

UNIVERSIDAD
DE
ZARAGOZA

RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL
EVENTO DE EXTINCIÓN DE LOS
FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS DEL LÍMITE
EOCENO/OLIGOCENO EN EL CORTE DE
FUENTE CALDERA (CORDILLERAS BÉTICAS,
PROVINCIA DE GRANADA, ESPAÑA).

TRABAJO FIN DE MASTER:
Alba Legarda Lisarri

DIRECTORES:
Eustoquio Molina Martínez
Ignacio Arenillas Sierra

Departamento de Ciencias de la Tierra

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer este trabajo a mis directores, el Catedrático Eustoquio Molina y el Doctor Ignacio Arenillas, por haberme permitido iniciarme en la investigación junto a ellos y a la Doctora María Auxilio Álvarez, por orientarme en los primeros pasos de este proyecto.

No puedo olvidar mencionar a todos los investigadores que han trabajado en este tema antes que yo, gracias a los cuales he tenido información suficiente para poder realizar esta pequeña investigación, en especial a Helen Coxall, por haberme facilitado los datos isotópicos, y a Raquel Fenero, porque su tesis me ha sido de gran ayuda.

Este trabajo ha sido el resultado directo de un largo año de aprendizaje. Pero ese año no hubiera llegado nunca sin los otros tantos que le preceden, esos años en los que elegí el camino de la geología, o él me eligió a mí. Y gracias a la gente que me ha apoyado durante todo este proceso he llegado hasta este punto. Intentaré nombrar a los más relevantes, pero ya, antes de comenzar, sé que muchos van a faltar.

Todo comenzó una gris mañana de septiembre en la Universidad del País Vasco, de la que no puedo pasar sin agradecer a todos los profesores que fueron enriqueciendo mis conocimientos sobre la geología. Por eso, este trabajo esta dedicado a ellos también, en especial a Xabier Murelaga, Aitor Payros y Pablo Pueyes. Como olvidar a Miren Mendía, Arantza Aranburu y Arturo Apraiz por todo lo que nos enseñaron en campo, y a los compañeros, especialmente a Katixa, Iratxe, Saioa, Ariane y Roi, que hicieron otro tanto.

A Patricia Larrea, porque el día que decidí que quería investigar, seguramente ella estaba cerca de mí. Por todo lo que me ha enseñado y cuidado. ¡Y alimentado!

A la Doctora Giovanna Della Porta, con la que tuve la oportunidad de realizar un trabajo tutelado.

A Oscar Escolero, por permitirme trabajar a su lado y mostrarme los entresijos del mundo de la Hidrogeología.

A Gilberto Silva y Alfredo Victoria, porque la palabra “maestro” tomó sentido cuando los conocí.

A Ania Yarazeth, Mildred, Jazmín, Gabriela, Paquito, Jessica y todos los *compas* de la UNAM por dárme todo sin esperar nada a cambio, desde el primer día que me vieron aparecer por la puerta. Y sobre todo por enseñarme los volcanes, *Popocateptl* e *Izztazihuatl*.

A mi “laguna” Alex, por brindarme todo su apoyo, sabiduría y amistad, tanto en los momentos buenos como en los difíciles. A Yulang, por ser mi compañera allá en el otro lado del mundo, en medio de la nada. Y a Diana, porque me ayudó a dar los primeros pasos cuando volví a nacer.

A Uxue y Adriana, por ayudarme a darle una bocanada de aire fresco a mi vida.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

A los compañeros del Área de Paleontología, en especial a José Antonio Arz, Irene Pérez y Jorge Colmenar porque sus ideas y consejos han sido de gran ayuda a la hora de realizar este trabajo. Por no hablar del apoyo moral.

Pero por encima de todo, se lo dedico a quienes han estado incondicionalmente apoyándome, quienes han sido mi fuente de energía cuando no veía la luz al final del túnel y quienes me han ayudado a hacer mis sueños realidad: Merche y Javier.

La siguiente recta en este camino espero que sea seguir aprendiendo y trabajando en desenmascarar los misterios que las rocas guardan celosamente. Por eso también se lo dedico a la gente que esta por venir.

Gracias a la vida, que me ha dado tanto.

Y a ti, que me lees.

Índice

Agradecimientos	1
Índice	3
RESUMEN	6
ABSTRACT	6
1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. Foraminíferos planctónicos	7
1.1.1. Alimentación	7
1.1.2. Reproducción	8
1.1.3. Ontogenia	8
1.1.4. Sistemática	8
1.1.5. Ecología	9
2. MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES	10
2.1. Marco geológico histórico	10
2.2. Antecedentes del área de estudio	10
3. OBJETIVOS	12
3.1. Objetivo general	12
3.2. Objetivos particulares	12
4. ÁREA DE ESTUDIO	13
4.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	13
4.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA	14
4.3. DESCRIPCIÓN DEL AFLORAMIENTO	15
5. METODOLOGÍA	17
5.1. METODOLOGÍA DE CAMPO	17
5.2. METODOLOGÍA DE LABORATORIO	17
5.2.1. Lavado de muestras (Levigado)	18
5.2.2. Observación, clasificación y cuantificación	19

5.3.	Procesamiento de datos.....	19
5.3.1.	Base de datos	19
5.3.2.	Bioestratigrafía.....	19
5.3.2.1.	Biozona <i>T. cocoaensis</i> (enmendada por GONZALVO, 2002):	20
5.3.2.2.	Biozona <i>C.lazzarii</i> (enmendada por GONZALVO, 2002):.....	20
5.3.2.3.	Biozona <i>P. increbescens</i> (enmendada por GONZALVO, 2002):.....	21
5.3.3.	Elaboración del gráfico de distribución estratigráfica.....	21
5.3.4.	Análisis multivariado: análisis de componentes principales.....	21
5.3.5.	Análisis paleoecológico	22
5.3.5.1.	Índices ecológicos:.....	22
5.3.5.2.	Índices paleoclimáticos:	24
5.4.	Análisis isotópico.....	26
5.5.	Imágenes con sem.....	27
6.	RESULTADOS	28
6.1.	Bioestratigrafía:.....	29
6.2.	Análisis multivariado:.....	32
6.3.	Análisis Paleoecológico:	36
6.4.	Análisis isotópico:.....	38
6.5.	Imágenes con sem:.....	39
7.	DISCUSIÓN.....	40
8.	CONCLUSIONES	43
9.	BIBLIOGRAFÍA.....	44

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

RESUMEN

El presente estudio se centra en el límite Eoceno-Oligoceno, marcado por un evento de extinción asociado a un enfriamiento global que sucedió hace aproximadamente 33.7 millones de años, el cual fue datado en las capas volcanosedimentarias de el GSSP en Massignano. Se realiza un estudio cuantitativo y de alta resolución de los foraminíferos planctónicos preservados en los sedimentos hemipelágicos muestreados en las Cordilleras Béticas (provincia de Granada) correspondientes a las edades Priaboniense (Eoceno Superior) y Rupeliense (Oligoceno Inferior).

