este trabajo, se ha analizado una sucesión relativamente más corta que en otros estudios, pero se ha realizado un muestreo a gran escala (1 muestra/2-3cm \approx 1000-1500 años) para poder identificar con precisión los cambios ambientales orbitales ocurridos y determinar además posibles cambios ocurridos a escala milenaria.

Que la sucesión seleccionada para este estudio sea del Eoceno inferior aumenta su interés, ya que esta etapa se caracterizó por un intenso efecto invernadero y calentamiento global. Por lo tanto, analizando la evolución eocena del clima, los resultados obtenidos pueden utilizarse como posibles análogos de lo que puede ocurrir en el futuro.

3. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO

3.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

Para realizar el presente estudio se ha analizado una sucesión estratigráfica en un afloramiento situado al NE de la playa de Atxabiribil, en las coordenadas DMS 43°23'24,2" N 2°59'32,4" W (Fig. 5), del municipio de Sopelana (Comarca Uribe-Kosta), situado al NW de la provincia de Bizkaia. Esta playa se encuentra al este de la playa Arrieta, sin que exista ninguna delimitación entre ellas. Ambas playas se encuentran a unos 1,300 m del centro urbano de Sopelana y aproximadamente a 14 km al NE de Bilbao.

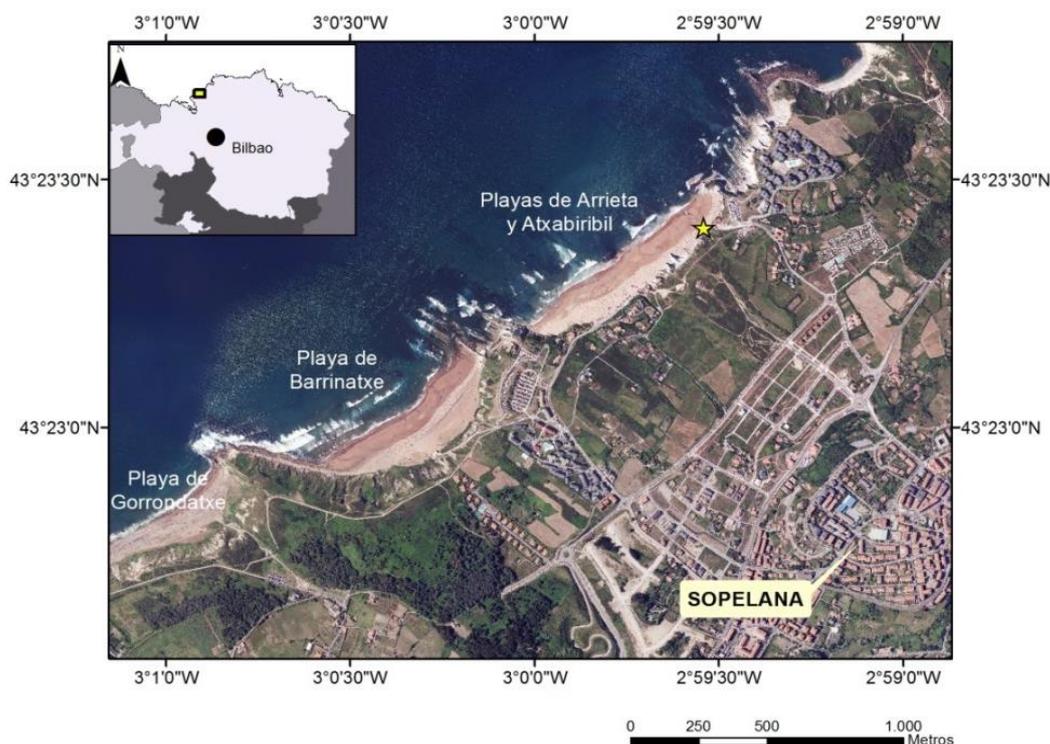


Figura 5: Ortofoto con la situación geográfica del área Costera de Sopelana, donde se encuentra el afloramiento estudiado (estrella amarilla).

3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTUDIOS PREVIOS

Los materiales estudiados pertenecen a la sucesión estratigráfica de la Cuenca Vasco-Cantábrica, la cual se incluye dentro de la Cordillera Cantábrica desarrollada durante la Orogenia Alpina, (Fig. 6) (Muñoz, J. A., 2002). Los materiales alpinos aflorantes en la cuenca Vasco-Cantábrica limitan con el Mar Cantábrico por el norte y con las cuencas del Duero y del Ebro por en Sur. Por el este, estos materiales finalizan en la falla de Pamplona y por el Oeste con el Macizo Asturiano, mediante una flexión con orientación N-S. Según Feuilleé y Rat (1971), estos materiales se dividen en tres zonas (Fig. 6): Dominio Peri-Asturiano, Dominio Navarro-Cántabro y el Arco Vasco. La sucesión estudiada se encuentra dentro del Arco Vasco, en el cual afloran los materiales depositados en el NW de la cuenca. Esta zona se encuentra delimitada por la falla Bilbao-Alsasua por el Oeste y por la Falla de Pamplona por el SE (Feuilleé y Rat, 1971; Serrano & Martínez del Olmo, 1990). El Arco Vasco está compuesto por cuatro pliegues de eje ligeramente curvado y de orientación aproximada de N120E, que de norte a sur aparecen de la siguiente manera (Fig. 6): monoclinas litoral de Guipuzkoa, Anticlinal del Norte de Bizkaia, Sinclinorio de Bizkaia y Anticlinal Externo o Anticlinal de Bilbao (Feuilleé y Rat, 1971).

El afloramiento analizado se encuentra en el flanco Norte del Sinclinorio de Bizkaia. El trazado cartográfico de este pliegue se sigue ininterrumpidamente durante más de 90 km desde la costa cantábrica hacia el SE, siendo una estructura asimétrica, vergente hacia el norte con un flanco meridional casi vertical y un flanco septentrional con buzamientos medios del orden de 50° (Cuevas et al., 1982).

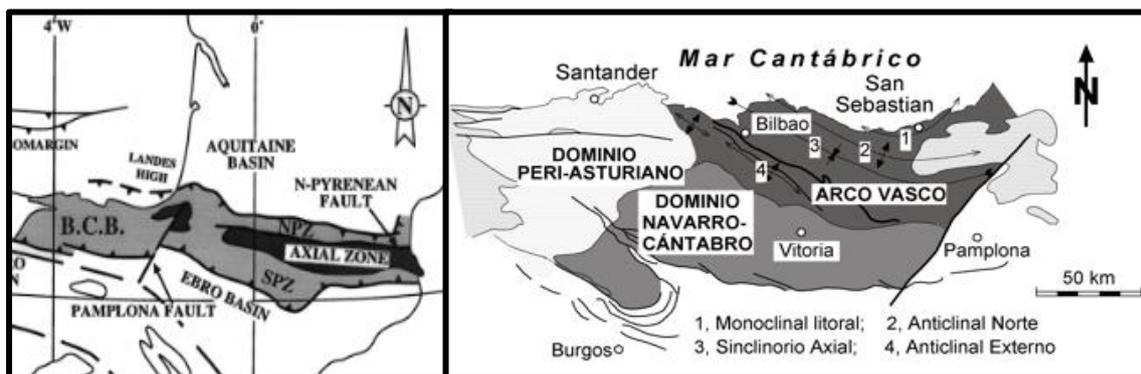


Figura 6. Izq.: Cordillera Pirenaica resaltada en gris, con la zona Axial representada en negro. La cuenca Vasco-Cantábrica se representa mediante las siglas B.C.B (Basque-Cantabrian Basin) (Cuevas et al. 1999). Drcha.: Clasificación según Feuillée y Rat, (1971) de los materiales de la cuenca Vasco-Cantábrica.

El Sinclinorio de Bizkaia esta principalmente compuesto por materiales Mesozoicos, aflorando materiales Cenozoicos hacia el eje del pliegue. Dentro de este sinclinorio, los materiales más jóvenes que se pueden encontrar son eocenos (Fig. 7). El flanco norte del Sinclinorio de Bizkaia, donde se sitúa la sucesión estudiada, ha sido objeto de numerosos estudios cicloestratigráficos (Pujalte et al., 1998; Payros et al. 2009a, Payros et al. 2009b, Berrososo, 2013; Payros & Martínez-Braceras; 2014), los cuales han sido fundamentales para el conocimiento regional de la zona.

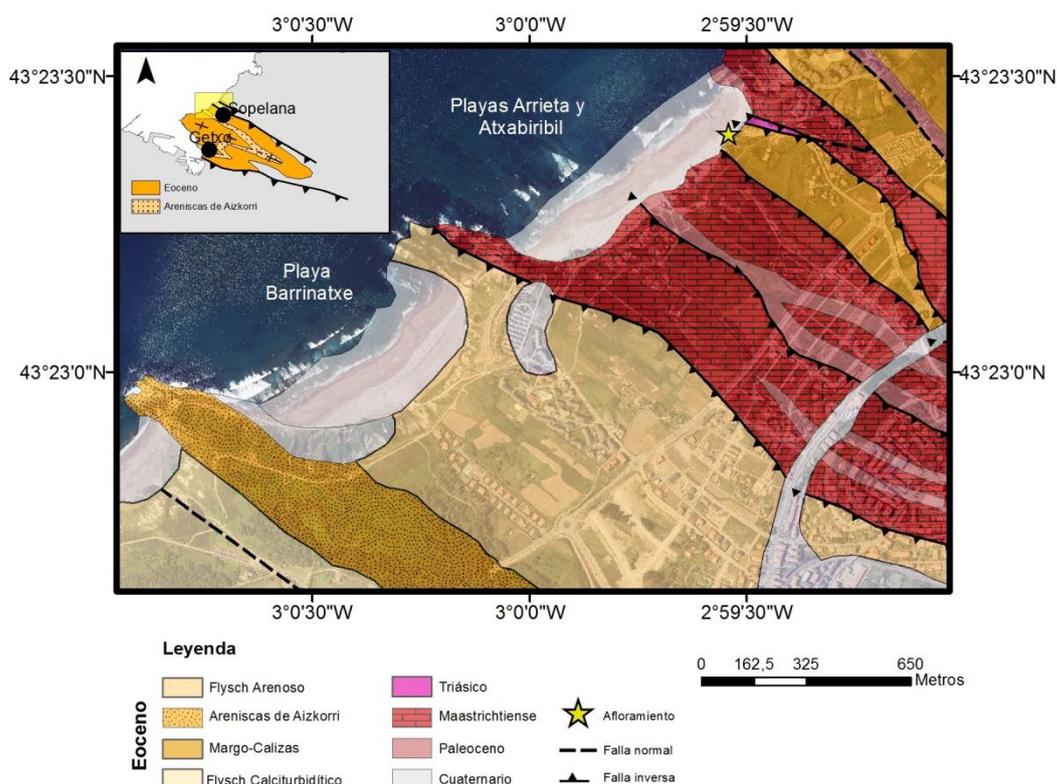


Figura 7: Mapa geológico del área costera de Barrinatxe, Arrieta y Atxabiribil, donde se encuentra el afloramiento estudiado (estrella amarilla). En la imagen superior se indica la situación del mapa (recuadro amarillo) dentro del flanco norte del eje del Sinclinorio de Bizkaia: en naranja se representan los materiales Eocenos y en gris materiales más antiguos sin clasificar.

La figura 7 presenta un mapa geológico elaborado originalmente a escala 1:10.000, de la zona de estudio, en el cual se representa el límite entre materiales Eocenos y Cretácicos del flanco Norte del Sinclinorio de Bizkaia. Este mapa geológico ha sido modificado a partir del mapa geológico 1:25.000 facilitado por el Gobierno Vasco (<http://www.geo.euskadi.net/s69-temas/eu>), ya que ciertos límites litológicos no coincidían con lo observado en el campo. Se han indicado únicamente las fallas más significativas (generalmente con orientación NW-SE), puesto que la estructura tectónica de la zona es de una elevada complejidad y no ha sido estudiada en detalle, por no ser relevante para el presente estudio. En trabajos anteriores se ha publicado que dichas fallas forman un sistema de escamas a lo largo de todo el flanco norte del Sinclinorio de Bizkaia, repitiéndose algunos términos e intercalando paquetes de edades diferentes (Elorza et al., 1984).

El afloramiento (Fig. 7) no se encuentra dentro los materiales Eocenos del eje del sinclinal, sino en un bloque aislado rodeado de fallas, entre los materiales del Maastrichtiense, como una escama del sistema estructural citado anteriormente. Este bloque queda limitado tanto en SW, como por el NE por dos fallas inversas de orientación NW-SE buzantes hacia SW (Fig. 7 y 8). Ambos límites se encuentran fuertemente tectonizados. Dentro de este bloque es posible encontrar, de SW a NE, un anticlinal seguido de un sinclinal. Ambos muestran vergencias hacia NE, con un flanco compartido verticalizado que en algunos puntos incluso se invierte ligeramente. La sección estudiada se encuentra en este mismo flanco subvertical (Fig. 8 y 9). La polaridad de las capas se obtuvo gracias a la existencia de bioturbaciones tipo Zoophycos (Fig. 9), cuyo ápice señala invariablemente hacia la parte más joven de la sucesión, confirmando que la parte superior de la sucesión está hacia el NE.

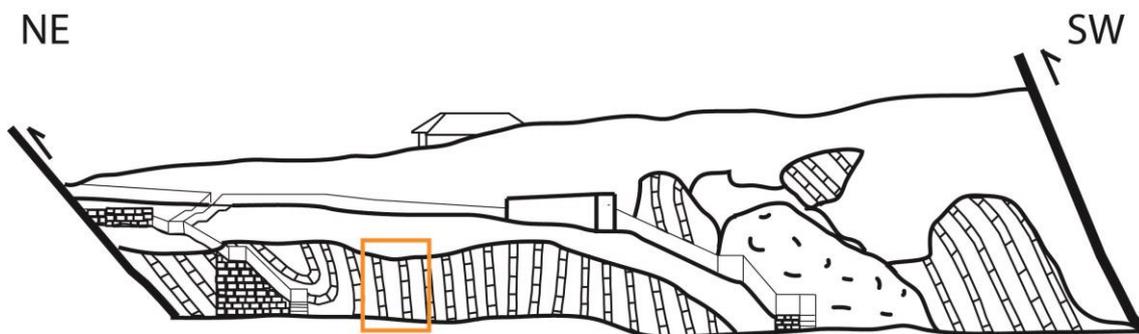


Figura 8: Corte Geológico del bloque Eoceno de la Playa de Sopelana. La sucesión estudiada se encuentra dentro del recuadro naranja marcado en el corte.

En la figura 9A aparece el afloramiento analizado en el trabajo, el cual se caracteriza por una alternancia homogénea de capas de calizas y margas, sin intercalación de depósitos gravitacionales (turbiditas, slumps, etc.). El intervalo estudiado incluye seis pares de caliza-marga (Fig. 9A). En la figura 9 se representan las calizas mediante la sigla L y el número de la pareja que corresponde (empezando desde la capa inferior), y las margas con la letra M con su número de posición. En total, la sucesión analizada tiene un espesor de 2,85 m.

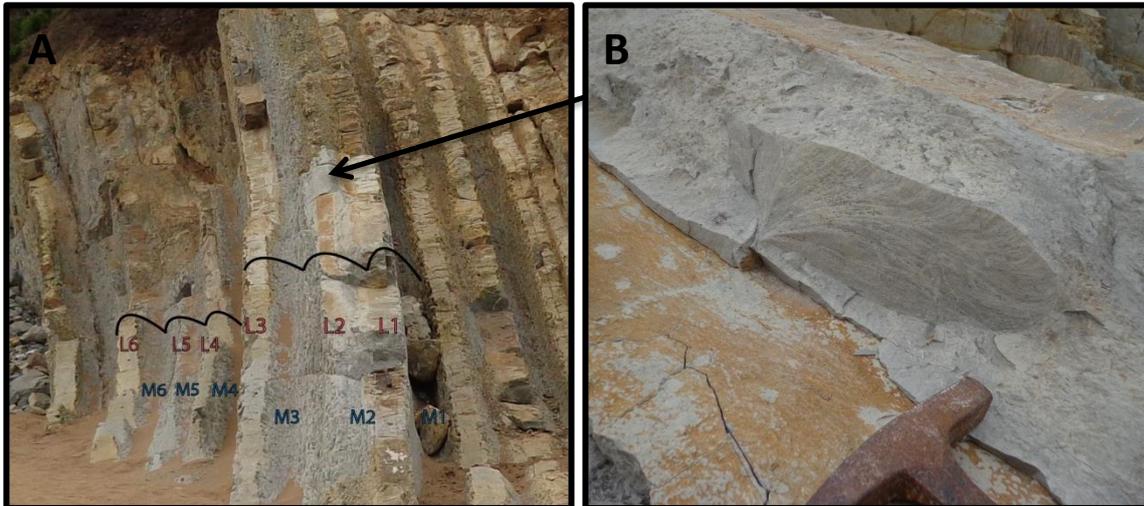


Figura 9. A: Imagen de la sucesión estudiada, con las capas y los pares que forman (L: Caliza; M: Marga). B: Zoophycus encontrado en el techo de la capa M2, mostrando que la serie está ligeramente invertida.

La alternancia de calizas y margas es típica a lo largo de los materiales de fondo marino de la cuenca Vasco-Cantábrica (Elorza et al. 1984; Pujalte et al., 2000, Pujalte et al. 2002; Payros et al., 2006; Payros et al., 2009a). Ambas litologías carbonatadas presentan una textura micrítica, mostrando las margas una menor resistencia ante la rotura, por su menor contenido en carbonato. Aparte de la estratificación inicial, la única macroestructura visible en la sucesión, es la ya mencionada aparición de Zoophycus (Fig. 9B). No se aprecian grandes fracturas post deposicionales que alteren la estratificación inicial. La única capa que puede mostrar cierta alteración es la M1, ya que contiene una fractura rellena de calcita (en el cm 24), lo cual se tendrá en cuenta a la hora de analizar los datos. Todas las calizas del Eoceno que afloran en este bloque (Fig. 8), muestran un color amarillento, probablemente relacionado con una alteración superficial por procesos de meteorización química.

Este bloque aislado en el que afloran materiales eocenos no ha sido objetivo de muchos estudios de detalle. En un estudio previo (Elorza et al., 1984) se hizo un análisis micropaleontológico de una sección del flanco norte del Sinclinorio de Bizkaia, en el que se incluía este bloque, situándolo en la Biozona *Morozovella subbotinae*, lo cual corresponde al Ypresiense inferior (Eoceno inferior). Posteriormente, en otro artículo (Iridoy et al., 2010) se estudiaron las variaciones de color y de contenido en carbonato de las alternancias de caliza-marga de diferentes afloramientos de las playas de Sopelana, entre los cuales se incluyen los materiales Eocenos del citado bloque aislado.