Tomando como base el estudio cuantitativo, la abundancia de especies y la estructura comunitaria, se establece su variabilidad en el tiempo y se infieren el patrón y las causas de la extinción de los foraminíferos planctónicos y las condiciones paleoclimáticas. Estas inferencias se realizan correlacionando los índices ecológicos, paleoclimáticos y el análisis de isótopos en roca total.

Se han identificado tres biozonas (Zonas de *Turborotalia cocoaensis*, *Cribohantkenina lazzarii*, y *Paragloborotalia increbescens*), y se ha constatado que la extinción es un fenómeno gradual rápido que coincide con el enfriamiento del inicio del Oligoceno.

ABSTRACT

The current study is focused on the Eocene and Oligocene boundary, which is marked by an extinction event associated to a global cooling that happened about 33.7 M.y. ago, that was dated in the GSSP in Massignano. A quantitative and high-resolution sampling was made to study the planktic foraminifera that were preserved in the hemipelagic sediments, from the Betic Cordillera (Granada province). These sediments correspond to the Priabonian (Upper Eocene) and Rupelian (Lower Oligocene) ages.

In this work it has been established the variability in time of the community structure, based in the abundance of species. Also, the pattern and causes involving the planktic foraminifera extinctions and paleoclimatic changes have been established. These inferences have been made by correlating the ecologic and paleoclimatic indexes and the bulk sediment isotope analysis.

Three biozones were identified (*Turborotalia cocoaensis*, *Cribohantkenina lazzarii*, and *Paragloborotalia increbescens*), and it has been proved that the extinction was a gradual and rapid event coinciding with the beginning of the Oligocene.

1. INTRODUCCIÓN

Las Épocas Eoceno y Oligoceno han sido de gran interés a causa de las importantes variaciones climáticas y sus efectos en la circulación oceánica, en concreto el cambio producido por el desarrollo de una criosfera en el Antártico ([Miller et al., 1998](#)).

Estos cambios en el clima tienen efectos sobre los organismos, en especial, sobre aquellos que viven bajo condiciones más restringidas. Entre los foraminíferos planctónicos actuales hay organismos de altas y bajas latitudes, con diferente distribución en profundidad y también los hay cosmopolitas ([Gupta, 1999](#)). Aplicando el principio del actualismo, es posible inferir la paleoecología de las comunidades fósiles, como han hecho autores como [Pearson et al. \(2006\)](#) y [Spezzaferri \(1995\)](#), y así poder hacer la reconstrucción de eventos (sucesión de especies o extinciones) y/o procesos ambientales.

Ahora bien, los foraminíferos planctónicos han sido más utilizados para establecer la bioestratigrafía, ya que tienen varias características que los hacen muy útiles para ello: (a) un registro fósil muy continuo en sedimentos carbonatados de cualquier latitud, (b) una rápida evolución y (c) gran abundancia en el ecosistema marino desde el cretácico, lo que se traduce en una gran abundancia en las rocas sedimentarias pelágicas marinas. Por todas estas características son una herramienta que permite hacer dataciones y correlaciones de muy alta resolución.

1.1. FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Los foraminíferos planctónicos son organismos del Reino Protista, Subreino Protozoa, Superphylum Sarcodina, Phylum Rhizopoda, Clase Granoreticulosa, Orden Foraminiferida (Eichwald, 1830), Suborden Globigerinina (Delage y Herouard, 1896), y dentro de este suborden hay 7 superfamilias (Loebich y Tappan, 1992). Estos existen desde la época Jurásica, pero su comportamiento en el pasado se infiere aplicando el actualismo, es decir, basándose en las especies actuales. Los foraminíferos son eucariotas, unicelulares, heterótrofos, omnívoros y se reproducen sexualmente ([Hemleben et al., 1989](#)). Tienen estructuras duras, llamadas testas o conchas, las cuales están compuestas por CaCO_3 hialino. Son de aspecto transparente y vítreo si la pared es fina o blanca traslúcida cuando el espesor de la pared de la concha es mayor; son estas la que al morir los organismos caen y se preservan en los fondos oceánicos, de ahí su importancia para hacer reconstrucciones paleoceanográficas, paleoecológicas y paleoclimáticas ([Gupta, 1999](#)). Hay dos grandes grupos de especies dependiendo de la morfología: especies globosas y espinosas, y especies de cámaras alargadas y finamente perforadas ([Molina, 2004](#)).

1.1.1. ALIMENTACIÓN

Los foraminíferos utilizan diferentes mecanismos tróficos para alimentarse. El tipo de mecanismo utilizado dependerá del medio donde vivan y de las especies en concreto. Las especies carnívoras, mediante mecanismos de pastoreo, pueden alimentarse de fitoplancton,

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

bacterias y partículas orgánicas. Existen ciertas generalidades, por ejemplo, la alimentación de las especies espinosas es preferentemente carnívora a base de copépodos, mientras que las especies no espinosas consumen diatomeas y pequeños radiolarios ([Hemleben et al., 1989](#)). El alimento es capturado por los pseudópodos y transportado hacia el endoplasma. Algunas especies presentan simbiosis con crisofitas (dentro de las cuales están las diatomeas) o dinoflagelados los cuáles les proporcionan al menos tres tipos de ventajas; a) obtienen energía de la fotosíntesis (N y P en formas en las que el organismo las puede utilizar); b) favorecen la calcificación (los foraminíferos planctónicos son responsables del 20% de la producción de carbonato (Langer, 1997, citado en [Gupta, 1999](#))) ; y c) el alga simbiótica capta los productos de desecho, lo cual, a su vez, mejora la calcificación ([Gupta, 1999](#)).