3.3. CONTEXTO PALEOGEOGRÁFICO

Los Pirineos constituyen un orogéneo de colisión creado como consecuencia de una convergencia N-S de la placa Europea y la Ibérica, que comenzó en el Santoniense, extendiéndose hasta el Mioceno. (Muñoz, 1992). La colisión fue oblicua, comenzando el levantamiento de Los Pirineos por el este y propagándose hacia el W (Payros et al. 2006). Ello permitió el desarrollo de un golfo marino que se abría hacia el NW, con márgenes de

plataforma tanto al norte como al sur de este. Las etapas de mayor deformación se registraron durante el Eoceno Inferior y el Eoceno medio (Verges et al., 1995; Pujalte et al., 2002), cuando dos cuencas de antepaís se desarrollaban al Sur y al Norte de la orogenia en desarrollo. La zona del estudio formó parte de la zona occidental del golfo pirenaico, denominada cuenca Vasco-Cantábrica, donde se localizaban las mayores profundidades de la cuenca (Fig. 10). Así como en el Paleoceno dominaba la sedimentación hemipelágica carbonatada, durante el Eoceno la intercalación de sedimentación siliciclasticos entre los sedimentos hemipelágicos comenzó a ganar importancia. Esto se relaciona con la erosión de las zonas recién-alzadas al SE de la cuenca y con la progradación de los sistemas hacia en NW en relación con el desplazamiento de la cuenca piggy-back controlada por la colisión en curso. Como consecuencia, entre los materiales carbonatados hemipelágicos de esta edad se pueden encontrar carbonatos de grano grueso (resedimentación de las plataformas emergentes) y depósitos siliciclásticos (relacionados con depósitos fluvio-deltaicos situados al este de la cuenca, que en cuenca profunda se representan como grandes sistemas siliciclásticos turbidíftcos) (Mutti et al., 1985; Barnolas et al., 1992; Pujalte et al., 2000).

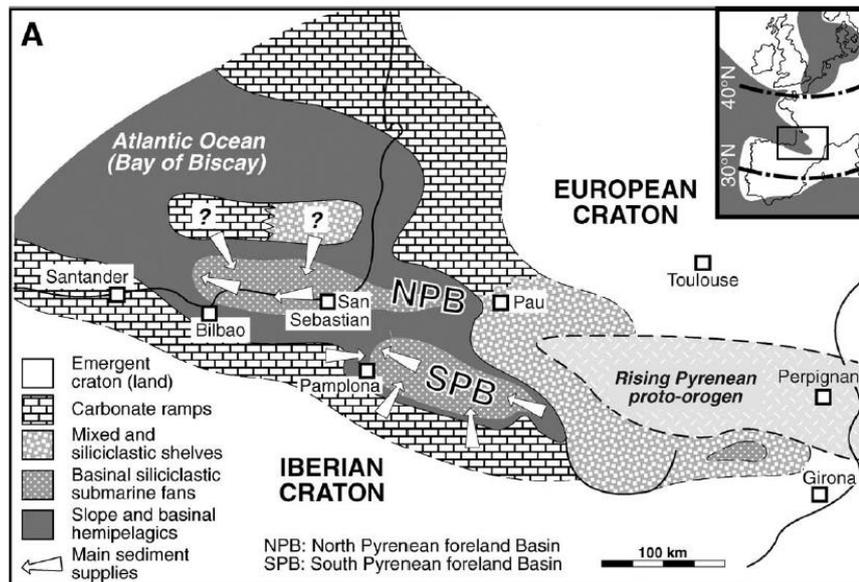


Figura 10: Paleogeografía de la cuenca Vasco-Cantábrica en el Eoceno inferior. Los materiales Estudiados se depositaron en la cuenca norte de la cuenca Vasco-Cantábrica (NPB) (Tomado de Payros et al. 2006).

El afloramiento estudiado de la playa de Sopelana no ha sido analizado en detalle hasta el momento, pero otros afloramientos de la Cuenca Vasco-Cantábrica de la misma edad sí, de los cuales podemos obtener información más concreta sobre las condiciones ambientales de la época. Por ejemplo, otro afloramiento del Eoceno inferior se encuentra en la zona NE de la playa de Barrinatxe, el cual está siendo objeto de estudios más detallados. La diferencia principal entre los dos afloramientos es que mientras que en Sopelana aflora una sucesión homogénea de caliza-marga, en Barrinatxe entre estos depósitos hemipelágicos, aparecen intercalados depósitos turbidíftcos, principalmente finos (mayoría <10cm). Por lo tanto, esto puede interpretarse como una transición lateral de la cuenca, de modo que Barrinatxe correspondería a la zona más profunda de la cuenca, por donde circulaban las corrientes turbidíftcas y Sopelana a una zona relativamente más elevada de la cuenca y/o libre de este aporte siliciclástico (Fig. 10).

Se conoce que el medio general era el de fondo de cuenca marina, pero a fin de precisar la paleobatimetría de la zona de estudio, se han utilizado unas expresiones matemáticas que relacionan el porcentaje de foraminífero planctónicos frente a los bentónicos para así obtener la profundidad en la que se dio la sedimentación marina. Diferentes autores han obtenido estas fórmulas a partir de estudios en materiales actuales (Nigam & Henriques, 1992; Gibson, 1989; Van Marle et al., 1987; Wright, 1977; Parker, 1954). A pesar de que estas ecuaciones tienen sus limitaciones y que algunas se han obtenido a partir de modelos regionales, pueden ser utilizadas para tener una idea aproximada de la profundidad del medio y poder situarlo batimétricamente. Las ecuaciones utilizadas y el resultado de profundidad obtenido con cada una de ellas se recoge en la tabla 1, en la cual D representa la profundidad en metros y P significa el porcentaje de foraminíferos planctónicos, obtenido a partir del número total de foraminíferos planctónicos de las muestras (p) y la cantidad de bentónicos (b):

$$P = \frac{p}{(p + b)} \times 100\%$$

Junto a las ecuaciones, se indica el área de estudio del que se obtuvo la correspondiente ecuación y la profundidad obtenida para el Eoceno de Sopelana (Tabla 1). Para ello se utilizó el valor P del Eoceno inferior de la playa de Barrinatxe (94%), obtenido en un estudio en curso.

Lugar de estudio	Ecuación	Profundidad (m) (P=94%)
Materiales actuales de diferentes áreas de estudio (Wright,1977)	$D = e^{(0,0418P+3,4823)}$	1655
Modelo regional en materiales actuales del margen continental de Australia-margen continental Irian-Jaya (Van Marle et al. 1987)	$D = e^{(0,061P+1,25)}$	1079
Estudio regional a partir de los materiales actuales del margen continental occidental del Mar Árabe (Nigam & Henriques, 1992)	$D = e^{(0,049P+3,0478)}$	2106
Modelo regional a partir de muestras actuales del margen nor-oriental del Golfo de México (Parker,1954)	$D = e^{(0,04P+3,33)}$	1200
Materiales actuales del margen continental occidental del Atlántico Norte (Gibson 1989)	Obtenida directamente de la curva corregida de la gráfica.	1500

Tabla 1: Estimaciones batimétricas (D) en base al porcentaje de foraminíferos planctónicos (P) (94% en Barrinatxe)

Como se puede observar en la tabla 1, existe una diferencia batimétrica de hasta 1000 m entre algunos de los modelos. A partir de una media de todos los resultados calculados, se obtendría una profundidad de 1508 m. Observando que los ejemplos de Von Marle et al. (1987), Nigam et al. (1991) y Parker (1954) son modelos regionales, podrían excluirse del cálculo, ya que además, entre estos tres se encuentran los valores más

alejados de esta media. El modelo de Wright, a pesar de ser antiguo, es más fiable, ya que se obtuvo con muestras de diferentes áreas, obteniendo así un modelo más globalizado y que todavía se sigue utilizando en estudios actuales para obtener profundidades aproximadas de sedimentación marina. El modelo de Gibson, se obtuvo del margen de plataforma occidental del Atlántico Norte (Costa de Maine), además de ser el ejemplo que geográficamente más se asemeja a la condición de la cuenca Vasco-Cantábrica del Eoceno, Gibson (1989) realizó análisis para probar la utilidad de las relaciones entre ratios de foraminíferos con la profundidad de depósitos Terciarios. En este último estudio, no se obtuvo una ecuación simple, ya que dependiendo de rangos de profundidad las proporciones variaban considerablemente, obteniendo curvas de relación compuestas. Por lo tanto, teniendo en cuenta el resultado logrado con estos dos últimos modelos, también se obtiene que los materiales Eocenos de Sospelana se pudieron depositar en una profundidad aproximada de 1500 – 1600 m. Esta profundidad coincide con las obtenidas para la cuenca Vasco-Cantábrica del Eoceno inferior y medio en estudios previos (Payros et al., 2006; Payros et al. 2009a).

En definitiva, el medio sedimentario de los materiales estudiados se situaron en una cuenca marina de profundidad media, relativamente elevada respecto al fondo abisal (normalmente >2500 m de profundidad). La ausencia de depósitos debríticos o slumps, sugiere que se encontraba relativamente alejada de una zona de talud o de grandes pendientes. Estos tipos de depósitos gravitacionales se han encontrado intercalándose entre materiales Eocenos más jóvenes del Luteciense superior (Payros et al. 2006), relacionados con la progradación de los márgenes de plataforma y el alzamiento de la cadena orogénica.

Payros et al. (2006) realizaron un estudio del porcentaje de foraminíferos de bajas y altas latitudes, para la sucesión del Eoceno inferior-medio del flanco norte del sinclinorio de Bizkaia. La biozona *Morozovella subbotinae*, durante la cual se acumularon los materiales aquí estudiados, se encuentra en uno de los intervalos denominados como “calidos” por tener un predominio de foraminíferos planctónicos de latitudes bajas (65%), frente a los de latitudes altas. En estos intervalos relativamente cálidos predominan las especies de estrategia K, las cuales vivían en condiciones oligotróficas. De hecho, este periodo del Eoceno inferior en el que se encuentra la sucesión en estudio, se ha definido como una época muy cálida, entre el PETM (Late Paleocene Thermal Maximum) y el EECO (Eocene Climatic Optimum) (Zachos et al., 2010; Gibbs et al., 2012), caracterizado por numerosos estudios paleontológicos, sedimentológicos y geoquímicos. En esta época los gases de efecto invernadero atmosféricos eran más abundantes que en la actualidad, produciendo un clima global cálido y monzónico, característico de los periodos de “Greenhouse” (épocas sin grandes superficies heladas en los continentes).

4. METODOS

4.1. MUESTREO

Se ha realizado un muestreo en detalle de la sucesión caliza-marga de 2,85 m de grosor, obteniendo una muestra cada 2-3 cm. Así, se adquirieron 114 muestras de

aproximadamente 1,5 g de roca en polvo, 48 de las cuales se obtuvieron de las margas y las 66 restantes de las calizas (Fig. 11).

Antes de obtener las muestras se retiró la capa externa de la roca, para evitar zonas con una mayor meteorización, utilizando un cincel (Fig. 12A). Una vez limpia la superficie, se distribuyeron los puntos donde se pretendía obtener las muestras, con una repartición homogénea dentro de cada capa manteniendo un espaciado de 1 muestra/2-3 cm aproximadamente (Fig. 11 y Fig. 12C). Cuando se tuvo limpia la superficie, se obtuvieron las muestras utilizando un taladro portátil con una broca de 6 mm (Fig. 12B). El muestreo se realizó con sumo cuidado con el fin de evitar posibles contaminaciones de las muestras, limpiando la broca después de obtener cada una de ellas. Se recogieron las muestras de polvo de cada muestra utilizando un papel y acto seguido se introdujeron en botes identificados con la sigla correspondiente.

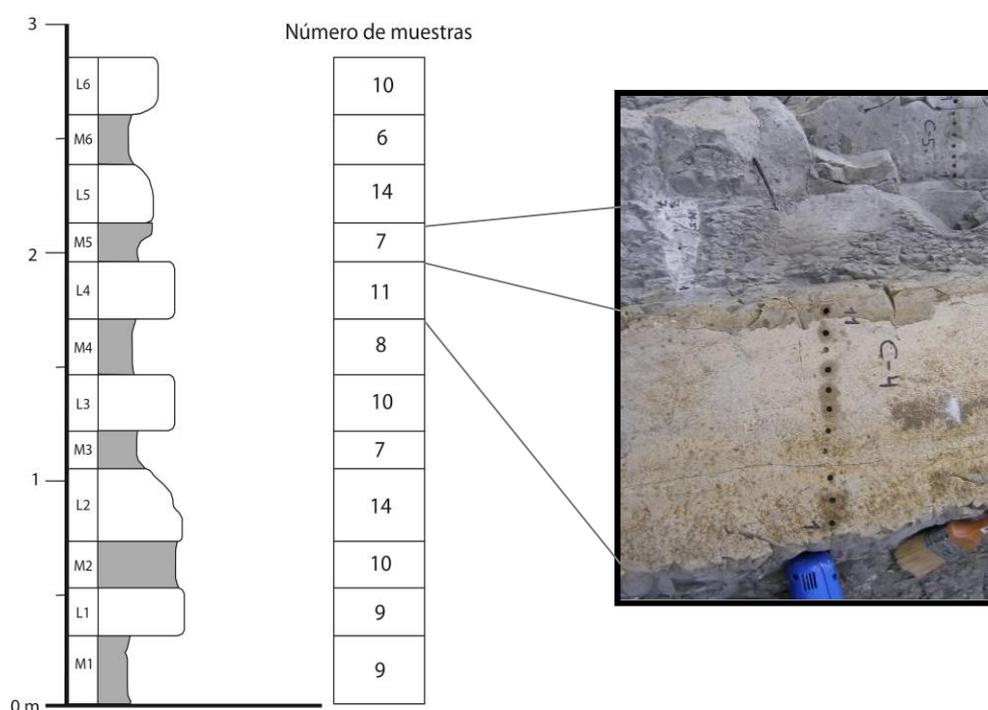


Figura 11: Cantidad de muestras obtenidas en cada capa de la sucesión y la imagen de los orificios realizados en las capas L4 y M5, como ejemplo.



Figura 12: A) limpieza de la zona superficial a muestrear mediante el cincel; B) Obtención de las muestras mediante el taladro inalámbrico; C) Ejemplo de la frecuencia de muestreo utilizada en la capa L6.

Las muestras de polvo obtenidas con el taladro se utilizaron posteriormente para realizar un análisis geoquímico en detalle de las diferentes variables especificadas en el siguiente apartado. Aparte de éstas, se han obtenido otras muestras de mano para preparar posteriormente láminas delgadas con el fin de realizar un estudio petrográfico mediante un microscopio de luz polarizada. El objetivo principal de esta observación será la caracterización de las texturas principales relacionadas con el grado diagenético sufrido por las rocas. Se debe excluir una diagénesis fuerte, para que los resultados geoquímicos sean representativos de la sedimentación primaria.

4.2. PARÁMETROS A MEDIR

4.2.1 Contenido en carbonato cálcico

En una primera visita al campo, se pudieron diferenciar visualmente los límites entre las dos fases rocosas que forman la sucesión alternante del afloramiento: calizas de grano muy fino, generalmente en capas de color claro que dan lugar a resaltes morfológicos, y margas, que forman depresiones de color gris oscuro. Esta diferenciación visual puede ser determinada cuantitativamente mediante el cálculo del porcentaje de CaCO_3 de las rocas (proveniente principalmente de micro-restos fosilizados de nanoplancton calcáreo y foraminíferos planctónicos), ya que las calizas muestran un contenido de carbonato mayor que las margas, debido a que estas últimas están compuestas por un mayor contenido de sedimento terrígeno mezclado junto al carbonato cálcico predominante en estos medios marinos. Generalmente se acepta que la diferenciación litológica entre marga y caliza coincide con un contenido en CaCO_3 que se sitúa aproximadamente entre el 65 y 85 %, aunque este contenido de carbonato cálcico de las litologías puede variar de un afloramiento a otro, por diferencias en las condiciones que se daban en el momento de la sedimentación (Einsele & Ricken, 1991). En algunos puntos del afloramiento estudiado, este límite de transición litológica es difícil de definir, ya que el cambio puede ser muy gradual. Por lo tanto, además de servir para ver como varía la composición sedimentaria de las rocas a lo largo de la sucesión, el contenido en carbonato también puede ayudar a definir con precisión la posición de algún límite litológico que en el afloramiento tengan un aspecto gradual.

A continuación se enumerarán los diferentes procesos de formación de las alternancias de caliza-marga siguiendo la clasificación presentada por Einsele & Ricken (1991). Se mencionarán diferentes modelos por separado, con sus características más importantes, a pesar de que en un caso real, lo más habitual es que en diferente medida, influya más de un proceso:

Variaciones periódicas en la producción de carbonato: la variación en la producción de carbonato de origen biológico en aguas superficiales es, en muchos casos, la causa más importante de las alternancias caliza-marga. El aumento o disminución de esta productividad biológica, está estrechamente relacionado con cambios climáticos influyentes en las condiciones ambientales del medio marino (aporte nutrientes, insolación...). Tales variaciones pueden estimarse cuando no se registran rastros de disolución del carbonato o de dilución por aporte terrígeno. Es decir, en un ciclo de productividad, el aporte de carbonato pelágico varía, mientras

que el aporte de sedimento terrígeno se mantiene en principio estable. Por lo tanto, las capas calizas coincidirán con etapas en las que aumentaba la producción biológica, y las margas, con épocas de menor producción. En este tipo de sucesiones se suele observar un grosor ligeramente mayor en las capas calizas, en comparación con las margas.

Variaciones periódicas en el aporte de sedimento terrígeno: en este caso, la variación cíclica en la dilución mediante terrígenos de la deposición del carbonato marino es el mecanismo predominante en la creación de la alternancia caliza-marga. Estos aportes terrígenos pueden provenir de sistemas fluviales, eólicos o glaciares, los cuales están estrechamente relacionados con variaciones climáticas que intervienen en la cantidad de flujos y erosión del continente. En este caso se considera que la producción de carbonato marino es constante, mientras que lo que varía es la dilución de éste con el aporte terrígeno. Cuando domina este mecanismo, se obtienen sucesiones con margas notablemente más gruesas que las calizas puras.

Disolución periódica de carbonato: la dilución del carbonato depositado en fondos marinos se produce a profundidades comprendidas entre la lisoclina y el límite CCD, las cuales en la actualidad abarcan un intervalo medio de 1-2 km entre profundidades de 3000 y 5000 m. Para deducir que una sucesión sedimentaria ha sufrido disolución en la formación de las ciclicidades, se utilizan diferentes índices relacionados con el contenido de foraminíferos planctónicos y bentónicos, así como el estudio de las especies de nanoplancton calcáreo. Otra manera indirecta de deducir este proceso es mediante la observación del grosor de las diferentes capas, ya que en medios carbonatados homogéneos y sin grandes entradas de depósitos siliciclásticos, el grosor de las margas sometidas a disolución suele ser notablemente menor que el de las calizas adyacentes. En este caso, la alternancia de las dos litologías, tendrá como origen el desplazamiento vertical de estos dos horizontes oceanográficos, lo cual, como se ha estudiado en numerosas ocasiones, está estrechamente relacionado con los cambios climáticos cíclicos.