1.1.2. REPRODUCCIÓN

Después de numerosas investigaciones, se ha encontrado que los foraminíferos planctónicos solamente se reproducen sexualmente ([Gupta, 1999](#)). Lo hacen liberando células flageladas similares a gametos. Para ello, el organismo baja a mayor profundidad, se pierden las espinas por disolución y se recalifica la superficie. Después, los fragmentos de las espinas se expulsan y se contrae el citoplasma que rodea la concha. Los simbioses, en caso de tenerlos, son consumidos o expulsados. Posteriormente el citoplasma se vuelve granular y lechoso, concentrándose en la abertura de la concha y aumentando en forma de burbuja. Para finalizar, explota y libera los gametos, que se alejan nadando mientras que la concha vacía cae al fondo. El ciclo reproductivo de las especies espinosas que viven en la zona fótica es lunar o semilunar, y el de las no espinosas es anual o semianual ([Molina, 2004](#)).

1.1.3. ONTOGENIA

La ontogenia de la concha se divide en cinco estadios ([Hemleben et al., 1989](#)), lo que hace difícil las identificaciones con base en la morfología. Para ello, en un estudio como el presente, se observarán a más detalle los organismos de mayor tamaño (fracción mediana, ver apartado 7.2.1), ya que son los adultos ([Molina, 2004](#)).

1.1.4. SISTEMÁTICA

La identificación de las especies de foraminíferos se basa principalmente en los caracteres y la morfología de la concha ([Blow, 1979](#)). La sistemática de los géneros y especies presentes en el límite Priaboniense/Rupeliense se ha basado en [Molina \(1979\)](#), [Gonzalvo \(2002\)](#), [Pearson \(2006\)](#), [Cruz \(2008\)](#) y [Fenero \(2010\)](#). Las especies que se han identificado se encuentran en el anexo 1.

1.1.5.ECOLOGÍA

Respecto a su ecología, constituyen el 10 % del zooplancton, aunque a veces llegan al 60 %. Tienen un modo de vida pelágico y son estenohalinos. Su distribución en la columna de agua está limitada por su morfología; las especies globosas y espinosas se encuentran cerca de la superficie, entre 10 y 100m y las especies de cámaras alargadas y finamente perforadas se encuentran en medios más profundos, entre 100 y 150m. La mayoría de las especies espinosas tienen simbiontes fotosintéticos (dinoflagelados y crisofitas), de los que reciben oxígeno o a veces ingieren, por lo que reducen su hábitat a la zona fótica. Tienen una amplia distribución biogeográfica; la mayor abundancia está en latitudes tropicales y polares y proliferan en zonas cercanas al talud, ya que hay un gran afloramiento de aguas frías, ricas en nutrientes ([Molina, 2004](#)).

Dependiendo del organismo con el que estén en simbiosis, viven a diferentes profundidades de la columna de agua, ya que los pigmentos fotosintéticos de los distintos grupos algales se producen por rayos de diferentes longitudes de onda. Los foraminíferos en simbiosis con dinoflagelados habitan en profundidades de 60 a 70m, y aquellos en simbiosis con diatomeas pueden vivir a mayores profundidades (alrededor de 130m), ya que utilizan la luz en los rangos de azul a verde (Leutenegger, 1984, citado en [Gupta, 1999](#)).

En el apartado de metodología para interpretaciones paleoecológicas (6.3.5.2.2.) se detallan las condiciones ambientales propicias para cada especie estudiada.

2. MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

2.1. MARCO GEOLÓGICO HISTÓRICO

En el límite Eoceno/Oligoceno hubo una sucesión de importantes cambios climáticos; fue una transición entre el clima cálido y sin casquetes de hielo en los polos del Eoceno y, un clima global más frío y heterogéneo con casquetes de hielo en los polos del Oligoceno. Fue más acentuado su efecto en latitudes altas (45° a 70° en ambos hemisferios), donde se registró un descenso rápido en la temperatura superficial de los océanos; pasó de 20° C a aproximadamente 15° C ([Liu et al., 2009](#)). En algunas zonas continentales el descenso fue de 8°C ([Zanazzi, 2007](#)), mientras que, según [Lear et al.](#), el descenso fue de aproximadamente 4° C en aguas oceánicas profundas. De igual manera, [Fenero \(2010\)](#) mencionó un incremento en la oxigenación en aguas profundas y un hundimiento cercano a 1 km en el nivel de compensación de calcita con basándose en la reconstrucción paleoambiental con foraminíferos bentónicos.

Las causas de esta transición climática no están aún bien concretadas, pero como es común en los episodios de extinción, se debe a un conjunto de causas. La más probable sugiere una variación en el ciclo del carbono global y un consiguiente descenso de los gases invernadero, concretamente, el CO₂ atmosférico, el cual pudo estar ocasionado por el aumento de la productividad ([DeConto y Pollard, 2003](#)). Las rápidas y fuertes fluctuaciones de la temperatura que generaron cambios graduales en el clima fueron, probablemente, ocasionadas por oscilaciones climáticas registradas con los ciclos orbitales ([Wade y Pälike, 2004](#)).

En la misma época se sucedieron varios cambios paleogeográficos que alteraron la circulación oceánica, como la apertura de los pasos Drake y Tasmania, que ocasionaron la separación de Antártida de Sudamérica y Australia. Algunos autores sostienen que ello generó la ACC (Corriente Circumpolar Antártica), lo que provocó la glaciación de la Antártida ([Miller et al., 2005](#)). Otros autores sugieren, por el contrario, que la formación de la ACC podría ser posterior, como consecuencia de la glaciación, y no al revés (Barker y Thomas, 2004, citados en [Fenero, R., 2010](#)).

Como consecuencia de estos sucesos, además de la antes mencionada disminución de temperatura, sucedieron variaciones relativas en el nivel del mar ([Merico et al., 2008](#)). Aparentemente, la glaciación sucedió al mismo tiempo en ambos hemisferios ([Lear et al., 2004](#)). Estos cambios climáticos tuvieron importantes consecuencias sobre la biota, produciendo una extinción de muchas de las especies que habitaban la tierra.

2.2. ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO

En un contexto general, los primeros estudios bioestratigráficos y micropaleontológicos fueron realizados de las Cordilleras Béticas fueron realizados por Colom ([1954](#), [1955](#), 1957, [1967](#)). Posteriormente, han sido realizadas monografías regionales o tesis doctorales con datos micropaleontológicos por [García-Dueñas \(1967\)](#), [Fontboté\(1970\)](#), [Foucault \(1971\)](#), [Julivert et al. \(1974\)](#), [Comas \(1978\)](#) y [Vera et al. \(1982\)](#). [Von Hillebrandt](#)

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

[\(1974\)](#), llevó a cabo un estudio bioestratigráfico con foraminíferos planctónicos y macroforaminíferos bentónicos del Paleógeno del Suroeste de España (Provincias Murcia y Alicante).

Estudios más concretos en la Sección Fuente Caldera o áreas cercanas son, el de [Martinez Gallego y Molina \(1975\)](#) sobre foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno/Oligoceno en la sección de Torre Cardela, muy cerca de la sección estudiada. [Martinez Gallego \(1974\)](#) realizó un trabajo sobre foraminíferos planctónicos del Paleógeno en varias series estratigráficas en la Zona Subbética. [Molina \(1979\)](#), analizó la distribución bioestratigráfica en el intervalo Oligoceno-Mioceno inferior del sector central de la Cordillera Bética y caracterizó los foraminíferos planctónicos. Otros estudios como el de [Comas et al., 1985](#), [Molina, 1986](#) y [Molina et al. \(1988\)](#), tratan sobre secciones cercanas a Fuente Caldera.

[Molina et al. \(1986\)](#), realizó un estudio de correlación bioestratigráfica entre el Subbético Medio y la región Umbro-Marcheana (Italia). La sección Fuente Caldera es la mejor sección española del límite Eoceno-Oligoceno, por lo que fue propuesta como candidata para la Sección y Punto del Estratotipo Global (GSSP) del Eoceno-Oligoceno ([Molina, 1986](#)). Éste título lo obtuvo la sección de Massignano, Italia ([Premoli Silva et al., 1988](#)). En Fuente Caldera, [Berthenet et al., 1985](#) realizaron estudios geoquímicos. [Monechi \(1986\)](#), [Molina \(1986\)](#) y [Molina, et al. \(1986,2004 y 2006\)](#) reportaron nanofósiles calcáreos del límite E-O y foraminíferos planctónicos y bentónicos respectivamente; este último también identificó las biozonas P15 a P20 descritas por [Blow \(1979\)](#); posteriormente hizo lo mismo para las biozonas P15 a P18 descritas por [Berggren et al., en 1995](#). Se han establecido nuevas biozonaciones en la sección, como la de [Gonzalvo \(2002\)](#) o [Cruz \(2008\)](#). Estos últimos realizaron estudios sobre la bioestratigrafía y paleoecología de los foraminíferos planctónicos en Fuente Caldera en el tránsito Eoceno-Oligoceno.

[Ortiz \(2006\)](#) realizó un estudio sobre foraminíferos bentónicos del Priaboniense-Rupeliense y reconstrucción paleoambiental, [Fenero en 2010](#) hace lo pertinente desde Eoceno terminal al Mioceno inicial, sobre taxonomía e inferencias paleoecológicas y paleoambientales.

3. OBJETIVOS

3.1. OBJETIVO GENERAL

Reconstruir los patrones de variabilidad de la comunidad de foraminíferos planctónicos fósiles preservados en los estratos del Eoceno Superior (Priaboniense) y Oligoceno Inferior (Rupeliense) en el corte de Fuente Caldera.

3.2. OBJETIVOS PARTICULARES

1. Realizar interpretaciones paleoecológicas y paleoceanográficas mediante un análisis cuantitativo y cualitativo de las asociaciones de foraminíferos planctónicos.
2. Analizar la evolución paleoambiental de las aguas del Mar de Tethys durante el Eoceno Superior y Oligoceno Inferior mediante la interpretación de la evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos.
3. Inferir a partir de los datos micropaleontológicos e isotópicos algunas de las causas que pudieron provocar el evento de extinción del Eoceno/Oligoceno.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

4. ÁREA DE ESTUDIO

4.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La sección Fuente Caldera está localizada en el término municipal de Pedro Martínez, 6.5 km al Norte del cerro Mencal, Norte de la provincia de Granada al Sur de España (Fig. 1 y 2). La sección aflora en el barranco del Gavilán, a 1 km NE del cortijo de Fuente Caldera, al que se llega por un camino que parte de la carretera que une Pedro Martínez y Villanueva de las Torres (Fenero, R., 2010). Se encuentra en la zona Subbética de la Cordillera Bética (en coordenadas UTM; zona: 30S, x: 483437m, y: 4156361m, z: 1025m), la cual es el sistema montañoso más importante de España. El clima es de tipo Csa (templado con verano seco y caluroso) según la clasificación de Köppen en su última revisión de 1936 (Agencia Estatal de Meteorología, 2011), con precipitaciones entre 400-500 l/m². Hidrográficamente se encuentra dentro de la vertiente atlántica.



Figura 1: Ubicación de la sección Fuente Caldera en Europa (Google Earth, 2010).



Figura 2: Localización de la sección Fuente Caldera en el Sur de España (Google Earth, 2010).