Alteración diagenética: en otros casos, se ha estudiado que el origen de las alternancias caliza-marga está en los procesos diagenéticos sufridos por la sucesión sedimentaria después de la deposición de los materiales. En estas situaciones, una vez los sedimentos están acumulados, se dan diferentes procesos de disolución-cementación entre materiales adyacentes, teniendo como resultado, niveles en los que aumenta el contenido en carbonato y otros en los que disminuye. De todos modos, este proceso no es común a la escala del estudio aquí realizado y, además, suelen aparecer texturas y/o estructuras características.

Para determinar el contenido en carbonato de las muestras se utilizó un calcímetro automático (*Aquitaine Technique Innovation, Boudeox*) de la Universidad de País Vasco (Fig. 13). Este calcímetro automático sigue el método de Bernard para obtener el porcentaje de CaCO_3 de las muestras.

El método de medida de este calcímetro se basa en la reacción del ácido clorhídrico (HCl) con el carbonato cálcico (CaCO_3) de la muestra a analizar dentro de un frasco

herméticamente cerrado, lo que produce el desprendimiento de anhídrido carbónico (CO_2). En consecuencia, se origina una variación de presión dentro del mencionado frasco, proporcional a la cantidad de gas liberado, el cual a su vez es proporcional a la cantidad de carbonato original. Por ello, antes de proceder al análisis de las muestras, se deben secar en el horno durante 48 h a una temperatura constante de 50°C , a fin de garantizar una reacción adecuada entre la muestra y el HCl. Al comenzar con la serie, se mide la presión dentro de un frasco de referencia vacío (sin muestra). Posteriormente se separan 120-140 mg de roca pulverizada de cada muestra que se miden en una balanza de precisión conectada al calcímetro automático, introduciéndose el valor obtenido directamente en el dispositivo. Al comenzar con la serie, se hace reaccionar cada muestra de carbonato con HCl, y gracias a un imán-mosca que se introduce junto a la muestra, y que haremos que se agite con un imán-varilla exterior para asegurar una completa reacción, ocurrirá la descomposición total del carbonato y su transformación en CO_2 . El aparato, durante la reacción medirá la presión dentro del frasco, la cual equivaldrá a la cantidad de CO_2 liberado. Gracias al aumento de presión creado en las reacciones de cada muestra, el dispositivo, comparándolo con la presión medida en el frasco vacío y el peso inicial de la muestra, nos facilitará el porcentaje de CaCO_3 de cada muestra.

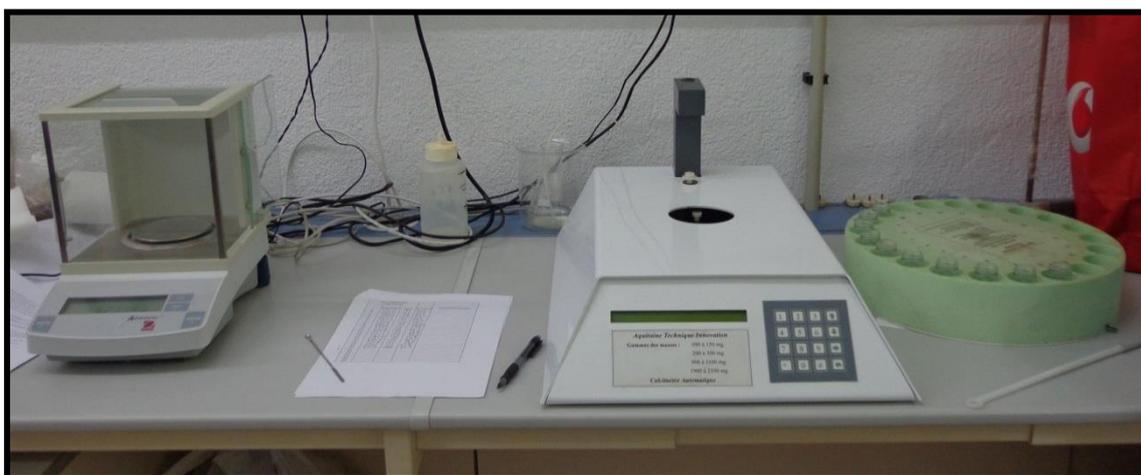


Figura 13: Calcímetro automático utilizado para realizar las medidas y a su izquierda, la balanza de gran precisión

4.2.2. Isótopos estables de oxígeno y carbono

Existen 92 elementos naturales en los que se conocen hasta el momento 300 isótopos estables, dentro de los cuales se encuentran los que se utilizarán en el presente análisis. Los isótopos son elementos en los cuales el núcleo contiene el mismo número de protones, pero diferente número de neutrones. Por consecuencia, existen leves diferencias de masa y energía entre isótopos del mismo elemento, causando diferencias en las propiedades físicas y químicas del elemento. En isótopos con un bajo número atómico, estas diferencias serán mayores (Tucker, 1990). Los isótopos estables son aquellos que no necesitan variar sus propiedades físicas para encontrar la estabilidad.

Al cambio del ratio entre dos isótopos estables de un mismo elemento, durante una reacción o proceso se le denomina **fraccionamiento** (Tucker, 1990). El fraccionamiento es

consecuencia de la dependencia de las propiedades termodinámicas de una molécula con la masa de los átomos que la componen. Así, en una molécula que contenga dos isótopos de un mismo elemento, el isótopo más ligero de los dos, muestra enlaces más débiles y por lo tanto, serán más fáciles de romper ante ciertas reacciones. Esto hace que una molécula que tenga mayor proporción del isótopo ligero sea más reactiva que la que tenga una mayor proporción del isótopo más pesado (Faure, 1986). Debido al fraccionamiento isotópico que pueda sufrir un elemento, se obtendrán unas composiciones isotópicas diferentes dependiendo de las condiciones a las que fuese sometido.

Este estudio se centra en el estudio de isótopos estables de oxígeno y carbono. Para representar tanto la composición isotópica del oxígeno, como del carbono de una muestra dada (*sam*), se utiliza la notación Delta (δ), definida de la siguiente manera:

$$\delta_{highX} = \left[\frac{(highX/lowX)_{sam} - (highX/lowX)_{stan}}{(highX/lowX)_{stan}} \right] \cdot 1000$$

Donde el Valor Delta del isótopo más pesado (δ_{highX}), se obtendrá mediante la relación del ratio que posee la muestra $(highX/lowX)_{sam}$, con el ratio de una muestra estándar con composición conocida $(highX/lowX)_{stan}$, expresada en tantos por mil.

El estudio de la variación de los isótopos de oxígeno ($\delta^{18}O$) y carbono ($\delta^{13}C$), pueden dar información de la evolución de diferentes procesos influyentes en el fraccionamiento, lo que es interesante debido a que muchos de estos procesos están estrechamente relacionados con variaciones ambientales y, en particular, climáticas. En este estudio se analizará si los cambios isotópicos muestran un carácter cíclico, en cuyo caso se analizará su posible relación con los ciclos orbitales terrestres.

4.2.2.1. Isótopos de oxígeno

El oxígeno (Z=8) es el elemento más abundante en la corteza terrestre, con tres isótopos estables: ^{16}O (99,63%), ^{17}O (0,0375%) y ^{18}O (0,1995%) (Faure, 1986). Para estudiar la evolución de diferentes procesos ambientales, se estudia el fraccionamiento del ^{18}O , el cual suele presentar un rango de concentración de entre 1900-2100 ppm en los diferentes materiales, lo que puede ser difícil medir cuantitativamente. Por eso, se suele determinar el ratio de este frente al ^{16}O ($^{18}O/^{16}O$), ya que es más fácil de medir, obteniendo resultados más fiables.

La composición isotópica de un mineral carbonatado de origen marino está estrechamente influenciada por la composición isotópica del agua de la que precipitó (Marshall, 1992). La composición isotópica del oxígeno de rocas carbonatadas ha sido utilizado habitualmente como paleotermómetro o como trazador de la composición del agua marina, a pesar de que la señal $\delta^{18}O$ primaria puede ser fácilmente modificada por la diagénesis (Scharg, 1999). Numerosos estudios han demostrado la utilidad de la señal del $\delta^{18}O$ como registro de los cambios en las masas de hielo globales y por lo tanto, de las variaciones en el nivel del mar para el Cenozoico (Emiliani, 1978). Otros estudios de

materiales Cenozoicos y Mesozoicos han demostrado la utilidad y aplicación del $\delta^{18}\text{O}$ de las rocas carbonatadas (Boulila et al., 2010a).

Los procesos que más influyen en la composición isotópica del oxígeno del agua son la evaporación, la condensación y la mezcla de diferentes masas de agua. Como se ha mencionado anteriormente, los isótopos ligeros son más reactivos y por lo tanto más móviles. Como consecuencia, el vapor generado mediante la evaporación de agua suele estar empobrecido en ^{18}O , mientras que el líquido del que se evaporó queda enriquecido. Del mismo modo, al condensarse el agua, una mayor proporción de ^{18}O tiende a concentrarse en las gotas de agua recién formadas, haciendo que estas tengan un $\delta^{18}\text{O}$ mayor que el vapor de agua del que se forman (lo que hace que el vapor de agua esté todavía más empobrecido en ^{18}O). Mientras el vapor de agua va trasladándose hacia el continente seguirán dándose diferentes fases de fraccionamiento por condensación, por lo tanto el vapor de agua se ira empobreciendo cada vez más en ^{18}O . El resultado de estos procesos puede observarse en el sistema global terrestre, donde tenemos un agua marina con un valor $\delta^{18}\text{O}$ relativamente alto y un agua meteórica (después de haber sufrido procesos de evaporación y condensación) con una composición de $\delta^{18}\text{O}$ más baja. Las aguas continentales, tienen su origen principal en las aguas meteóricas, lo que hace que éstas también muestren un enriquecimiento en ^{16}O (Faure, 1986).

Como se ha mencionado anteriormente, la mezcla de diferentes masas de aguas también influyen en su composición isotópica, y esto es apreciable en zonas marinas donde el aporte de agua continental es alto, ya que provoca que el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua marina (el cual tiende a ser relativamente alto), disminuya. En épocas glaciales, cuando la escorrentía continental hacia el mar disminuye (y la mayor parte del agua continental queda retenida en grandes masas de hielo), se produce un enriquecimiento en ^{18}O en el agua marina. Al contrario, en las épocas interglaciares los aportes hídricos continentales que alcanzan el mar aumentan, así como la cantidad de ^{16}O del agua marina. Del mismo modo, y en relación con el proceso anterior, la composición isotópica del oxígeno del agua marina, también parece estar estrechamente relacionado con los cambios de temperatura terrestre, mostrando valores mínimos de $\delta^{18}\text{O}$ en épocas en las que aumenta la temperatura (Tucker, 1990).

4.2.2.2. Isótopos de carbono

El carbono es uno de los elementos más abundantes en el universo y es la base de la existencia de vida en la Tierra. Por lo tanto, es el elemento más importante de la biosfera. El carbono ($Z=6$) tiene dos isótopos estables: ^{12}C (98,89%) y ^{13}C (1,11%) (Faure, 1986).

El fraccionamiento que sufren los isótopos estables del carbono, no depende de la temperatura, como en el caso de los del oxígeno (Boulila et al., 2010a). El ($\delta^{13}\text{C}$) depende principalmente del Ciclo del Carbono, el cual a su vez, depende de numerosos factores tales como el clima terrestre y el flujo detrítico, la producción de carbonato, la disolución del carbonato, el rango de oxidación del agua, la cual controla la preservación o descomposición de la materia orgánica, la circulación oceánica, etc. (Boulila et al., 2010a).

De todos modos, en sedimentos carbonatados de origen marino los procesos más influyentes en la relación isotópica del carbono son los cambios climáticos, la circulación oceánica y/o la producción biológica oceánica/terrestre, la cual varía con la concentración del CO₂ atmosférico y el ion de bicarbonato del océano. La composición isotópica del carbono disuelto en el agua marina actual (DIC: *dissolved inorganic carbon*) es relativamente cercana a 0 (Vs el estándar PDB). El $\delta^{13}\text{C}$ del precipitado por vía biológica o inorgánica en los carbonatos de origen oceánico está muy estrechamente relacionado con la composición isotópica del DIC del agua del que se produce la precipitación (Maslin & Swan, 2005).

A pesar de que el ciclo del carbono es especialmente complejo y heterogéneo, en un sistema marino simplificado, las entradas de ¹²C que pueden hacer variar esta composición son principalmente los flujos de origen terrestre y la oxidación de la materia orgánica marina. Por otro lado, la causa más común para la pérdida de este isótopo ligero suele ser la producción biológica (fotosíntesis), tanto de carbonatos como de materia orgánica (Marshall, 1992).

Con todo, el fraccionamiento del carbono puede ser sensible a los cambios climáticos terrestres y, por tanto, puede sufrir su influencia. Un aspecto especialmente interesante en la utilización de los isótopos del carbono en el estudio de rocas antiguas es que sus valores suelen sufrir poca influencia durante la diagénesis (Marshall, 1992).

4.2.2.3. Análisis de la composición isotópica de las muestras

Para obtener la composición isotópica de las muestras recogidas en el campo, se procedió a su análisis en el “Bloomsbury Environmental Isotope Facility (BEIF)” de la University College London, el cual está dotado con un espectrómetro de masas para isótopos estables (IRMS) “Finnigan Delta PLUS XP” unido al dispositivo de muestreo automático “Finnigan Gas Bench II” (Fig. 15).

El espectrómetro de masas de razón isotópica (IRMS) utilizado (Finnigan Delta Plus XP), es un espectrómetro concreto para medir relaciones entre isótopos estables del mismo elemento. Esta técnica se diferencia de otro tipo de espectrometrías de masa, por no emplearse para el análisis cualitativo, no requerir prácticamente resolución de masas, requieren ultra vacío, el electroimán no debe fluctuar durante los análisis y el sistema de detección es de tipo multicollector (http://www.ruena.csic.es/pdf/ponencia_ruena_2006_redondo.pdf). Para utilizar este método, las muestras se deben introducir en forma de moléculas de gas, lo que requiere un proceso analítico previo de las muestras. Al introducirse el gas se ioniza en la cámara de ionización y posteriormente se acelera mediante un gradiente de potencial V, con lo que adquiere energía cinética. Diferentes filtros ópticos se encargan de filtrar el haz de iones en una banda muy estrecha. Al entrar al electroimán curvo, debido a la influencia de la fuerza centrífuga y la centrípeta magnética, los isótopos más ligeros tendrán un menor radio de giro, es decir, su trayectoria se desvía en mayor medida que la de iones pesados que se recogen en la copa de Faraday más externa del colector (Fig. 14).

En los trabajos habituales de laboratorio, se comparan las relaciones isotópicas de los gases de las muestras, con un gas de idéntica naturaleza que se denomina estándar de trabajo. Los IRMS logran una mayor precisión realizando comparaciones simples o repetidas del gas procedente de la muestra con respecto a un gas de referencia. Estos patrones son seleccionados por definir convencionalmente el valor $\delta = 0$. En este caso, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ están expresados en tantos por mil y utilizando el V-PDB como patrón de referencia, el cual es la sustitución del ya agotado patrón PDB, que representaba la composición isotópica de un pequeño belemnite de la formación Pee Dee situada en el sur de Carolina (EE.UU). Para representar esa relación isotópica se ha utilizado la muestra NBS-19 para normalizar los datos.

Para realizar las medidas, se requiere una cantidad mínima de $100\ \mu\text{gr}$ de CaCO_3 puro. Los datos obtenidos mediante el calcímetro automático indicaron que el contenido en carbonato de las muestras pueden ser de tan solo el 40%, por lo cual, para garantizar el desarrollo adecuado de los análisis isotópicos, se utilizaron 2-2,5 mg de cada una de las 115 muestras.

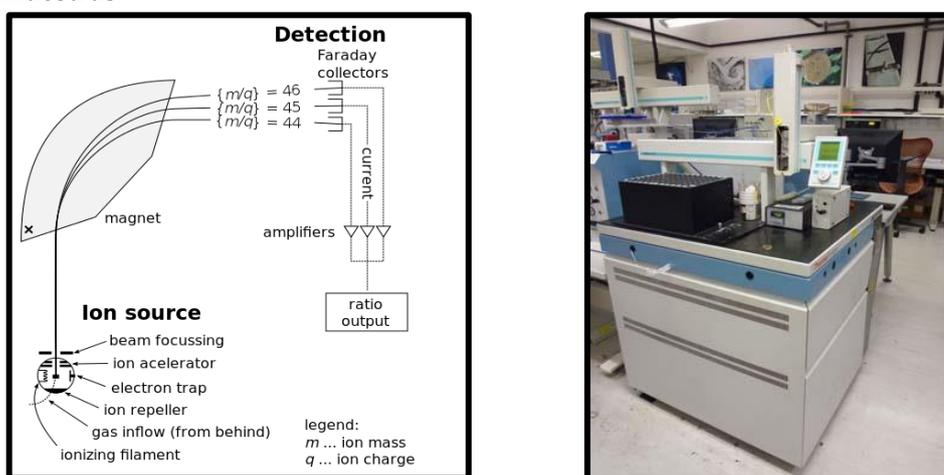


Figura 14. Izq.: Esquema simplificado de un IRMS. Drcha.: El espectrometro Finnigan Delta PLUS XP, utilizado para las medidas

Las muestras, tras ser diluidas en metanol, se secaron en el horno durante una noche a 70°C . Posteriormente cada muestra se mezcló con ácido fosfórico %100 (0,1 ml) mediante una jeringa de inyección dentro de un vial, para que a partir de la reacción (duración de entre 24 y 48h), se liberara el gas CO_2 que posteriormente se utilizaría para obtener las proporciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ simultáneamente. Los viales deben tener espacio superior para acumular este gas, que en el caso del $\delta^{13}\text{C}$, será directamente equivalente a la relación isotópica que mostraba el carbonato. Sin embargo, el oxígeno se reparte entre el CO_2 liberado y el agua, por lo cual se necesita un cálculo posterior para obtener la composición isotópica del oxígeno a partir del CO_2 (<http://www.uwyo.edu/sif/instrumentation/gas-bench.html>).

El gas CO_2 acumulado en la parte superior de cada vial se introduce en un muestreador automático "Gas Bench II", el cual es un dispositivo de preparación continua y repetitiva de flujo de gas (CO_2 del aire, CO_2 del agua, carbono inorgánico disuelto y H_2) conectado al espectrómetro de masas. Este dispositivo permite una amplia variedad de aplicaciones accesibles para una alta precisión de mediciones en línea (<http://www.ucl.ac.uk/beif/method-files>).