4.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

Las cordilleras Béticas son un sistema montañoso que se extiende en dirección O-SE a E-NE, desde el Golfo de Cádiz hasta las costas meridionales de la provincia de Valencia y Baleares ([Fenero, 2010](#)). Esta cordillera enlaza, por medio del Arco de Gibraltar, con el Rif marroquí y el Norte de África (Kabílias), se mete en Sicilia y Calabria formando el Arco Calabrés, hasta los Apeninos y Alpes. Así, el Mediterráneo Occidental forma un anillo donde las estructuras vergen hacia fuera de los arcos, y en cuyo interior se generan cuencas marinas modernas ([Vera et al., 2004](#)). Presentan un alto grado de deformación, dado que se ubican en una zona tectónicamente activa. Esta actividad está relacionada con la existencia de microplacas pertenecientes a las grandes placas de Europa, Iberia y África ([Andeweg, 2002](#)).

Durante el Mesozoico y hasta el Cretácico Inferior en el Sureste peninsular, predominaron condiciones tectónicas distensivas, lo que originó, durante el Jurásico, la aparición de un brazo de mar de dirección aproximada E-O entre la microplaca de Alborán y la placa de Iberia. En el Paleógeno y hasta el Mioceno inferior esta condición se invirtió y pasó a ser una compresión hacia el NO, lo que originó las zonas Internas Béticas y la estructuración tectónica de la cordillera ([Vera et al., 2004](#); [Andeweg, 2002](#)).

Las cordilleras Béticas se dividen en Zonas Externas e Internas. Las Zonas Externas están estructuradas en mantos que no implican al zócalo, donde el acortamiento es escaso. Las Internas están estructuradas en mantos que implican al zócalo afectado por metamorfismo, donde el acortamiento es importante. Al norte, en las Zonas Externas, se depositaron materiales del Mesozoico y Cenozoico del paleomargen continental de la Placa Ibérica, y al sur, en las Internas, se depositaron materiales de la Microplaca de Alborán. Las Zonas Externas se subdividen en Zona Prebética, que es la parte proximal del margen continental meridional Ibérico, y la Zona Subbética, al sur, que es donde se encuentra el área de estudio, cuyos materiales corresponden a la parte distal de dicho margen ([Vera et al., 2004](#)).

Tras la formación del Paleomargen Sub-Ibérico, durante el Paleoceno y hasta el Mioceno inferior se depositaron en la Zona Subbética sedimentos margosos, gradualmente más pelágicos y profundos, con intercalación de turbiditas carbonatadas ricas en macroforaminíferos. Fuente Caldera se sitúa en el área donde comenzó la erosión y redepósito de formaciones mesozoicas. Al ser un momento sinorogénico (a la par de la formación de la cordillera), se da una rápida erosión de las zonas que se elevaban. Esta evolución sinorogénica terminó en el Mioceno inferior con un cabalgamiento del Complejo Gibraltar sobre la Zona Externa (Penibética) y un plegamiento de las regiones subbéticas ([Fenero, R., 2010](#)) ([figura 5](#)).

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

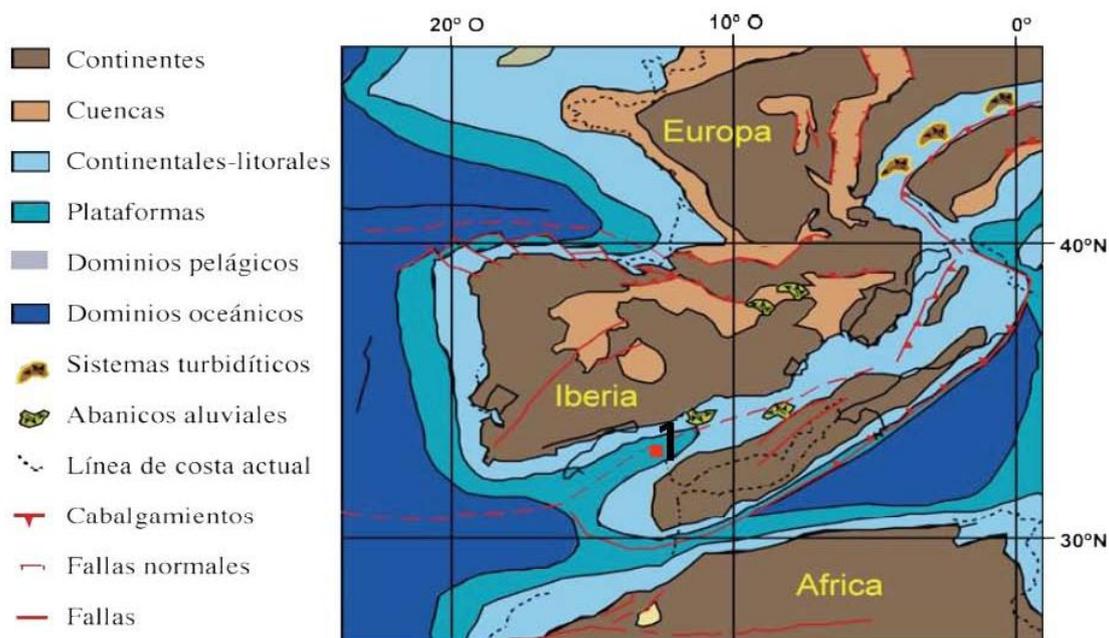


Figura 5. Reconstrucción paleogeográfica de la Península Ibérica y de la parte Oeste del mar Mediterráneo para la transición Eoceno/Oligoceno. 1, Sección Fuente Caldera. Modificado de [Andeweg \(2002\)](#).

4.3. DESCRIPCIÓN DEL AFLORAMIENTO

La sección consiste en una intercalación de margas hemipelágicas masivas y calcarenitas. El intervalo estratigráfico estudiado (3 m de potencia) incluye estratos inclinados hacia el SE y orientación de N 60E, 28 SE, mostrada en la Figura 3, hacia el Este se encuentra el Oligoceno y hacia el Oeste el Eoceno.

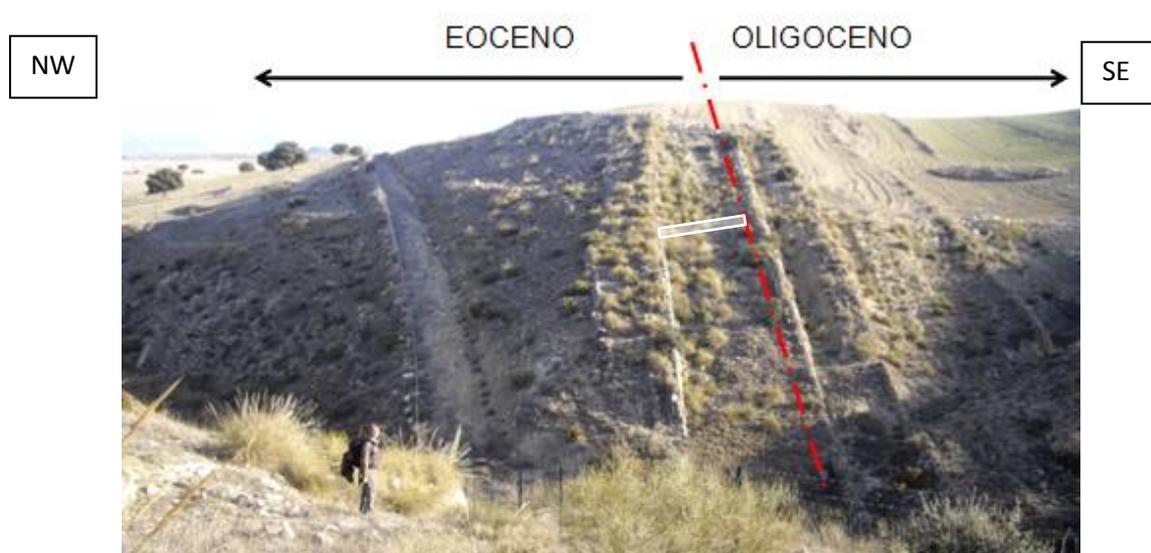


Figura 3: Afloramiento general de la Sección Fuente Caldera.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

En las margas se identifican tres superficies erosivas debido a eventos turbidíticos. Suprayacentes al límite están los estratos de calcarenitas con un espesor de aproximadamente 1 metro (Figura 4).

La sección Fuente Caldera es parte de la Formación Cañada (Grupo Cardela) ([Comas et al., 1984-85](#)), en la que se puede observar que los sedimentos consisten en calcarenitas de origen turbidítico, rítmicamente intercaladas con margas hemipelágicas gruesas. Estas margas contienen abundantes foraminíferos planctónicos, nanofósiles calcáreos, pequeños foraminíferos bentónicos comunes, algunos ostrácodos, dientes de peces y escasos fragmentos de equinoideos y moluscos ([Fenero, 2010](#)).

La sección fue propuesta como candidata para el Estratotipo del límite (GSSP) del Eoceno-Oligoceno que, finalmente, fue definida en Massignano, Italia ([Premoli Silva et al., 1988](#)).



Figura 4: Afloramiento de la Sección Fuente Caldera, donde se aprecian los horizontes de microturbiditas (rojizos). En primer plano se observan margas, y al fondo el estrato de calcarenita (roca consolidada)

5. METODOLOGÍA

La metodología se divide en tres fases: 1. Campo, 2. Laboratorio y 3. Gabinete.

5.1. METODOLOGÍA DE CAMPO

Un buen estudio micropaleontológico se basa en un adecuado diseño del muestreo. Se requiere que las muestras sean representativas y que la resolución del muestreo sea suficiente detallada como para poder analizar convenientemente el evento que se quiere estudiar. A continuación se indica como se realizó el muestreo de la sección de Fuente Caldera:

1. Se obtuvo la muestra fresca. Para evitar contaminaciones, es decir, que los microfósiles correspondientes a un nivel aparezcan en otro por contaminación superficial, se limpió la superficie del afloramiento.
2. Se tomaron muestras de aproximadamente 300 g para garantizar una cantidad suficiente de ejemplares de foraminíferos y poder realizar estudios cuantitativos e interpretaciones estadísticas ([Molina, E., 2004](#)).
3. El muestreo fue continuo y de alta resolución (cada 10 cm se tomó una muestra), ya que el objetivo es analizar en detalle un límite cronoestratigráfico ([Molina, E., 2004](#)).
4. Se realizó un correcto etiquetamiento de las muestras, pues de otro modo serían imposibles de diferenciar a simple vista. Se obtuvieron un total de 33 muestras, desde FC 0-10 hasta FC 290-300 (los tres niveles turbidíticos también se muestrearon).
5. A la par que lo anterior, se dibujó la columna estratigráfica de referencia para no perder el control sobre el muestreo, al ser la litología muy parecida y los intervalos tan pequeños.
6. Por último, las muestras se tomaron por duplicado para el análisis isotópico.

Para este muestreo micropaleontológico se requirieron las siguientes herramientas: martillo geológico, brújula, faceta estructural (objeto que sirve de apoyo para tomar las medidas de orientación con la brújula), navaja, lupa (con aumento 10 X o 20 X), ácido clorhídrico (HCl) diluido al 10 %, azadón, receptor GPS (Sistema de Posicionamiento Global), cinta métrica, libreta de campo, lápiz, hojas de papel milimetrado, cámara fotográfica, bolsas para muestras y marcador indeleble ([Silva, G., et al., 2011](#)).

5.2. METODOLOGÍA DE LABORATORIO

Una vez recogidas las muestras en el campo se trasladaron al laboratorio de levigados de la Universidad de Zaragoza para procesarlas según la metodología descrita por [Molina, E., 2004](#) y poder obtener de ellas los foraminíferos fósiles. Esta metodología se divide en dos partes: 1) el procesamiento de la muestra y 2) la identificación y conteo de las diferentes

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

especies presentes en cada muestra. Los duplicados se enviaron a la Cardiff University (Reino Unido) para la realización de los análisis isotópicos.

5.2.1.LAVADO DE MUESTRAS (LEVIGADO)

El objetivo del lavado de las muestras es poder visualizar a detalle la morfología de los foraminíferos planctónicos para poder identificarlos posteriormente. Esto es debido a que, generalmente, otro tipo de partículas sedimentarias vienen adheridas a ellos.

Para muestras de 300 g o mayores se realiza un submuestreo, es decir, la muestra se divide en dos; una parte se guarda como testigo (150 g) para utilizarla en caso de pérdida de la muestra que se está procesando, y la otra se procesa (150 g). La técnica utilizada para el procesamiento fue la de levigado descrita por [Molina, E., 2004](#).