Después de realizar las medidas, se ha calculado que las desviaciones estándar obtenidas son de $\pm 0,03$ en $\delta^{13}\text{C}$ (incluso menor en alguna de las muestras) y de un máximo de $\pm 0,07$ en $\delta^{18}\text{O}$ (en más de la mitad de las muestras es de $\pm 0,05$).

4.3. ANÁLISIS ESPECTRALES

Uno de los principales objetivos del trabajo es la identificación de las posibles ciclicidades que muestren los resultados geoquímicos. Después de observar visualmente la existencia de cierta ciclicidad en las gráficas de resultados, como se ha comentado en la introducción, una de las herramientas más utilizada para la confirmación de esta ciclicidad es el análisis espectral (Schwarzacher, 1993). El análisis espectral permite determinar directamente la longitud estratigráfica, y por lo tanto temporal de los ciclos más representativos.

Uno de los métodos para la realización de un análisis espectral es la Transformada de Fourier, lo cual permite determinar los patrones que conforman una serie, dando información sobre la existencia de periodicidad o aleatoriedad en un conjunto de datos. Este análisis descompone la serie temporal en otra serie de ondas sinusoidales (con base de seno y cosenos), generando un periodograma que constituye la representación gráfica de las amplitudes para las diferentes frecuencias, el cual indica el comportamiento periódico o aleatorio de la serie de tiempo y sugiere el comportamiento de la tendencia. La suma de todas las amplitudes a diferentes frecuencias dará la onda original representada en los datos. Así se apreciará una tendencia dominante en la serie de la frecuencia que mayor amplitud genere (González, 2002).

En el análisis espectral de diferentes series temporales se reconocerán parámetros que varían de una forma oscilante regular, con una gran amplitud y produciendo picos espectrales muy bien definidos y otros componentes sin tendencia regular, denominados ruido de fondo, lo que generalmente produce una curva decreciente en el espectro.

Para realizar el análisis espectral se ha utilizado el programa PAST 3.01 (<http://folk.uio.no/ohammer/past/>), programa utilizado frecuentemente en análisis estadísticos paleontológicos y estratigráficos. Dentro del programa se ha utilizado la extensión "REDFIT spectral analyses". En esta opción, el programa utiliza el algoritmo simple de periodograma Lomb, mostrando valores muy similares a los de una "Fast Fourier Transform" (FFT). Se deben introducir los valores de la variable a la que se realizará el análisis, con la posición estratigráfica (equivalente a la edad) de cada uno de los valores. El programa permite representar la línea de nivel de confianza al 95% obtenido a partir de aproximaciones paramétricas del Chi^2 . Según el programa, los picos que sobrepasen esta línea serán los que pueden definirse como no-aleatorios, con el intervalo de confianza definido (en este caso del 95%).

La realización de un análisis espectral de la sucesión seleccionada está limitada por el grosor de ésta, ya que para que un parámetro cíclico sea representado debe de repetirse a lo largo de la serie. En este caso, por esta limitación solamente se podrán determinar los ciclos de mayor frecuencia, como los de precesión u oblicuidad, ya que de excentricidad solo sería posible identificar un único periodo.

5. RESULTADOS

5.1. MICROFACIES

Se ha estudiado la microfacies que constituye las rocas calizas mediante la observación de láminas delgadas en un microscopio polarizado. Tal y como se observa en la figura 15, las rocas muestran una textura soportada por la matriz micrítica, con menos de 10% de componentes aloquímicos. Casi la totalidad de los elementos aloquímicos son fósiles de foraminíferos planctónicos (Fig. 15). Según la clasificación de Folk (1962) esta roca se denomina como *mudstone* o *micrita fosilífera*. No se han observado evidencias de material terrígeno en las calizas analizadas.

Ni los foraminíferos planctónicos, ni otros bioclastos o bioturbaciones muestran fábricas u orientaciones preferentes, lo que indica que los sedimentos hemipelágicos que forman estas rocas no fueron afectados por ninguna corriente o removilizados después de haberse depositado en el fondo oceánico. La buena conservación de los exoesqueletos de los foraminíferos también indica que se depositaron en un ambiente tranquilo, libre de corrientes.

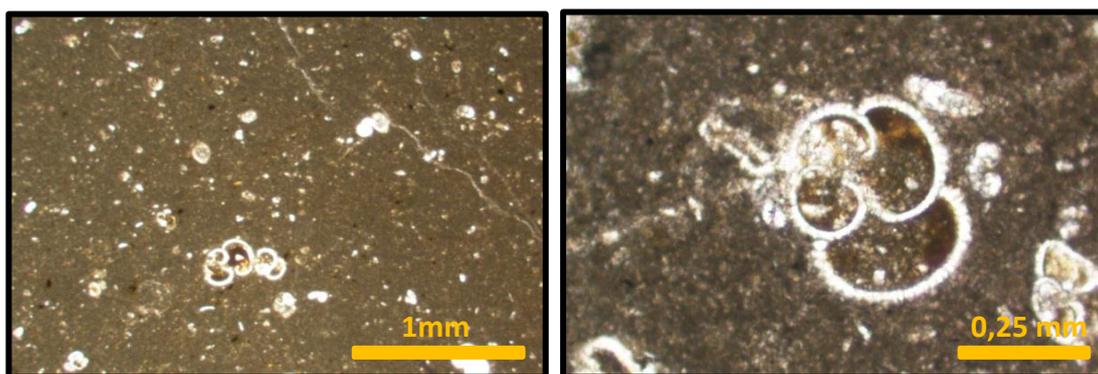


Figura 15: izq.: Visión general de la facies mudstone. Drcha.: Ilustración de una foraminífero planctónico, con parte del relleno de las cámaras oxidado y recristalizado.

La perfecta conservación de la morfología globular de estos fósiles revela que una vez enterrados, no han sufrido deformación complexional-extensional significativa. Sin embargo, sí se aprecian signos de fracturación de la roca encajante (Fig. 15), ya que se aprecian algunas fisuras, típicas de estadios diagenéticos buriales. Como se ha comentado en el contexto geológico, las rocas aflorantes en el siclinorio muestran grandes deformaciones y fracturas a escala de afloramiento, lo que también ha podido quedar reflejado mediante estas pequeñas fisuras a escala microscópica. No se aprecian señales de disolución/cementación importante asociadas ni a los exoesqueletos de los foraminíferos ni a las fracturas buriales. La única variación textural diagenética apreciable es la recristalización de la micrita de algunas de las cámaras de los foraminíferos planctónicos.

5.2. ESPESOR DE LAS CAPAS

La sucesión total estudiada muestra un grosor de 2,85 m, formada por seis pares de caliza-marga (Fig. 16). El grosor de las capas calizas puede variar entre 32 cm (L2) y 20

cm (L6), con una media de grosor de 24,5 cm. Por otro lado, en las margas se ha observado que el grosor máximo es de 33 cm (M1) mientras que el mínimo es de 18 cm, con una media de grosor de 22,33cm.

Por parejas se ha dividido el grosor de la caliza con el grosor de la marga correspondiente, para así obtener el coeficiente de relación entre los grosores (Fig. 16, columna L/M), observándose que el ratio entre grosores varía entre 0,63 y 1,33. Se puede apreciar que en la mayoría de los casos este coeficiente es mayor a uno, exceptuando las parejas 1 y 6 (la última queda muy levemente por debajo de uno: 0,95), lo que representa que en general los espesores de las calizas son ligeramente mayores que los de las margas, teniendo como máximo el valor de la pareja 2, donde la caliza es un 60% más gruesa que la marga.



	Grosor (cm)	L/M
L6	20	0,95
M6	21	
L5	24	1,33
M5	18	
L4	26	1,08
M4	24	
L3	24	1,33
M3	18	
L2	32	1,60
M2	20	
L1	21	0,64
M1	33	

Figura 16: izq.: Fotografía del afloramiento estudiado, con las etiquetas de cada capa: en rojo las calizas y en azul las margas. Drch.: Grosor en cm de cada capa, y la relación entre los grosores de las capas de cada par.

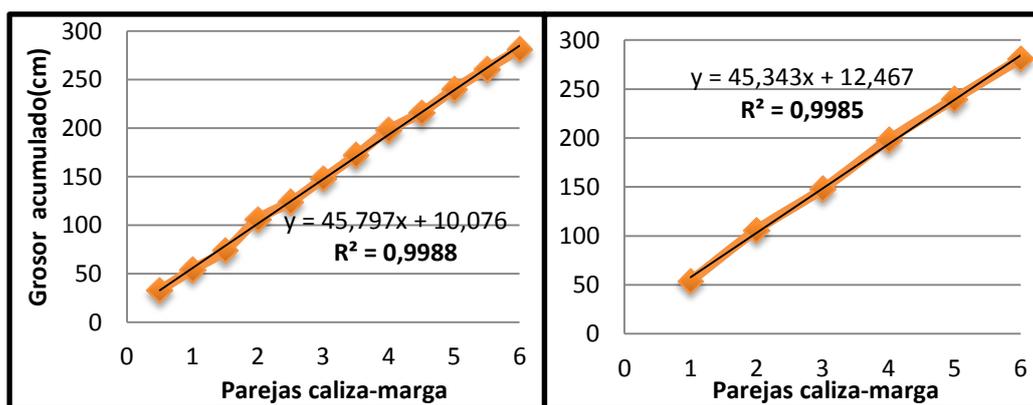


Figura 17: izq.: Grosor acumulado por capas. Drcha.: Grosor acumulado por ciclos. En ambos gráficos el grosor viene dado en cm.

Se han analizado los valores acumulados de los grosores de cada capa y cada ciclo en función del número de capa al que corresponde (Fig. 17). Como se puede observar estos valores se ajustan a un recta con un valor de $R > 99\%$. Para cada gráfico se representa

la ecuación de la recta de mejor ajuste, donde se puede observar que la pendiente de ambas rectas se diferencia en la primera cifra decimal.

5.3. CONTENIDO EN CaCO_3

A lo largo de los 2,85 m de sucesión, la concentración de CaCO_3 muestra variaciones con un rango desde 48,8 a 77,9%. Este valor varía cíclicamente junto a la variación de litología, mostrando valores medios máximos en las calizas y mínimos en las margas (Fig. 18). Los valores obtenidos en las calizas se mueven en un rango de 57 a 77,90%, con un valor medio de 68 %. Dentro de las margas, el porcentaje de CaCO_3 varía entre 48,8-70,5%, con un valor medio de 63,44%. Observando la tendencia de la curva obtenida con las medias móviles de 5 muestras, también se aprecia que los valores máximos coinciden con las calizas y los mínimos en las margas (Fig. 18). Esta tendencia se mantiene al trabajar con los valores medios de las muestras de cada capa.

No es posible fijar un valor de CaCO_3 fijo como horizonte que diferencie una caliza y una marga, ya que dependiendo del par, el cambio de litología se da a diferentes valores de CaCO_3 . El valor de los límites litológicos varía en un rango entre el 60 y 70% de CaCO_3 . Se puede observar que en la mayoría de las muestras de las calizas, se registran valores superiores al 65% de CaCO_3 , exceptuando la capa L5 (de 14 muestras 8 por debajo del 65%) y con valores mayores al 70 % en las capas L2 y L4. El valor medio de las capas margosas en cambio muestra valores inferiores al 65%, exceptuando la capa M2, e incluso menor al 60% en las margas M3 y M6.

Gracias al muestreo de alta frecuencia se han podido estudiar con gran precisión los saltos composicionales de los límites entre capas. Se puede apreciar que los saltos en el valor de CaCO_3 en estos límites litológicos son muy desiguales, dependiendo del par (Tabla 2). Se han obtenido los porcentajes de cambio de cada uno de los límites de capa. Estos cambios composicionales son menores al 10% en los tránsitos M1-L1, M2-L2, L3-M4 y M5-L5, de entre el 11-17% en los tránsitos L1-M2, M4-L4, L4-M5, L5-M6 y M6-L6 y en el límite entre las capas M3-L3 se registra un aumento repentino del 32% de CaCO_3 . Por lo tanto se puede observar que los porcentajes de variación composicional máximos en los límites de capas, coinciden con los límites interiores y exteriores de las parejas 3 y 4 (exceptuando el límite L3/M4), mostrando un porcentaje medio de cambio del 16,23%. El valor medio del porcentaje de los saltos de CaCO_3 en los restantes límites es del 7%. Observando los cambios de los valores medios de cada capa (Fig. 19) en vez de los valores reales adyacentes a los límites, se ha podido apreciar que el rango de cambio entre capas se homogeneiza (Tabla 2), con cambios menores al 10% en los tránsitos M2-L2, M5-L5 y L5-M6, mayores al 20% en los tránsitos L2-M3 y M4-L4 y de entre el 10 y el 20% en el resto de transiciones. Al utilizar los valores medios para calcular los saltos de composición, se sigue manteniendo la tendencia mencionada antes, coincidiendo los mayores saltos en los límites interiores y exteriores de los pares 3 y 4, con un salto medio de 19,23% y los mínimos en los restantes límites (exceptuando el límite M1/L1), con un rango de salto medio del 11,93%.

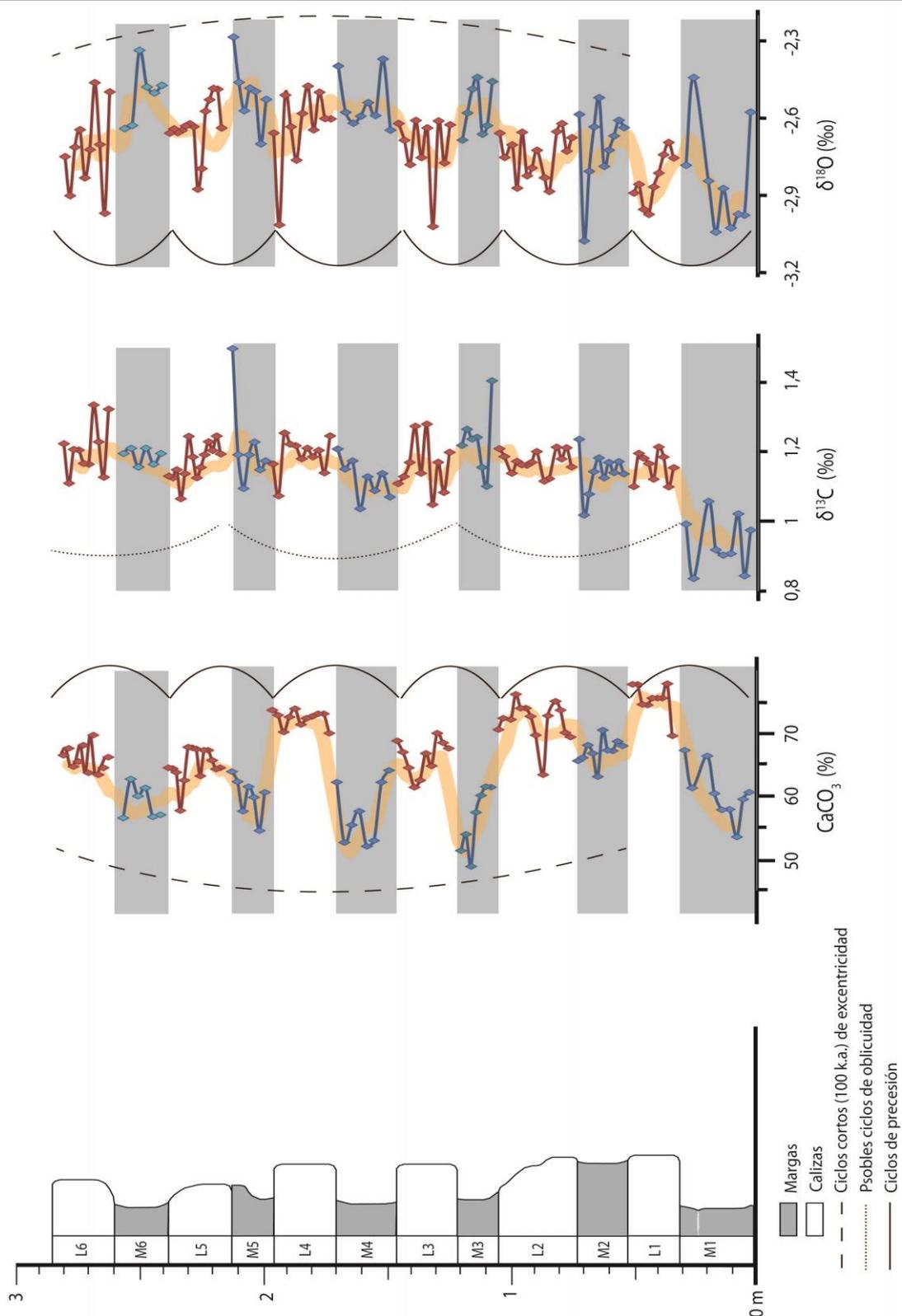


Figura 18: representación de los resultados de CaCO_3 , $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y su posición en la columna estratigráfica, los datos de las calizas se representan en rojo y en azul los pertenecientes a las margas. En la columna las Calizas aparecen representadas en blanco y las margas en gris. En naranja se representa la curva obtenida a partir de la media móvil cada cinco datos.

Transiciones litológicas	Cambio de valor de los valores de los límites con valores reales (%)	Cambio de los valores en los límites, usando valores medios (%)
M6/L6	12,60	11,78
L5/M6	11,63	9,00
M5/L5	0,94	8,07
L4/M5	17,77	17,05
M4/L4	12,54	26,12
L3/M4	6,83	13,56
M3/L3	31,77	17,81
L2/M3	13,03	21,61
M2/L2	5,79	7,06
L1/M2	12,60	11,01
M1/L1	3,42	24,66

Tabla 2: tabla con el porcentaje de cambio del valor de CaCO₃ en los límites de entre capas, utilizando valores reales y medios de las capas

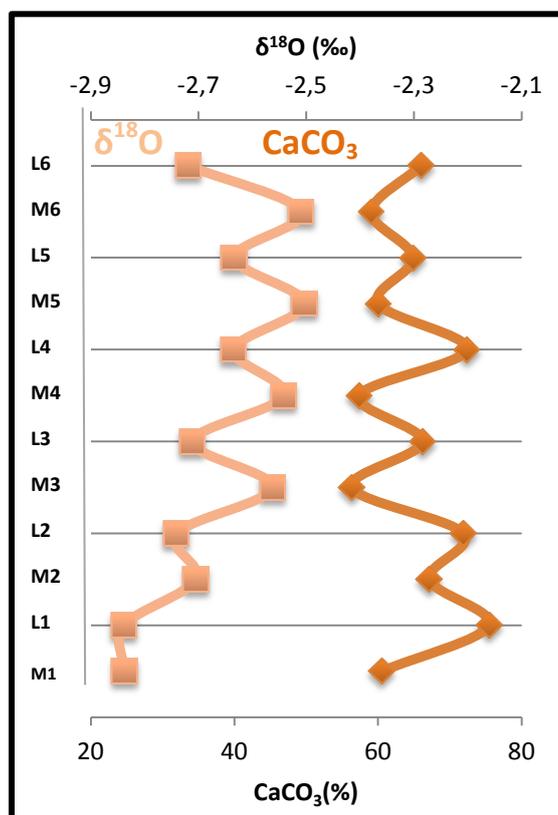


Figura 19: Representación de los valores medios de ¹⁸O de cada capa, frente a los valores de CaCO₃ de cada capa.

Dentro de cada capa, los datos muestran tendencias bastante heterogéneas, sin mostrar tendencias repetitivas dependiendo de la litología o posición estratigráfica. En general los valores extremos de CaCO₃ dentro de una capa pueden variar como máximo

en 12,8% (L2) y como mínimo un 3,9% (L4). Cabe mencionar, que la capa M1 muestra una veta rellena de calcita, posiblemente relacionada con las etapas de plegamiento y deformación de la orogenia alpina, lo que puede producir alteraciones en los resultados tanto de CaCO_3 , como en los de isotopos estables. Por ejemplo dentro de esta capa, la muestra anterior (Nº 7) y muy cercana a esta veta muestra un pico positivo que rompe la tendencia general de la capa (Fig. 20 A). Existen capas, en las que las tendencias de los valores de CaCO_3 coinciden exactamente con lo que se observa en el afloramiento, por ejemplo en la capa M2 se observa una hendidura en el afloramiento (relacionado con una aparente menor resistencia a la meteorización) que coincide con la disminución de contenido de calcio carbonato cálcico de la muestra 7 (Fig. 20 B). Lo mismo pasa en la consecutiva capa L2 donde el pico mínimo registrado en los resultados (muestra 6, 48,8% CaCO_3), coincide con un escalón del relieve de la capa (Fig. 20 C), a pesar de que el porcentaje de CaCO_3 se recupere hacia la parte superior de la capa, en el afloramiento muestra una apariencia menos compacta. En otros casos en cambio, a pesar de que los resultados de las calcimetrías hayan dado picos o tendencias muy marcadas, como una tendencia a disminuir de contenido durante toda la capa como en la M3 o un pico positivo marcado hacia el centro de la capa M4, en el afloramiento no parecen mostrar ninguna característica destacable que acompañe esos resultados (Fig. 20 D).

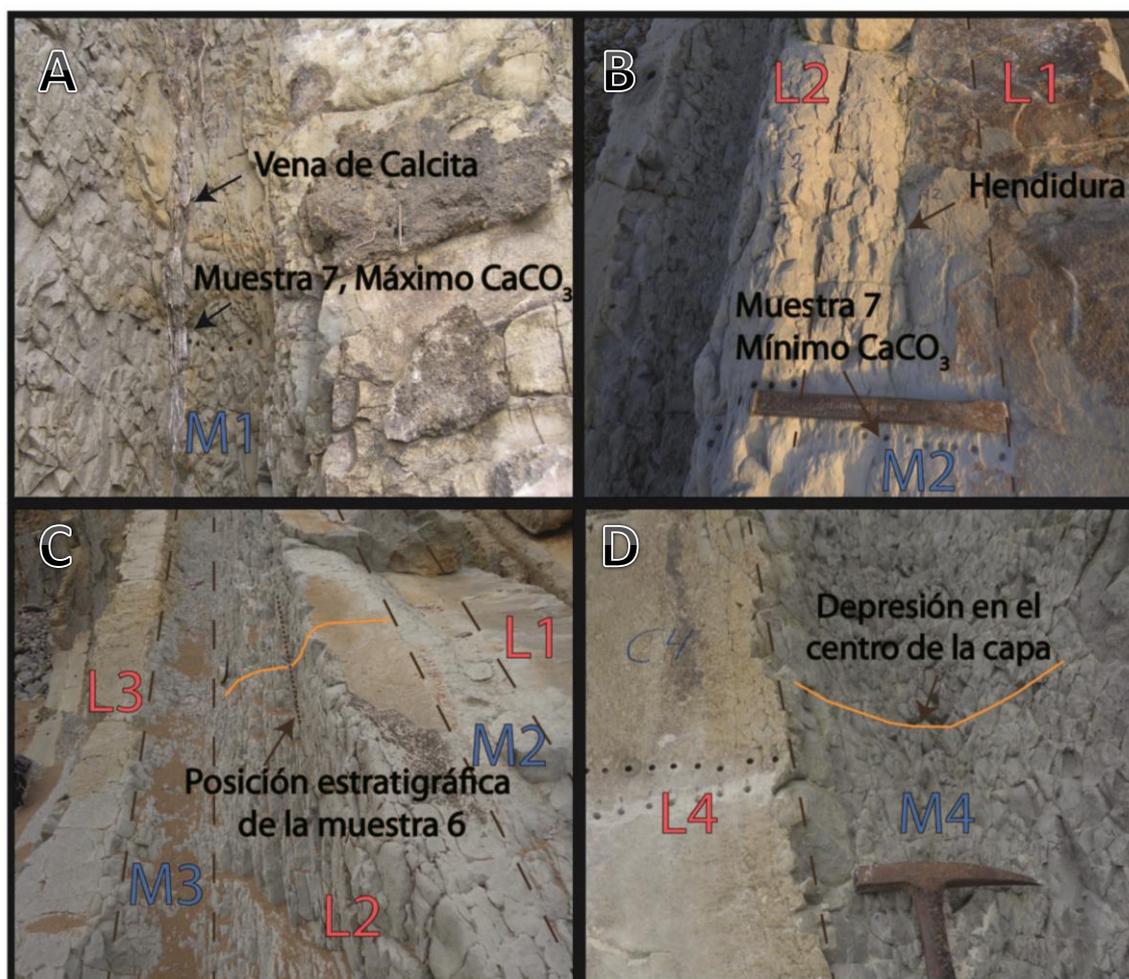


Figura 20: Ilustración de las diferentes tendencias de relieve del afloramiento en coincidencia con los datos de CaCO_3 .

5.4. ISÓTOPOS DE CARBONO

A lo largo de la sucesión los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían en un rango de 0,84 a 1,50‰, mostrando un valor medio de 1,16‰. Considerando este parámetro no se observa ninguna variación cíclica sincrónica en paralelo a los cambios de litología, como se observaba en el contenido de CaCO_3 . En una visión general de los datos se aprecia que, exceptuando los valores notablemente inferiores de la primera marga, en el resto de las capas los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían muy poco con respecto al mencionado valor medio. Esto se aprecia claramente observando la curva de la media móvil (Fig. 18). Sin embargo, hacia la parte superior de la sucesión la tendencia de la curva obtenida con la media móvil parece mostrar una ligera tendencia cíclica cada cuatro capas. Analizando esta curva se puede apreciar unos mínimos coincidiendo con los pares L1/M2 (muy poco marcado), L3/M4 y L5/M6. En consecuencia, aparecen máximos en los pares L2/M3 (poco visible) y L4/M5. Los valores medios de $\delta^{13}\text{C}$ de los pares mencionados, reflejan mejor esta leve ciclicidad, en la cual se aprecian cambios de un par a otro de entre 0,025 y 0,06. (Fig. 21). La diferencia isotópica del tránsito de L4/M5 a L5/M6 queda por debajo del margen de error facilitado por el laboratorio.

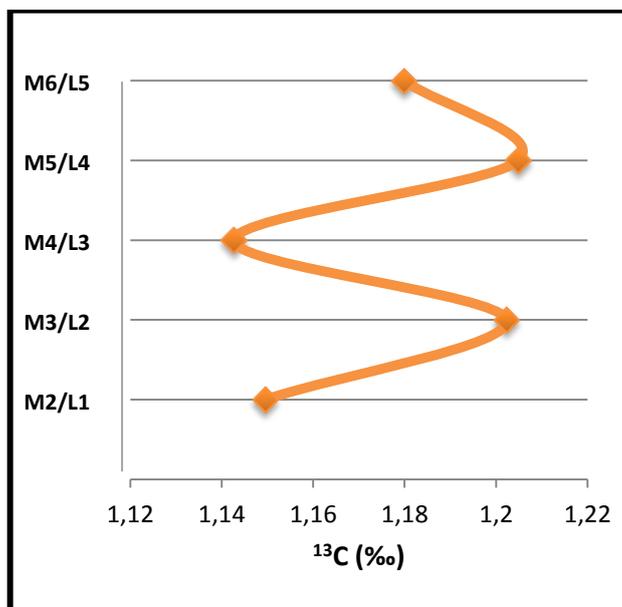


Figura 21: Variación del $\delta^{13}\text{C}$ medio de las parejas indicadas en la coordenada x del gráfico.

A pesar de percibirse esa ligera ciclicidad en la curva de la media móvil, cabe destacar que los valores reales muestran tendencias muy heterogéneas. En los dos máximos mencionados de la curva, se aprecia un ligero aumento hacia el techo del par (dentro de la capa margosas M3 y M5). Estos aumentos, coinciden con dos muestras anormalmente altas (+0,2‰ sobre la media). En los mínimos en cambio, el valor de $\delta^{13}\text{C}$ parece disminuir al inicio (en las calizas L3 y L5) para luego aumentar en la marga posterior, mostrando ese carácter cóncavo. En el par L1/M2 esta tendencia no es apreciable, aunque si se registra una anomalía negativa al final de la M2. Dentro de la capa L3, también se puede apreciar un aumento del valor de $\delta^{13}\text{C}$ (mayor a 0,1‰) dentro de esa tendencia a disminuir.

4.5. ISÓTOPOS DE OXÍGENO

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son negativos y se mueven en un rango entre -2,23 y -3,08‰, con un valor medio de -2,67‰ (Fig. 18). A pesar de que los valores obtenidos muestran un carácter muy oscilante dentro de cada capa, las tendencias de los datos reales y la curva obtenida a partir de la media móvil de cada 5 puntos muestran valores más altos en las capas de marga y valores mínimos en los niveles calizos. Sin embargo, a pesar de que la curva con los valores medios por capa también muestre esta tendencia oscilante (Fig. 19) (exceptuando la capa M1), al observar los valores máximos, mínimos y medios por capas, se puede apreciar que las margas (Max.: -2,28‰, Min.: -3,07‰, Av.: -2,64‰) tienen valores inferiores a las calizas (Max.: -2,46‰, Min.: -3,02‰, Av.: -2,68‰). Esto se debe a la influencia de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ especialmente negativos en la primera capa (M1) y la presencia de un resultado muy negativo en la capa M2.

A partir de los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ es difícil definir un valor de $\delta^{18}\text{O}$ que separe los resultados de las calizas y margas, ya que se constata una tendencia dentro de los cinco últimos pares de la sucesión total, a aumentar inicialmente hasta el par cuatro, para luego ir disminuyendo hasta el techo de la sucesión, mostrando una curva convexa. Por lo tanto, los valores no varían en torno a una media constante.

En los valores a alta frecuencia de $\delta^{18}\text{O}$ no se aprecian grandes saltos coincidiendo con las transiciones litológicas. Las transiciones de las capas M1/L1, M2/L2, M3/L3, L3/M4 y L4/M5 muestran un cambio de composición isotópica bastante gradual, con un cambio menor al 5%. Los saltos de composición en las transiciones L1/M2, L2/M3, M4/L4, L5/M6 y M6/L6 son entre el 5 y 10%, la transición M5/L5 muestra un salto del 15%. Estos saltos en la composición isotópica no coinciden con los observados en la curva de CaCO_3 . La curva con los valores medios de $\delta^{18}\text{O}$ para cada capa (Fig. 19) en cambio, muestra que las transiciones entre capas L2/M3, M3/L3 y L3/M4 son las únicas que sobrepasan un salto composicional del 5,5%.

Los valores reales muestran grandes desviaciones respecto a la media móvil obtenida (Fig. 18). Exceptuando los pares 1 y 2, las calizas suelen mostrar mayor desviación de los resultados dentro de las capas, que la observada dentro de las capas margosas. Dentro de esa variación interna de las capas, se puede apreciar que en las capas calizas, exceptuando las capas L2 y L3, donde el valor mínimo se obtiene hacia mitad de la capa, existe una tendencia a disminuir el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ hacia el techo de la capa. Las margas en cambio, muestran patrones muy dispares de una capa a otra. La capa M1 presenta unos valores muy por debajo de la media de las otras capas, además de una desviación muy alta de los valores internos de la capa. El carácter oscilante de esta curva posiblemente esté relacionado con algún proceso diagenético, por lo tanto es difícil observar patrones de cambio primario dentro de las capas. Aun así, en los casos donde varias muestras consecutivas muestran una tendencia continua, como por ejemplo las tendencias a disminuir el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ en la primera mitad de la capa L1, hacia el techo de la capa M2, o en la parte central de la capa M4 y L5 (Fig. 4).

5.6 ANÁLISIS ESPECTRAL

Se han obtenido los espectros de frecuencias de las tres variables analizadas (contenido en carbonato cálcico e isótopos estables de carbono y oxígeno). Para todas las variables se ha utilizado el mismo método de cálculo, basado en el algoritmo de Lomb, muy similar al FFT (*Fast Fourier Transform*) (Fig. 22).

En el espectro de CaCO_3 hay un pico muy marcado que sobrepasa el nivel de confianza del 95%, el cual corresponde a una frecuencia de 2,083 ciclos/m. Esto significa que en un metro se obtienen 2,083 ciclos con estas características. Por lo tanto, estos ciclos deben corresponder en el afloramiento con un grosor aproximado de 0,48 m (1:2,08). El grosor de cada par de capas puede variar de 41 a 53 cm, por lo tanto la ciclicidad representada en el espectro se puede relacionar con los cambios litológicos.

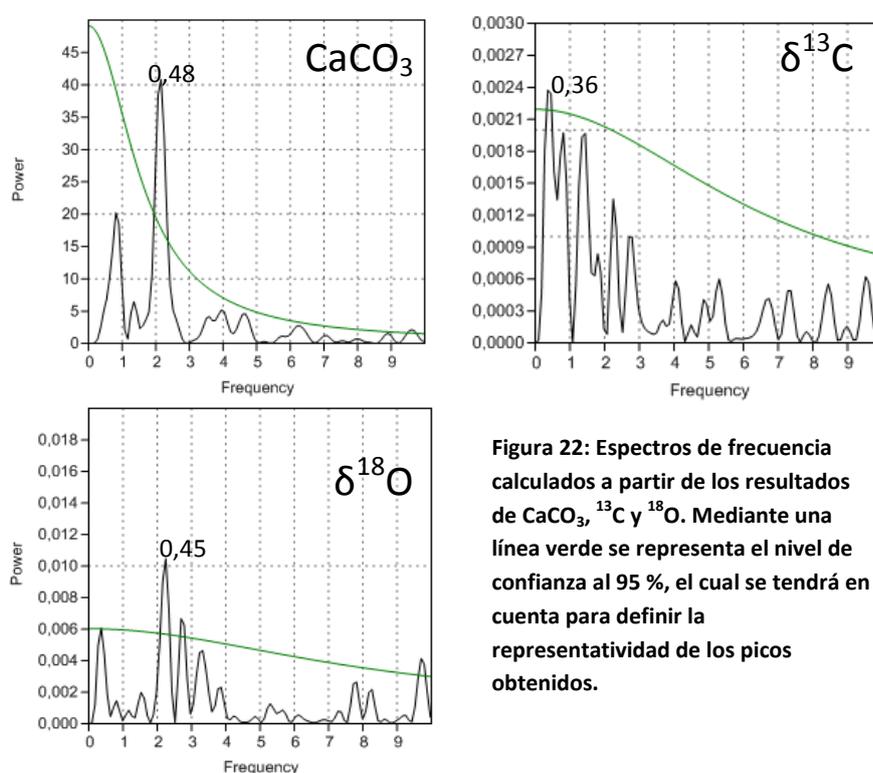


Figura 22: Espectros de frecuencia calculados a partir de los resultados de CaCO_3 , ^{13}C y ^{18}O . Mediante una línea verde se representa el nivel de confianza al 95 %, el cual se tendrá en cuenta para definir la representatividad de los picos obtenidos.

En el espectro del $\delta^{13}\text{C}$ no se observa ninguna frecuencia que destaque como en el ejemplo anterior. Además los valores de amplitud de la señal son muy bajos (máximo 0,0024), ya que los datos muestran muy poca variabilidad a lo largo de la sucesión. El único pico que sobrepasa el nivel de confianza del 95%, se encuentra a una frecuencia de 0,36 (1/0,36), lo que significa que esta señal se repite cada 2,71 m, lo que representa casi toda la sucesión. Este valor estará inducido por el valor mínimo anómalo de la capa M1.

Respecto a los resultados de $\delta^{18}\text{O}$, cabe esperar un alta influencia del ruido, ya que los valores muestran valores muy oscilantes, lo que puede producir picos a altas frecuencias. Aun así, destaca claramente un pico en la frecuencia 2,24 ciclos/m, lo que se relaciona con ciclos de 0,45 m de grosor. Al igual que en el espectro del carbonato, este valor se encuentra dentro de los rangos de 41 a 53 cm de grosor que muestran los diferentes pares. Por lo tanto, se confirma que el rango de $\delta^{18}\text{O}$ también varía cíclicamente con los cambios litológicos.

6. DISCUSIÓN

6.1 ¿SEÑAL MEDIOAMBIENTAL PRIMARIA O SEÑAL DIAGENÉTICA?

Las alternancias de calizas y margas hemipelágicas como las de Sopelana pueden tener un origen sedimentario primario, en cuyo caso cabe realizar interpretaciones medioambientales, o un origen puramente diagenético relacionado con la compactación y la disolución por presión de los sedimentos, en cuyo caso únicamente podrán hacerse interpretaciones sobre procesos postdeposicionales (Einsle & Ricken, 1991). Por tanto, para poder interpretar correctamente las características observadas en la sucesión eocena analizada en Sopelana es necesario aclarar en primer lugar el origen de la alternancia litológica. Estudios previos realizados en materiales más antiguos (Maastrichtiense y Paleoceno) de Sopelana descartaron la intervención de la diagénesis en la creación de las alternancias caliza-marga hemipelágicas y en sus características geoquímicas (Pujalte et al., 1998; Dominguez et al., 2007; Iridoy et al., 2010; Jiménez-Berrososo et al., 2012). Por ello, resulta altamente improbable que materiales eocenos más jóvenes, sometidos a un enterramiento menor, hayan sido afectados por procesos diagenéticos más intensos. No obstante, a fin de confirmar el origen primario de la alternancia estudiada, se ha procedido a realizar un análisis del impacto diagenético en la sucesión sedimentaria.