Los materiales necesarios para el procesamiento de muestras son: reactivos (H_2O_2) y agua desionizada, picetas, pipeta de 0.5-1 ml, probeta volumétrica, vasos de precipitado de 500 ml, tamices de luz de malla de 1mm, 100 μm y 63 μm , tinte azul de metileno, lápiz, papel, etiquetas y la plantilla de registro de bitácora.

Descripción de la técnica a detalle

Con cada muestra se realizó el siguiente proceso:

Primero, se dejó secar la muestra para que el agua de poro se evaporase, y así, al humedecerla de nuevo, se disgregase más fácilmente. Después se sumergió en una mezcla de agua normal con un 10% o 15 % de agua oxigenada (H_2O_2) a 110 volúmenes y se agitó, al inicio y al final. Se tuvo cuidado de que no hirviese, porque si en un futuro se quisieran hacer estudios isotópicos, se podría alterar la señal del $\delta^{18}O$.

Pasado un tiempo (aproximadamente 1 día), la muestra se disgregó y así se pudo pasar por unos tamices de lavado. Primero se lavó la muestra sobre el tamiz de menor luz de malla, poniéndola bajo un chorro de agua, en este caso 63 μm . Así se terminó de disgregar, las sales se eliminaron, y se desechó el sedimento restante, es decir, las arcillas. Seguidamente, los tamices se ordenaron por luz de malla decreciente: 1 mm, 100 μm y 63 μm , para introducir la muestra en el de mayor luz de malla y con ayuda del chorro de agua, el sedimento se fraccionase por tamaños en los diferentes tamices, obteniendo fracción fina, fracción mediana y fracción gruesa.

Cada vez que se finalizó el tamizado de una muestra, los tamices se tiñeron de azul de metileno, para que los residuos que hubieran quedado en el tamiz fueran detectables en la siguiente muestra, para saber si la muestra estaba contaminada o no de la anterior. Se llevó el residuo (lo recogido por cada tamiz) al estereoscopio para verificar si, en efecto, los fósiles estaban limpios, y se guardó por tamaños en los viales, obteniendo 3 viales por muestra (3x33). Para su secado en horno, se tuvo en cuenta de no someter la muestra a temperaturas mayores a los 50 °C, por si se quisieran realizar estudios isotópicos sobre la concha de los microfósiles.

5.2.2.OBSERVACIÓN, CLASIFICACIÓN Y CUANTIFICACIÓN

Cada muestra se cuarteó en un microcuarteador, una pequeña fracción se puso, bien esparcida, en una bandeja micropaleontológica y se exploró al estereoscopio (objetivo 2X a 4X, ocular 10X). Con un pincel (no. 0) húmedo, se hizo una búsqueda exhaustiva de las especies índice para determinar a que biozona correspondía cada muestra y acotar bien los límites de las biozonas. Posteriormente, se procedió a la identificación, y conteo de las diferentes especies de foraminíferos planctónicos. Se contaron alrededor de 100 ejemplares por muestra y se identificaron hasta el nivel especie para realizar un análisis de la estructura de la comunidad de foraminíferos planctónicos. Los ejemplares de cada especie se colocaron en orden y bien etiquetadas, en celdillas numeradas, en las que se pegaron con goma de tragacanto.

Para identificar las especies presentes en las muestras se utilizaron los trabajos de [Blow, 1979](#), [Molina, 1979](#), [Gonzalvo, 2002](#), [Pearson, 2006](#) y [Cruz, 2008](#).

El proceso de cuantificación se realizó desde la muestra FC 60-70 hasta la FC 290-300, ya que el principio de la columna contenía muchas partículas resedimentadas (FC-0-10 a FC . 50-60). En las muestras de los niveles identificados como turbiditas, tampoco se realizó este proceso (FC 145-150 y FC 230-240).

5.3. PROCESAMIENTO DE DATOS

5.3.1.BASE DE DATOS

Una vez obtenidos los 100 ejemplares por muestra, se elaboró la tabla de datos, con el número de muestra en el eje "X", el nombre de la especie en el eje "Y" y se obtuvo el número de ejemplares de cada una de las especies presentes en cada una de las muestras.

5.3.2. BIOESTRATIGRAFÍA

Desde 1970, la mayoría de los especialistas en foraminíferos planctónicos coinciden en fijar el límite Eoceno/Oligoceno en el biohorizonte de extinción de la última asociación de foraminíferos planctónicos típica del Eoceno (*Cribohantkenina*, *Hantkenina*, *T. cerroazulensis* s.l., etc.) ([Cruz, 2008](#)). [Gonzalvo](#) (2002), establece que en las Cordilleras Béticas la parte terminal del Eoceno se caracteriza por una extinción gradual rápida de los taxones eocenos más típicos, en el siguiente orden: primero las especies *Turborotalia cocoaensis* y *cunialensis* e inmediatamente después las especies *Hantkenina alabamensis*, *Cribohantkenina lazzarii* y *Pseudohastigerina micra*.

En secciones de los Apeninos (Italia), como Massignano (estratotipo del límite Eoceno/Oligoceno), se han datado los cristales de biotita de las capas vulcanosedimentarias, por métodos radioisotópicos, calibrando horizontes desde los 36,4 a los 28,1 M.a.. Estas dataciones permitieron calibrar el límite Eoceno/Oligoceno en $33,7 \pm 0,4$ M.a. (Odin et al., 1991 en [Cruz, 2008](#)).

En este trabajo se buscaron en todas las muestras los fósiles índice de las siguientes biozonas (establecidas por [Gonzalvo, 2002](#)) para encontrar tanto el límite, como las biozonas y el límite entre biozonas:

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

5.3.2.1. Biozona *T. cocoaensis* (enmendada por GONZALVO, 2002):

Definición: Biozona de intervalo que va desde la última aparición de *Cribohantkenina inflata* (DUR) y la última aparición de *Turborotalia cocoaensis* (DUR), con *Turborotalia cocoaensis* como taxón nominal.