Según Bathurst (1991), las alternancias caliza-marga creadas por procesos diagenéticos tienen su origen en la migración del CaCO_3 desde los niveles menos calcáreos a los más calcáreos, y suelen presentar generalmente un aspecto nodular. En los casos en los que los procesos diagenéticos producen una redistribución más homogénea del carbonato a lo largo de niveles estratigráficos, suelen observarse variaciones en la textura, porosidad y tipos de carbonato de capas sucesivas. Ninguna de tales características ha sido observada en la sucesión eocena de Sopelana. Es más, en el análisis petrográfico realizado en lámina delgada se han observado texturas mudstone homogéneas, sin evidencias de estiliolitos creados por presión/disolución, ni concentraciones anómalas de cementos esparíticos creados por precipitación tardía. Únicamente se ha observado cementación y/o recristalización de la matriz micrítica dentro de las cámaras de los foraminíferos, procesos que probablemente estuvieron relacionado con la descomposición de la materia orgánica de los foraminíferos y/o con una epidiagénesis temprana inducida por fluidos intersticiales del sedimento; en ninguno de los casos cabe esperar alteraciones importantes de las características originales del sedimento circundante. Localmente algunos de los niveles muestreados presentan pequeñas fracturas rellenas de calcita esparítica, que se relacionan con compresiones-extensiones sufridas durante la diagénesis burial y/o la deformación tectónica posterior. Durante el muestreo se tuvo especial cuidado de evitar tales fracturas. Además, el estudio petrográfico en lámina delgada ha demostrado que alrededor de estas fracturas no existen signos de alteración, de modo que se puede considerar que los procesos postdeposicionales no modificaron las características texturales originales de la roca.

Los procesos diagenéticos suelen dejar también una impronta geoquímica en las sucesiones afectadas. De hecho, la señal geoquímica del $\delta^{18}\text{O}$ es fácilmente distorsionable debido a procesos diagenéticos (Marshall, 1992), lo que en muchos casos la hace inutilizable. En este estudio se han tenido en cuenta varios aspectos para descartar que la señal isotópica original esté distorsionada por diagénesis. En primer lugar, las

fluctuaciones de $\delta^{18}\text{O}$ siguen tendencias opuestas a las variaciones de CaCO_3 , lo que sugiere que la fluctuación isotópica es primaria y estuvo condicionada por la evolución del ambiente sedimentario (Jiménez-Berrosco et al., 2012). En segundo lugar, los resultados del muestreo en detalle de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las calizas y margas muestreadas no presentan correlaciones lineares significativas (Fig. 23), lo que descarta la influencia de una diagénesis intensa (Boulila et al. 2010a).

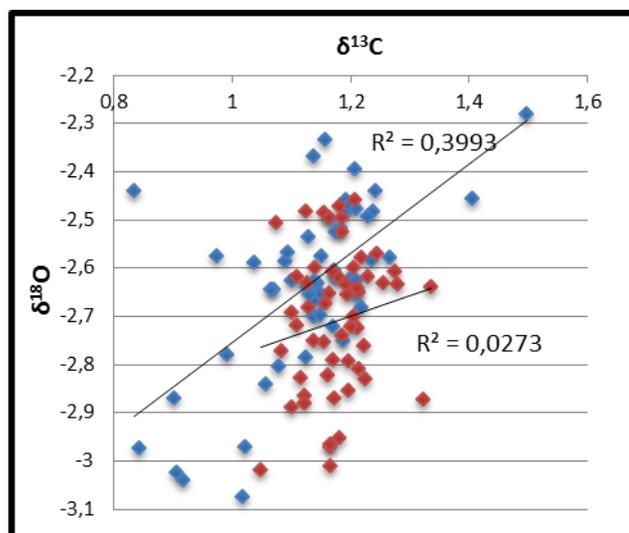


Figura 23: gráfica con las relaciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las muestras calizas (rojo) y margosas (azules), con las rectas de regresión de cada una de las litologías

Con todo, se concluye que la diagénesis no ha sido un proceso importante en la formación de la alternancia caliza-marga eocena de Sopelana ni en el desarrollo de sus características geoquímicas. Por ello, cabe realizar interpretaciones paleoambientales sobre el origen de las variaciones sedimentarias y geoquímicas observadas.

6.2 ORIGEN DE LOS CICLOS

En medio marinos profundos, donde la sedimentación por decantación es continua y homogénea durante largos periodos de tiempo, los cambios periódicos en las características sedimentarias y geoquímicas de los materiales pelágicos suelen estar frecuentemente asociados a variaciones ambientales inducidas por fluctuaciones en los parámetros orbitales terrestres (ciclos de Milankovitch de precesión, oblicuidad y excentricidad), los cuales se manifiestan como cambios climáticos producidos por variaciones en la insolación incidente sobre la capa más externa de la atmósfera (Schwarzacher, 1993; Sloan & Huber, 2001; Boulila et al., 2010a).

En el caso de la sucesión eocena de Sopelana, se ha podido observar una evolución oscilante continua del contenido en carbonato e isótopos estables de oxígeno en paralelo a la alternancia de caliza-marga (Fig. 18), la cual queda confirmada mediante los espectros de frecuencias obtenidos (Fig. 22). Observando el registro total, se aprecia que la alternancia está afectada además por un ciclo mayor compuesto por cinco pares de caliza-marga, el cual obviamente, no se representa en el espectro de frecuencias ya que solo se

recoge un único ciclo dentro de la sucesión (Fig. 18). Tanto el CaCO_3 como el $\delta^{18}\text{O}$ están estrechamente relacionados con las condiciones ambientales del medio de depósito.

El contenido de isótopos estables de carbono también suele estar estrechamente relacionado con parámetros ambientales. Uno de los factores medioambientales que más afecta a la composición de $\delta^{13}\text{C}$ de los sedimentos oceánicos suele ser el ascenso hacia la superficie marina de corrientes profundas, ya que esto condiciona la producción orgánica. En el Eoceno de Sopelana no parece que el $\delta^{13}\text{C}$ muestre las dos tendencias cíclicas superpuestas observadas en el CaCO_3 y $\delta^{18}\text{O}$, sino que presenta valores más o menos homogéneos a lo largo de la sucesión estudiada. Esto puede ser debido a que durante el Eoceno el Atlántico Norte fue un océano homogéneo, con variaciones isotópicas pequeñas y sin influencia de sistemas de corrientes oceánicas importantes, lo que originaba fondos oceánicos caracterizados por aguas “antiguas” enriquecidas en materia orgánica sin descomponer y en nutrientes (D’haenens et al., 2014). La curva homogénea de $\delta^{13}\text{C}$ de la sucesión de Sopelana representa esa homogeneidad de las condiciones del fondo marino. En cualquier caso, cabe señalar que dentro de la homogeneidad del registro total de $\delta^{13}\text{C}$ parece observarse una ligera tendencia oscilante cada dos pares de caliza-marga (Fig. 18), a pesar de que esta tendencia no quede respaldada por los datos espectrales (Fig. 22).

La continuidad de las oscilaciones de CaCO_3 y $\delta^{18}\text{O}$ en paralelo a la alternancia litológica, sugiere que los cambios en los parámetros sedimentarios pudieron estar condicionados por las variaciones climáticas relacionadas con los ciclos precesionales (20 k.a.) (Boulila, 2010a; Husson et al., 2014). Esta interpretación de influencia orbital viene apoyada por los espectros de frecuencia temporal. Otro aspecto que refuerza la hipótesis orbital es la superposición de un ciclo mayor compuesto por cinco pares caliza-marga, lo que enlaza perfectamente con la superposición de un ciclo de excentricidad de Milankovitch (100 k.a.). La composición isotópica del carbono parece ser insensible a estas dos periodicidades orbitales. La única ciclicidad que puede llegar a apreciarse en base al $\delta^{13}\text{C}$, a pesar de no respaldarse con el análisis espectral, es la formada por dos pares de caliza-marga, lo que coincide con los ciclos de oblicuidad de Milankovitch (≈ 40 k.a.). Aunque esta última ciclicidad sea claramente cuestionable en el caso de Sopelana, en otros trabajos se ha podido confirmar que el principal control del contenido de $\delta^{13}\text{C}$ de las rocas de origen pelágico son las variaciones ambientales relacionadas con ciclos de oblicuidad (Boulila et al., 2010a).

A fin de confirmar la influencia astronómica en los parámetros analizados, se ha realizado un ensayo cronológico transformando el eje horizontal de las gráficas de la Figura 17, que representan capas y pares de capas, en valores de edad absoluta derivados de la suposición de que cada par (o ciclo) litológico representa un ciclo de precesión, los cuales tienen una duración media muy bien definida y poco variable de unos 20.000 años (Fig. 24). Al igual que en la Figura 17, se puede apreciar que los valores de CaCO_3 y $\delta^{18}\text{O}$ representados respecto al tiempo se siguen ajustando perfectamente a una recta, lo que indica que la tasa de sedimentación se mantuvo constante durante los 120.000 años de duración aproximada que muestra la sucesión, tal y como cabe esperar en un ambiente sedimentario puramente pelágico. La pendiente de esta recta corresponde a la tasa de sedimentación registrada, la cual fue de 0,0023 cm/año o, lo que es lo mismo, 2,3 cm/k.a. Esta tasa de sedimentación entra dentro del rango habitual en ambientes pelágicos

(Scholle et al., 1983; Stow et al., 1996) y confirma, por tanto, el origen astronómico de los ciclos registrados.

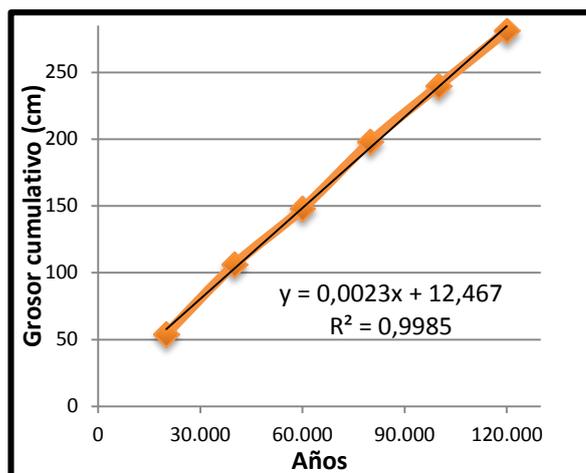


Figura 24: Gráfica con el grosor cumulativo de las capas, en función de la edad (años) que representan.

6.3. CAMBIOS OCEANOGRÁFICOS POR FORZAMIENTO ORBITAL

Una vez comprobado el origen astronómico (ciclos de Milankovitch) de las ciclicidades detectadas en las características sedimentarias y geoquímicas de la sucesión pelágica eocena de Sopelana, falta determinar qué factores ambientales fueron los que variaron en el medio oceánico como respuesta a los cambios climáticos que provocan los ciclos de Milankovitch.

6.3.1 EFECTO MEDIOAMBIENTAL DE LOS CICLOS DE PRECESIÓN

Los ciclos de precesión de Milankovitch (≈ 20 k.a.) influyen principalmente en la estacionalidad de latitudes bajas y medias, ámbito en el que entra la localización de la cuenca Vasco-Cantábrica durante el Eoceno inferior (35°N) (Payros et al., 2006). Por ello, no es raro que los datos de CaCO_3 y $\delta^{18}\text{O}$ de Sopelana varíen cíclicamente en respuesta a las diferentes configuraciones orbitales de cada ciclo de precesión. Conociendo que ambas variables muestran gran dependencia de las condiciones ambientales, mediante su análisis se puede hacer una reconstrucción de los parámetros ambientales afectados por estos ciclos orbitales.

Según se ha explicado en el apartado 3.2.2.1, las variaciones en $\delta^{18}\text{O}$ son indicativas de variaciones de temperatura y, por tanto, pueden registrar directamente las variaciones climáticas producidas por los ciclos de precesión. La insolación neta anual que alcanza la tierra es la misma a lo largo de un ciclo precesional (Cronin, 1999), independientemente de la orientación del eje de rotación de la Tierra, radicando la diferencia entre configuraciones precesionales opuestas en la repartición de la insolación durante las estaciones, principalmente entre verano e invierno. En el caso del hemisferio boreal, durante las épocas precesionales de mayor estacionalidad (invierno en afelio, verano en el perihelio) los inviernos suelen ser más fríos y los veranos mucho más cálidos que en periodos precesionales de estacionalidad mínima (invierno en perihelio, verano en el afelio), donde los cambios de temperatura entre estaciones son menos marcadas (Fig. 25).

Actualmente se conoce que en el Eoceno inferior la concentración atmosférica de gases de efecto invernadero y las temperaturas de la superficie terrestre estaban por encima de las actuales (periodo greenhouse; Zachos et al., 2001; Huber & Caballero, 2003; Zachos et al. 2010). En numerosos trabajos se menciona que tanto para la época greenhouse del Eoceno (Zachos, 2001), como para las ocurridas en otras épocas anteriores (Boulila et al., 2010a), la tierra carecía de masas importantes de hielo continental. Sin embargo, en otros trabajos realizados con diferentes modelos computacionales sobre el sistema climático actual (GCM, *General Climate Model*) aplicados a parámetros iniciales característicos de la situación global del Eoceno Inferior (Sloan & Hubber, 2001), se ha deducido que la variación climática relacionada con los ciclos precesionales de Milankovitch afectaba a masas de hielo estacionales situadas en latitudes altas. La existencia de estas masas de hielo de baja extensión geográfica ha sido corroborada por otros estudios posteriores (Miller et al. 2005). Según los modelos computacionales (Sloan & Hubber, 2001), en épocas precesionales eocenas donde la diferencia estacional era mínima, los casquetes de hielo desarrollados en invierno no se fundían del todo durante el verano menos cálido, impidiendo así el calentamiento estival de los mares de latitudes altas. En épocas precesionales de estacionalidad máxima, a pesar de que los inviernos registraran una menor insolación que en etapas orbitales contrarias y por lo tanto una menor temperatura, lo cual beneficiaría el crecimiento de las masas de hielo, el aumento relativo de la insolación en verano producía temperaturas más altas que la configuración orbital contraria, derritiéndose así una mayor cantidad de hielo. La disminución notable de estas masas de hielo polar, permitía un mayor calentamiento de los mares de latitudes altas y por consecuencia, un ascenso de la temperatura global de los océanos. Todas estas variaciones de insolación, tamaño de las masas de hielo polar y temperatura marina habrían quedado registradas en la composición del $\delta^{18}\text{O}$ de los sedimentos carbonatados producidos en configuraciones precesionales contrarias. Hay que señalar, no obstante, que en otros trabajos (Boulila et al., 2010a), se han relacionado las variaciones precesionales de $\delta^{18}\text{O}$ de etapas climáticas greenhouse con variaciones del nivel del mar por expansión (contracción) térmica y la mayor (menor) acumulación de agua dulce en almacenes continentales durante épocas cálidas (frías).

A partir de cualquiera de los dos mecanismos descritos, se deduce que las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ en la sucesión de Sopelana estuvieron estrechamente relacionadas con los cambios de temperatura sufridos en los océanos debido a los ciclos precesionales de Milankovitch. Las margas, con unos valores de $\delta^{18}\text{O}$ relativamente altos, se depositaron en unas condiciones relativamente frías, relacionadas con periodos de mínima estacionalidad de los ciclos precesionales de Milankovitch. Las calizas, con contenido de $\delta^{18}\text{O}$ relativamente más bajo, se depositaron en ambientes relativamente más cálidos influenciados por la mayor estacionalidad anual durante la época de precesión contraria (Fig. 26). Esta tendencia ha podido apreciarse gracias al muestreo de alta resolución realizado, ya que observando el carácter tan oscilante de la serie de datos dentro de las capas existe una alta probabilidad de que una única muestra por capa no sea representativa de sus características generales.

Coincidiendo con los episodios precesionales relativamente más cálidos, se registró una mayor precipitación de calizas (mayor contenido en CaCO_3), mientras que los episodios precesionales más fríos se relacionaron con la acumulación de margas. En el

apartado 3.2 se han explicado las diferentes condiciones y/o procesos que pueden originar la sedimentación de capas alternantes de caliza y marga pelágica (Einsele & Ricken, 1991). En este estudio se ha observado que en la mayoría de los pares eocenos la caliza es ligeramente más gruesa que la marga adyacente o muy similar en cuanto al grosor (Fig. 15). Según Einsele & Ricken (1991), las alternancias pelágicas con calizas más gruesas que las margas pueden formarse bien por disolución del carbonato en los niveles margosos o bien por variaciones en la producción de carbonato biogénico. La influencia de la disolución puede descartarse en el caso del Eoceno de Sopelana, ya que el fondo de la cuenca sedimentaria, situado a una profundidad de alrededor de 1500 m (ver punto 3.4), se mantuvo siempre por encima del nivel de compensación del carbonato e incluso por encima de la lisoclina. Por tanto, se deduce que la alternancia de Sopelana estuvo principalmente relacionada con la variación periódica en la productividad de los organismos carbonatados. No obstante no se descarta por completo la influencia en menor escala de otros procesos, como la dilución del contenido de carbonato por el aumento de aportes detríticos continentales (lo que normalmente genera margas relativamente más gruesas que las calizas), como se dedujo en otro afloramiento Eoceno más joven de la cuenca (Martinez-Braceras & Payros, 2014; Payros & Martinez-Braceras, 2014).

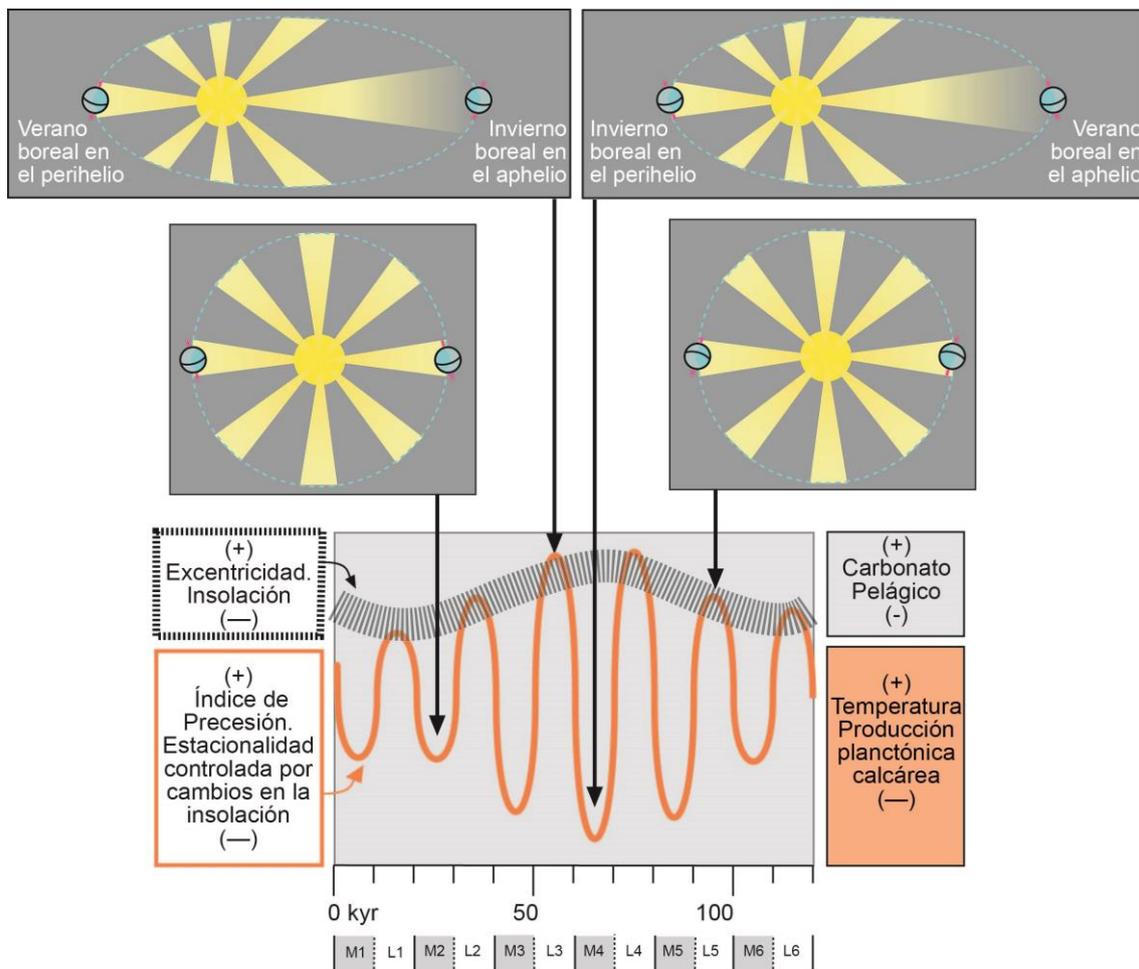


Figura 25: Modelo de oscilación producida por los ciclos orbitales de precesión y excentricidad a lo largo de la sucesión de Sopelana, influyendo en los cambios de insolación que producían las variaciones climáticas más destacadas

Previamente se ha mencionado que el contenido en CaCO_3 de los materiales de Sopelana proviene principalmente de los restos fósiles de microforaminíferos y nanoplancton calcáreo existente en el momento de la sedimentación. Debido a la limitación de información paleontológica del Eoceno inferior en la cuenca Vasco-Cantabrica, solo se puede afirmar un predominio de organismos planctónicos de aguas cálidas que vivían en condiciones oligotróficas (poca variedad de nutrientes; Payros et al., 2006). La producción marina superficial suele estar controlada por la radiación solar recibida, ya que ésta controla la fotosíntesis del fitoplancton (el propio nanoplancton calcáreo y las algas simbióticas de los foraminíferos). Conociendo el predominio del fitoplancton calcáreo y los foraminíferos planctónicos de aguas cálidas y condiciones oligotróficas, los cuales generalmente muestran una etapa “hiperactiva” en los meses de verano (Boulila et al., 2010a), se considera que las variaciones en la producción carbonatada eocena de Sopelana a lo largo de los ciclos precesionales, no estuvieron tan controladas por los cambios en la temperatura media anual, sino por la variación en las temperaturas alcanzadas en verano, debido a la diferencia de insolación. Así, en etapas precesionales en la que el verano boreal coincidía con el perihelio la insolación recibida en verano era notablemente mayor (Fig. 25), ocasionando un aumento de la producción biológica calcárea de Sopelana (Fig. 26 A); en las etapas precesionales contrarias, en las que el verano boreal coincidía con el afelio, la insolación estival era menor, provocando una producción carbonatada reducida (Fig. 26 B).

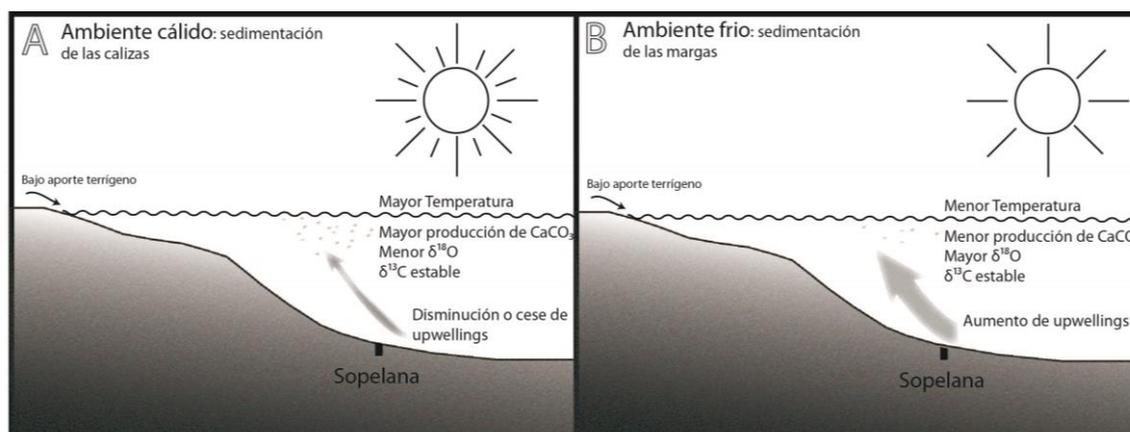


Figura 26: Modelos medio ambientales de las etapas precesionales contrarias, en lo que se depositaban las calizas (A) o las margas (B)

6.3.2 EFECTO MEDIOAMBIENTAL DE LOS CICLOS DE EXCENTRICIDAD

Los ciclos de excentricidad de la órbita terrestre influyen directamente en la amplitud de la estacionalidad de los ciclos de precesión, sobre todo en latitudes bajas y medias (Berger et al., 1992). Como se ha mencionado en el apartado de introducción, en excentricidades mínimas la órbita terrestre es prácticamente circular, lo que produce menor diferencia de insolación entre estaciones, dándose el caso contrario en excentricidades máximas con órbita elíptica (Einsele & Ricken, 1991; Schwarzacher, 1993) (Fig. 25). Por otro lado, se han calculado ligeras diferencias netas de insolación solar que llega a la tierra anualmente, a lo largo de un ciclo de excentricidad (Cronin, 1999; Boulila et al., 2010a) (Fig. 25).

El presente estudio ofrece un conocimiento limitado de la influencia de los ciclos de excentricidad en las condiciones oceanográficas eocenas, ya que solamente se ha estudiado un único ciclo de excentricidad compuesto por cinco pares de caliza-marga (M2 a L6; Fig. 18). Aun así, en este único ciclo se aprecia la influencia de la excentricidad orbital en los diferentes estadios de los ciclos de precesión. En general, la parte baja y superior de la serie (pares 2 y 5-6) se caracterizan por valores altos de CaCO_3 y bajos de $\delta^{18}\text{O}$, mientras que en la parte central de la serie (pares 3 y 4) los valores de CaCO_3 son bajos (sobre todo en las capas de marga) y los de $\delta^{18}\text{O}$ altos. Estas variaciones se deben a la relación directa entre la temperatura oceánica y la producción de carbonato biogénico.

El efecto principal de los ciclos de excentricidad suele ser el aumento de la amplitud de los ciclos precesionales cuando la excentricidad es máxima (Einsele & Ricken, 1991; Schwarzacher, 1993) (Fig. 24). En la sucesión de Sopelana este efecto amplificador queda bien registrado en los valores medios de CaCO_3 de cada capa. Así, en la parte inferior y superior de la sucesión estudiada el contenido de carbonato entre capas sucesivas varía entre el 4 y 6 % (Fig. 18; M2: 67,14%; L2: 71,88%; M6: 59,03%; L6: 65,99%). Esto implica que la tasa de producción de carbonato cambió entre un 1,25 y 1,35 de orden de magnitud, respectivamente (Einsele & Ricken, 1991). En las parejas centrales de la sucesión (pares 3 y 4) el contenido medio de CaCO_3 varía entre el 10 y el 15% (M3: 56,34%; L3: 66,38%; M4: 57,38%; L4: 72,36%) (Fig. 18). Estas variaciones muestran que, entre fases precesionales contrarias, la producción carbonatada varió con un factor de entre 1,53 (Par 3) y 1,95 (Par 4). Es decir, en la parte central de la serie el contenido de carbonato varía hasta en un 32% de una etapa precesional a otra, mientras que en los extremos inferior y superior el contenido de CaCO_3 no varía más de en un 7% entre etapas precesionales contrarias. Observando los resultados de alta resolución, también se han observado que los saltos de contenido de CaCO_3 de los límites interiores y exteriores de las capas de los pares 3 y 4 son los más abruptos de la sucesión. Teniendo en cuenta estas características, se deduce que la pequeña diferencia entre configuraciones precesionales opuestas de las partes inferior y superior de la serie es representativa de dos etapas de excentricidad mínima (órbita circular alrededor del sol), mientras que la mayor diferencia observada en la parte central de la serie es consecuencia de su formación en condiciones de máxima excentricidad (órbita elíptica) (Fig. 25).

A pesar de ser cierto que los pares adscritos a máxima excentricidad presentan las mayores diferencias internas en CaCO_3 , es destacable que estas diferencias se deben principalmente a disminuciones notables de CaCO_3 en los niveles margosos formados en etapas precesionales de estacionalidad mínima, sin que los niveles calizos formados en etapas precesionales de estacionalidad máxima muestren incrementos en CaCO_3 equiparables (Fig. 18). Ello hace pensar que, además del control directo de la temperatura en la producción de carbonato biogénico, debió existir algún factor adicional controlando la producción biológica, el cual se acentuaba en etapas de excentricidad máxima. A pesar de no tener información suficiente para confirmarlo, se considera que dicho factor pudo ser la acentuación de los procesos de upwelling en etapas de máxima excentricidad. Los upwellings son zonas al borde del talud continental donde se desarrollan corrientes ascendentes desde el fondo oceánico a superficie, provocando un aporte de nutrientes y una disminución de la temperatura del agua superficial. Estas condiciones impiden el desarrollo de organismos oligotróficos calcáreos y favorecen a organismos planctónicos

competidores que no producen esqueletos carbonatados (diatomeas, silicoflagelados, etc.; Mutti & Hallock, 2003). Generalmente se acepta que el aumento de temperatura de la superficie marina favorece la estratificación del agua (masas de agua tibias encima de aguas frías y densas), lo que dificulta que las corrientes profundas cargadas de nutrientes afloren. Por lo tanto, la disminución de temperatura registrada debido a una disminución en la insolación neta anual en periodos de excentricidad máxima podría haber disminuido esta estratificación del agua. Por otro lado, los vientos en la superficie terrestre son otro de los principales motores del desarrollo de zonas de upwelling en zonas de bajas presiones. Según los modelos climáticos eocenos de Sloan & Hubber (2001), los cambios en la estacionalidad controlada por los ciclos de precesión producían cambios en la intensidad del viento en superficie. En etapas de precesión con estacionalidad mínima se intensificaban las altas y bajas presiones, lo que incrementaba la fuerza de los vientos de superficie y, por lo tanto, producía un aumento relativo de la intensidad de los upwellings, sobre todo en latitudes medias del Atlántico norte. En el caso contrario, cuando la estacionalidad era máxima, los vientos superficiales disminuían debido a la menor diferencia de presión entre las bajas y altas presiones, lo que inducía una disminución de los upwellings en la zona que concierne este estudio. Según Sloan & Hubber (2001), las corrientes de upwelling intensificadas de las etapas de estacionalidad mínima, se manifestaban principalmente en los meses de invierno.

Curiosamente, los ciclos precesionales del $\delta^{18}\text{O}$ no muestran una mayor amplitud durante los máximos de excentricidad. Los datos de oxígeno de las margas de los pares 3 y 4 no registran la disminución de temperatura que cabría esperar en función del descenso observado en el contenido en carbonato, lo que respalda la hipótesis planteada de que debe de existir un factor más aparte de la temperatura controlando la producción de carbonato. Por lo tanto, se deduce que si la amplitud de la señal del $\delta^{18}\text{O}$ no ha sido modificada por procesos diagenéticos, debió existir algún factor que mitigara la amplitud de la variación precesional de $\delta^{18}\text{O}$ en etapas de excentricidad máxima. Desafortunadamente, los datos disponibles no permiten conocer las causas de dicha mitigación. A modo de hipótesis especulativa, cabe suponer que quizás la intensificación de estas corrientes de upwellings en etapas de máxima excentricidad produjo el desplazamiento de la curva del oxígeno hacia valores más positivos, ya que estas corrientes de fondo marinos producirían un enfriamiento general de las aguas superficiales, sin variar la amplitud de dicha señal producida por los ciclos precesionales. Debido a la intensificación de la amplitud que se suele producir en etapas de máxima excentricidad, en el registro de oxígeno de las calizas se esperaría una tendencia contraria de la observada, es decir, que la temperatura general aumentase en comparación a otras etapas de máxima estacionalidad y mínima excentricidad. Sin disponer de recursos suficientes para explicar la verdadera razón de esta tendencia, se especula sobre la influencia de estas corrientes de upwellings no desmanteladas del periodo precesional contrario, con una menor intensidad, en épocas de máxima estacionalidad impidiendo el calentamiento de las aguas superficiales por el aumento de insolación de los veranos boreales. Esto podría haber sido el causante de la disminución de la producción de carbonato registrado de la capa L3.

6.3.3. EFECTO MEDIOAMBIENTAL DE LOS CICLOS DE OBLICUIDAD

Los ciclos de oblicuidad producen cambios de insolación notables en latitudes altas (Einsele & Ricken, 1991; House, 1995), por lo que la latitud media-baja de la cuenca Vasco Cantábrica (30-35°) no era favorable para las variaciones ambientales relacionadas con este ciclo orbital. A pesar de ello, parece que en el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ se aprecia una variación cíclica cada 4 capas (≈ 40 k.a), sobre todo a la parte media y alta de la sucesión (Fig. 18), lo cual podría relacionarse con cambios en la sedimentación relacionados con parámetros ambientales controlados por los ciclos de oblicuidad, si bien esta ciclicidad no ha quedado respaldada con una certeza superior al 95% por el análisis espectral (Fig. 22).

Las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ están estrechamente relacionadas con el ciclo de carbono, en el cual influyen un gran número de parámetros, algunos de ellos de una alta complejidad. La señal isotópica del carbono en Sopelana proviene principalmente de los organismos calcáreos planctónicos que componen la roca, los cuales suelen presentar una señal isotópica muy similar a la del carbono inorgánico disuelto en la superficie acuática (DIC, *disolved inorganic carbon*). Los organismos fotosintéticos producen materia orgánica rica en ^{12}C a partir del agua marina. En fondos marinos profundos la señal de $\delta^{13}\text{C}$ está estrechamente relacionada con el grado de oxigenación del fondo marino (Marshall, 1992; Mutti & Hallock, 2003), ya que en fondos oxigenados la materia orgánica enriquecida en ^{12}C se descompone liberando CO_2 al agua. En fondos reductores, en cambio, la materia orgánica no se descompone, impidiendo que el ^{12}C se libere y provocando, por lo tanto, que el $\delta^{13}\text{C}$ del agua vaya aumentando, lo que se reflejará en los sedimentos que se depositen en el fondo marino. A partir de las relaciones entre $\delta^{13}\text{C}$ y la oxigenación de fondo marino, cabe interpretar que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ relativamente bajos en los pares L1/M2, L3/M4 y L5/M6 de Sopelana pudieran representar una buena oxigenación del fondo marino, mientras que los valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$ en los pares L2/M3 y L4/M5 podrían indicar una menor oxigenación del fondo marino.

6.3.4. CAMBIOS CLIMÁTICOS DE MENOR ESCALA

Gracias al muestreo de alta resolución ha sido posible estudiar la existencia de ciclos de mayor frecuencia temporal que los ciclos de Milacovitch. El análisis espectral del $\delta^{18}\text{O}$ de Sopelana ha puesto de manifiesto la existencia de una ciclicidad con una frecuencia aproximada de 5 k.a. que sobrepasa el nivel de confianza de 95%. Esta ciclicidad corresponde probablemente a fluctuaciones intracapa de $\delta^{18}\text{O}$. En efecto, a pesar de que el $\delta^{18}\text{O}$ presenta un carácter oscilante dentro de las capas, en algunos puntos pueden apreciarse tendencias compuestas por varias muestras consecutivas (e.g., capas L1, M2, L2, M4 y L5). Dichas tendencias registran tanto enfriamientos como calentamientos de corta duración (1-7 k.a.) y conllevan variaciones en el contenido en carbonato. En general, los cambios abruptos de temperatura se dan una o dos muestras (1-3 k.a.) antes que los cambios en CaCO_3 , lo que confirma que la producción de carbonato estuvo estrechamente relacionada con la temperatura del agua y sugiere que la producción biológica necesitaba un tiempo de adaptación para dar respuesta a los cambios de temperatura puntuales. En cualquier caso, las mencionadas tendencias no muestran

una pauta repetitiva ni homogénea, apareciendo en momentos puntuales, sin dependencia de otros parámetros orbitales.

Ciclos climáticos de unos 5 k.a. han sido observados también en otras sucesiones geológicas (Boulila, 2010b; Wu et al., 2012), relacionándose con variaciones en la insolación producidos por cambios milenarios en parámetros orbitales terrestres. Asimismo, en depósitos cuaternarios subacuáticos (marinos someros, marinos profundos y lacustres) se ha detectado la existencia de ciclos con un periodo menor a 12 k.a. denominados conjuntamente ciclos de Sub-Milankovitch y otros eventos climáticos abruptos puntuales de menor extensión temporal (de centenares a un par de miles de años; e.g., Dryas reciente y Antiguo, Eventos Dansgaard-Oescher, Eventos Bond y Stadial/Interstadial) sin seguir ningún patrón cíclico (Clement & Peterson, 2008). En la actualidad, el origen de estos ciclos y episodios puntuales de menor escala temporal, todavía no es bien conocido. Las variaciones puntuales en la señal isotópica del oxígeno de Sopelana podrían estar potencialmente relacionadas con variaciones ambientales puntuales similares a las del Cuaternario, si bien con mayor extensión temporal.

7. CONCLUSIONES

El estudio geoquímico y sedimentológico de alta resolución realizado en la sucesión del Eoceno inferior de Sopelana, junto con la posterior validación de resultados como señal primaria de la sedimentación, han desvelado que la evolución ambiental del medio pelágico estuvo controlada por variaciones oceanográficas periódicas provocadas por cambios climáticos repetitivos de origen astronómico (Fig. 25). Ha sido de gran importancia la obtención de datos con una gran frecuencia de muestreo, ya que debido al carácter tan oscilante de los datos de isótopos estables la obtención de una sola muestra por capa no habría sido representativo del carácter general de las capas.

Se han identificado variaciones en CaCO_3 y $\delta^{18}\text{O}$ relacionadas con cambios climáticos controlados por ciclos de precesión (≈ 20 k.a.). Cada ciclo precesional consta de dos configuraciones orbitales que corresponden a cada par de caliza-marga. La etapa en la que los sedimentos eran más carbonatados la temperatura era mayor (disminución del $\delta^{18}\text{O}$), lo que originaba un aumento de la producción de los organismos planctónicos calcáreos, los cuales son el principal componente carbonatado de las rocas. Estas etapas relativamente más cálidas se relacionaban con etapas precesionales con diferenciación estacional mayor, en las cuales la intensa insolación estival conseguía reducir las masas de hielo polares, permitiendo el calentamiento de las masas de agua oceánicas y una alta producción de carbonato biogénico. Al contrario, las etapas en las que se sedimentaban las margas correspondían a épocas relativamente más frías, lo que influía negativamente en la producción biológica de los mencionados organismos. Estas etapas se relacionan con estadios precesionales con menor estacionalidad, en las que las temperaturas más suaves del verano no conseguían disminuir las masas de hielo polares y por lo tanto, no permitían el calentamiento de las masas de agua oceánicas.

Los resultados de CaCO_3 y $\delta^{18}\text{O}$ configuran, además, un ciclo de mayor amplitud que abarca cinco pares de caliza-marga, el cual representa un ciclo de excentricidad (100 k.a.). A lo largo del ciclo de excentricidad se observan valores de temperatura y producción

más altos en etapas de órbita más circular y una disminución general de la temperatura y la producción (sobre todo en etapas de estacionalidad mínima) cuando la órbita es más elíptica. Se ha planteado una posible influencia de las corrientes de upwelling como factor secundario influenciando que condicionan las tasas de producción biológica calcárea, acentuándose en etapas de excentricidad máxima. Esto explicaría por qué la producción biológica muestra unas amplitudes diferentes a la temperatura durante este periodo. Coincidiendo con los modelos climáticos computacionales, en Sopelana también se aprecia que estas corrientes cargadas de nutrientes, las cuales hacían disminuir la producción biológica de los organismos calcáreos, aumentaban en periodos de estacionalidad mínima (margas), debido a una intensificación de los vientos superficiales.

No se ha observado una correlación de la curva de $\delta^{13}\text{C}$ con las variaciones de CaCO_3 y $\delta^{18}\text{O}$. Dado que la señal de $\delta^{13}\text{C}$ se ve afectada por las condiciones de oxigenación del fondo, se deduce que esta característica medioambiental no variaba según los cambios climáticos precesionales y de excentricidad. Esto da entender, por lo tanto, que si la producción de carbonato era afectada por corrientes de upwelling, éstas no eran lo suficientemente fuertes como para cambiar las condiciones oxidantes del fondo marino. La señal de $\delta^{13}\text{C}$, de sufrir alguna variación en función de cambios en los parámetros orbitales terrestres, sería en función de los ciclos de oblicuidad (≈ 40 k.a.), a pesar de que la tendencia es tan ligera que no se puede confirmar como en las anteriores ciclicidades. Lo recomendable sería continuar con el estudio en detalle en tramos anteriores o posteriores de la sucesión, ya que si la tendencia, a pesar de seguir siendo leve, se mantendría se podría confirmar y habría que estudiar otros parámetros (de tipo biológico específico) para intentar determinar su origen.

Finalmente gracias a la alta resolución temporal obtenida a partir del muestreo en detalle, se ha observado la posible influencia de sub-ciclos de Milacovitch (< 12 k.a.), a modo de cambios de temperatura dentro de algunas de las capas, posiblemente relacionados con variaciones climáticas puntuales que no presentan una tendencia continua como con los mencionados ciclos orbitales. De todos modos, no se ha podido profundizar más en estos eventos, ya que la señal de $\delta^{18}\text{O}$ muestra un carácter demasiado oscilante dentro de las capas como para observar patrones climáticos fidedignos.

Cabe mencionar que en la actualidad los estudios paleoclimáticos se presentan como posibles mitigadores de las altas incertidumbres (principalmente introducidos por desconocimiento de procesos climáticos de retroalimentación) de los modelos climáticos del futuro. El Eoceno (hace 55-35 M.a.) es uno de los periodos más interesantes para realizar este tipo de estudios, ya que se caracteriza por incluir episodios de cambio climático de diferentes magnitudes y naturaleza. Dentro de este periodo, el Eoceno inferior en el que se han realizados el presente trabajo destaca por su clima extremadamente cálido, relacionado a una atmósfera con unas concentraciones muy altas de gases de efecto invernadero, similar a la situación que se predice que llegará de nuevo la Tierra por consecuencia de las emisiones actuales. Es importante conocer cómo actúan los procesos en estas condiciones ambientales para ayudar en la correcta definición de los modelos que simulen los sistemas climáticos del futuro.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barnolas, A., Teixell, A., Samsó, J.M. and Zamorano, M. (1992): Estructura y evolución sedimentaria del sector central de la Cuenca Surpirenaica. II/ Congr. Ceol. Espal1a y VII Congr. Latinoamer. Ceol., Salamanca, Libro-guía excursiones, 74-114.
- Bathurst, R. G. C. (1991): Pressure-dissolution and limestone bedding: the influence of stratified cementation, in G. Einsele, W. Ricken, and A. Seilacher, eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*, Berlin, Springer-Verlag, p. 450-463.
- Berger, W. H., & Keir, R. S. (1984): Glacial-Holocene changes in atmospheric CO₂ and the deep-sea record. In: Hansen, J. E., and Takahashi, T., *Climate processes and climate sensitivity*. Geophys. Monogr. 29. 337-351.
- Berger, A., Loutre M. F., and Laskar J. (1992): Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimatic studies. *Science* 255:560–566.
- Boulila, S., De Rafaelis, M., Hinnov, L. A., Gardin, S., Galdrun, B., Collin, P. (2010a): Orbitally forced climate and sea-level changes in the Paleoeceanic Tethyan domain (marl-limestone alternations, Lower Kimmeridgian, SE France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 292, 57–70.
- Boulila, S., Galbrun, B., Hinnov, L.A., Collin, P.Y., Ogg, J.G., Fortwengler, D., Marchand, D., (2010b): Milankovitch and sub-Milankovitch forcing of the Oxfordian (Late Jurassic) Terres Noires Formation (SE France) and global implications. *Basin Research* 22, 717–732.
- Clement, A.C. & Peterson, L.C. (2008): Mechanisms of abrupt climate change of the last glacial period. *Rev. Geophys.* 46, RG4002 (2008)
- Cronin, T. M. (1999): *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press, New York.
- Cuevas, J., Eguiluz, L., Ramón-Lluch, R., Tubía, J.M., (1982): Sobre la existencia de una deformación tectónica compleja en el flanco N del sinclinal de Oiz-Punta Galea. Nota preliminar. *Lurralde. Investigación y espacio*, 47 61.
- Cuevas J. and Tubía J.M. (1999): The discovery of scapolite marbles in the Biscay Synclinorium (Basque-Cantabrian basin, Western Pyrenees): geodynamic implication. *Terra Nova*, 11, 259–265, doi:10.1046/j.1365-3121.1999.00255.
- D'haenens, S, Bornemann, A, Claeys, P, Röhl, U, Steurbaut, E and Speijer, RP (2014) A transient deep-sea circulation switch during Eocene Thermal Maximum 2. *Paleoceanography*, 29. doi:10.1002/2013PA002567
- Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Lorito, S., (2003): Untangling the Palaeocene climatic rhythm; an astronomically calibrated early Palaeocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaia (Basque Basin, northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters* 216, 483–500.

- Domínguez, E., Echeberria, J., Gómez-Urtasun, I., Ibisate R., Martínez-García, B. y Elorza J. (2007). Espesores y contenido de CaCO_3 en los apres marga-caliza del Daniense (Sopelana, Arco Vasco). *Geogaceta*. 41, 67-70
- Einsele, G. & Ricken, W. (1991): Limestone-marl alternation: an overview. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (Eds G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher), pp. 23-47. 8 Springer-Verlag, New York
- Elorza, J., Orue-Etxebarria, X. y Lamolda, M. (1984): Existencia de una fracturación intensa en el área de Sopelana. En: *I Congreso Geológico de España. Comunicaciones*, 3, 177-188.
- Emiliani, C. (1978): The cause of ice-ages. *Earth planet. Sci. Lett.* 37, 349-352.
- Faure, G. (1986.): *Principles of Isotope Geology*. 2nd edition. Ed. J. Wiley & Sons. New York. 590p.
- Feuillée, P. & Rat, P. (1971): Structures et paléogéographies pyrénéo---cantabriques. En: *Histoire Structural du golfe de Gascogne* (J. Debysier, X. Le Pichon, L. Montardet, Eds.), Publ. l'inst. Français Pétrole, Coll. Et Sémin, Ed. Technip., 2: 1---48.
- Fischer, AG., De Boer, P.L., Premoli-Silca (1989): Cyclostratigraphy. In: Ginsburg RN, Beaudoin B. (Eds), *Cretaceous resources, rhythms, and events*. NATO ASI ser C., Kluwer, Dordrecht. 304: 139-172.
- Folk, R.L., (1962.): Spectral subdivision of limestone types, in Ham, W.E., ed., *Classification of carbonate Rocks-A Symposium: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 1, p. 62-84
- Gibbs, S.J., Bown, P.R., Murphy, B.H., Sluijs, A., Edgar, K.M., Palike, H., Bolton, C.T. and Zachos J. C. (2012): Scaled biotic disruption during early Eocene global warming events, *Biogeosciences*, 9, 4679–4688, doi:10.5194/bg-9-4679-2012.
- Gibson, T.G., (1989): Planktic benthic foraminiferal ratios: modern patterns and Tertiary applicability. *Marine Micropaleontology*, 15: 29–52
- González, E. (2002): Aplicación de análisis de series de tiempo para la determinación de ciclicidad en el límite cretácico/Terciario (Occidente de Venezuela). Trabajo especial de grado. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- House M. R. (1995): *Orbital forcing timescales: an introduction*. Geological Society, London, Special Publications; v. 85; p. 1-18
- Huber, M., and R. Caballero (2003), Eocene El Niño: Evidence for robust tropical dynamics in the “hothouse,” *Science*. 299, 877–881
- Husson D., Thibault N., Galbrun B., Gardin S., Minoletti F., Sageman B. & Huret E. (2014): Lower Maastrichtian cyclostratigraphy of the Bidart section (Basque Country, SW France): A remarkable record of precessional forcing, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 395, 176-197.

- Imbrie, J., Shackleton, N.J., Pisias, N.G., Morley, J.J., Prell, W.L., Martinson, D.G., Hays, J.D., McIntyre, A., Mix, A.C., (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds.), *Milankovitch and Climate: understanding the response to astronomical forcing*. D.Reidel, Hingham, Massachusetts, USA, pp. 269- 305.
- Iridoy, P, Zudaire, S., Azaguirre, M., Dorronsoro, A., Olano, G., Beriain, E., Usarbarrena, A. y Elorza, J. (2010): Variaciones de color y contenido de CaCO_3 en los pares marga-caliza del Maastrichtiense superior y Eoceno inferior en Sopelana (Arco Vasco): reflejo de cambios paleoambientales. *Geogaceta*. 49:91-94.
- Jiménez-Berrosco, A., Elorza, J., MacLeod, K. G., (2012): Proximate environmental forcing in fine-scale geochemical records of calcareous couplet (Upper Cretaceous and Paleocene of the Basque-Cantabrian Basin, eastern North Atlantic). *Sedimentary geology*, 284-285, 76-90.
- Maslin, M.A. & Swann, G.E. A., (2005). Isotopes in marine sediments. In: Leng, M.J. (Ed.), *Isotopes in Paleoenvironmental Research*. Springer, Dordrecht, Netherlands, pp. 227-290.
- Marshall, J. D., (1992): Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geol. Mag.* 129, pp. 143-160.
- Martínez-Braceras, N. & Payros, A. (2014): Influencia de los ciclos de precesión de Milankovitch en los depósitos turbidíticos eocenos de Gorrondatxe. *Geogaceta*. 55, 19-22
- Miller, K. G., Wright, J. D., Browning, J. V. (2005): Visions of ice sheets in a greenhouse world. *Marine Geology*. 217: 215-231.
- Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: *Thrust Tectonics* (Ed. K.R.M. Clay), pp. 235-246. Chapman & Hall, London.
- Muñoz, J.A. (2002) Alpine Tectonic I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. Tectonic setting; The Pyrenees. *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.), Geol. Soc. (London), 370-385.
- Mutti, E., Remacha, E., Sgavetti, M., Rosell, J., Valloni, R. and Zamorano, M. (1985): Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, south-central Pyrenees. *LA.S. 6th European Regi.*
- Mutti, M & Hallock, P., (2003): Carbonate system along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*. 92:465-475.
- Nigam, R., & Heriques, P.J. (1992): Planktonic percentage of foraminiferal fauna in surface sediments of the Arabian Sea (Indian Ocean) and a regional model for paleodepth determination. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91 (1-2), pp. 89-98.
- Parker, F.L. (1954): Distribution of the Foraminifera in the northeastern Gulf of Mexico. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, 111(10):454-588.

Payros, A., X. Orue-Etxebarria, and V. Pujalte (2006): Covarying sedimentary and biotic fluctuations in Lower-Middle Eocene Pyrenean deep-sea deposits: Palaeoenvironmental implications, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 234, 258–276,

Payros, A., X. Orue-Etxebarria, G. Bernaola, E. Apellaniz, J. Dinarès-Turell, J. Tosquella, and F. Caballero (2009a): Characterization and astronomically calibrated age of the first occurrence of *Turborotalia frontosa* in the Gorrondatxe section, a prospective Lutetian GSSP: Implications for the Eocene time scale, *Lethaia*, 42, 255–264, doi:10.1111/j.1502-3931.2008.00142.x.

Payros A., Tosquella J., Bernaola G., Dinarès-Turell J., Orue-Etxebarria X., Pujalte V. (2009b): Filling the North European Early/Middle Eocene (Ypresian/Lutetian) boundary gap: Insights from the Pyrenean continental to deep-marine record. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 280: 313-332.

Payros A. & Martínez-Braceras N. (2014): Orbital forcing in turbidite accumulation during the Eocene greenhouse interval. *Sedimentology*. 61: 1411-1432. doi: 10.1111/sed.12113

Pisias, N. G. and Imbrie J., (1986/87). Orbital geometry, CO₂ and Pleistocene climate. *Oceanus* 29:43–49.

Prell, W. L. & Kutzbach J. E. (1987): Monsoon variability over the past 150.000 years. *J-Geophys Res.* 92: 8411-8425.

Pujalte, V.; Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X. & Payros, A. (1998): The Paleocene of the Basque Country, W Pyrenees, Spain: facies and sequence development in a deep-water starved basin. In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T. & Vail, P.R., eds.). Society for Sedimentary Geology, Tulsa, USA; S.E.P.M. Special Publication, No. 60, p. 311-325; ISBN: 1-56576-043-3.

Pujalte, V., Robles, S., Orue-Etxebarria, X., Baceta, J.I., Payros, A., Larruzea, I.F., (2000): Uppermost Cretaceous–Middle Eocene strata of the Basque–Cantabrian Region and western Pyrenees: a sequence stratigraphic perspective. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 13, 191–211.

Pujalte, V., Baceta, J.I., Payros, A., (2002): Chapter 13: Tertiary: Western Pyrenees and Basque–Cantabrian region. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geol. Soc., London, pp. 293–301.

Sarnthein, M. & J. Fenner. (1988): Global wind-induced change of deep-sea sediment budgets, new ocean production and CO₂ reservoirs about 3.3-2.35 Ma BP. *Philos Trans R. Soc. Lond. B.* 318:487-504

Schrag, D. P. (1999): Effects of diagenesis on the isotopic record of Late Paleogene Tropical sea surface temperature. *Chem Geol.* 161, 215-224.

Scholle, P.A., Bebout, D.C. & Moore, C.H. (eds) (1983): Carbonate depositional environments. *Memoir of the American Association of Petroleum Geologist*, No. 33.

- Schwarzacher, W. (1991): Milankovitch Cycles and the Measurement of Time (Eds G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher), pp. 855-863. 8 Springer-Verlag, New York
- Schwarzacher W. (1993): Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory. *Developments in Sedimentology* 52, Elsevier, Amsterdam.
- Serrano, A., Martínez del Olmo, W. (1990): Tectónica salina en el dominio Cántabro-Navarro: evolución, edad y origen de las estructuras salinas. In F. Orti et al. eds. *Form. Evap. Cuenca Ebro*. ENRESA. GPPG., Univ. Barcelona. Pp. 39-53.
- Sloan, I. C. & Huber, M., (2001): Eocene Oceanic Responses to Orbital Forcing on Precessional Time Scales. *Paleoceanography*. 16-1:101-111.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G, Collinson, J.D. (1996): Deep seas. H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments* (3rd ed.), Blackwell Science (1996), pp. 395-454
- Sundquist, E. T., Broecker, W. S. (1985): American Geophysical Union., & Chapman Conference on Natural Variations in Carbon Dioxide and the Carbon Cycle. *The Carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations, Archean to present*. Washington, D.C: American Geophysical Union.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P. (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 pp.
- Van Marle L.J., Van Hinte J.E. , Nederbragt A.J. (1987): Plankton percentage of the foraminifera fauna in seafloor samples from the Australian-Irian Jaya continental margin, Eastern Indonesia *Marine Geology*, 77, pp. 151-156
- Verges, J., Milla'n, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cires, J., Den Bezemer, T., Zoetmeijer, R., Cloetingh, S., (1995): Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-, and post-collisional crustal-scale cross sections. *Mar. Pet. Geol.* 12, 893- 915.
- Weedon, G. (2003): *Time series analysis and cyclostratigraphy: Examining stratigraphic records of environmental Cycles*. Cambridge university press, New York.
- Wright, RG, (1977): Planktonic-benthonic ratio in foraminifera as paleobathymetric tool. Quantitative evaluation. *Ann. Am. Assoc. Pet. Geol. and Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Conv.*, Washington, DC, p. 842
- Wu, H.; Zhang, S.; Feng, Q.; Jiang, G.; Li, H.; Yang, T. (2012): Milankovitch and sub-Milankovitch cycles of the early Triassic Daye Formation, South China and their geochronological and paleoclimatic implications. *Gondwana Research*. 22:748-759
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K. (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science*, 292, 686-693.
- Zachos, J. C., McCarren, H., Murphy, B., Rohl, U., and Westerhold, T. (2010): Tempo and scale of late Paleocene and early Eocene carbon isotope cycles: Implications for the origin of hyperthermals, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 299, 242-249, 2010 Pag.14