Autor: Originalmente fue Cremades (1982) quien definió una biozona con el mismo nombre, pero correspondiendo a un intervalo bioestratigráfico diferente, correlacionable con la Biozona de *G. index*, y es enmendada por [Gonzalvo](#) (2002).

La asociación característica es: *C. lazzarii*, *H. brevispina*, *H. alabamensis*, *T. cocoaensis*, *T. cunialensis*, *P. micra*, *D. eocaena*, *D. galavisi*, *C. unicavus*, *C. martini*, *D. venezolana*, *D. corpulenta*, *S. linaperta*, *S. angiporoides*, *S. cubensis*, *G. ouachitensis*, *G. praebulloides*, *G. suteri*, *P. nana*, *G. ampliapertura* y *P. increbescens*.

Esta biozona es comparable con la parte superior de la Biozona de "*G. cerroazulensis* s.l. de Bolli (1957), en gran medida con la Biozona de *C. lazzari* de [Molina](#) (1986) y [Martínez Gallego](#) (1977) y con la P.17 de [Blow](#) (1979), excepto en su límite superior. De igual manera se correlaciona con la mayor parte de la Biozona P.17 utilizada por Coccioni et al. (1986 y 1988) en Massignano. La diferencia de las biozonas mencionadas y la descrita por [Gonzalvo](#) (2002) es que en la parte superior, el intervalo desde la U.A. de *Turborotalia sp.* y el límite E/O, no queda incluido dentro de la Biozona de *T. cocoaensis*. La Biozona P.17 de Berggren y Miller (1988) se puede correlacionar totalmente, ya que coinciden ambos límites, aunque para estos autores representa la última biozona del Eoceno Superior, no así en este trabajo.

5.3.2.2. Biozona *C. lazzarii* (enmendada por GONZALVO, 2002):

Definición: Biozona de intervalo que va desde la última aparición (DUR) de *Turborotalia cocoaensis* y la última aparición (DUR) de *Cribohantkenina lazzarii*, con *Cribohantkenina lazzarii* como taxón índice nominal.

Autor : Originalmente propuesta por [Martínez Gallego](#) (1977), es enmendada por [Gonzalvo](#) (2002) al utilizar límites distintos de los que utilizó el autor original.

Edad : Última biozona del Eoceno Superior, coincidiendo el techo con el límite E/O.

La asociación característica de esta biozona es: *C. lazzarii*, *P. micra*, *H. brevispina*, *H. alabamensis*, *C. martini*, *C. unicavus*, *D. eocaena*, *D. galavisi*, *D. corpulenta*, *D. gortanii*, *D. venezolana*, *P. increbescens*, *P. nana*, *S. linaperta*, *S. angiporoides*, *G. ampliapertura*, *S. cubensis*, *G. suteri*, *G. ouachitensis* y *G. praebulloides*.

Esta biozona se correlaciona con la parte más alta de la Biozona P.17 (Coccioni et al., 1988). En cuanto a las Biozonas P.17 de [Blow](#) (1979) y de Berggren y Miller (1988), el techo coincide con el límite inferior de la biozona aquí descrita.

5.3.2.3. Biozona *P. increbescens* (enmendada por [GONZALVO, 2002](#)):

Definición: Biozona de intervalo que va desde la última aparición de *Cribohantkenina lazzarii* y la primera aparición de *Globigerina tapuriensis*, con *Paragloborotalia increbescens* como taxón nominal.

Autor: Originalmente fue definida por Cremades (1982) y aplicada con un concepto diferente del establecido en este trabajo, puesto que su límite inferior está definido con la U.A. de *T. cunialensis*. Por esta causa fue enmendada por [Gonzalvo, 2002](#).

Edad: Representa el primer intervalo dentro de los materiales del Oligoceno Inferior.

La asociación característica de esta Biozona es: *C. martini*, *C. unicavus*, *D. eocaena*, *D. galavisi*, *D. corpulenta*, *D. gortanii*, *D. venezuelana*, *G. ampliapertura*, *P. increbescens*, *P. nana*, *S. linaperta*, *S. angiporoides*, *G. praebulloides*, *P. naguewichiensis*, *G. ouachitensis* y *S. cubensis*.

Esta biozona se correlaciona con la parte inferior de la Biozona P.18 y la Biozona de *C. chipolensis* / *P. micra* de Berggren y Miller (1988) y Bolli (1957, 1966 y 1985) respectivamente, y en cuanto a la biozonación de [Blow](#) (1979), se correlacionaría con la parte superior de la Biozona P.17. La Biozona de *G. gortanii*, que utilizaron [Molina](#) (1986) y [Molina et al.](#) (1988), se corresponde con la establecida por [Gonzalvo](#) (2002), cubriendo el mismo intervalo de tiempo. Así mismo, se correlacionaría con la parte inferior de la Biozona P.18 de Coccioni et al. (1988).

5.3.3. ELABORACIÓN DEL GRÁFICO DE DISTRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA

Esta tabla contiene el resumen de toda la información de abundancias obtenida hasta el momento. Se hizo por especies y por géneros. Por especies, porque es el modo clásico de exponer la distribución, y por géneros, porque a la hora de la interpretación paleoecológica se estimó que sería de gran utilidad, ya que las especies de un mismo género normalmente tienen en común variables latitudinales ([Spezzaferri, 1995](#); [Pearson et al., 2006](#)).

5.3.4. ANÁLISIS MULTIVARIADO: ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

El análisis de componentes principales es un análisis factorial que trata de simplificar la estructura de los datos transformando las variables en unas pocas componentes principales que sean combinaciones lineales de las variables. Dicho de otra manera, lo que trata este análisis es transformar un conjunto de variables interrelacionadas en un conjunto de variables no correlacionadas llamadas factores, que contienen la mayor parte de la información de dichas variables ([Clarke et al., 2001](#)).

Para este trabajo, se realizaron dos análisis de componentes principales, por cada época (Priaboniense y Rupeliense), con el fin de verificar si lo que determina la agrupación de las especies (estructura comunitaria) es la latitud u otras variables, como la profundidad.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

Primeramente, la matriz de abundancias se transformó en porcentajes. Se consideraron especies raras las que tenían una abundancia menor al 3% en el total de abundancia y se eliminaron.

Los análisis se llevaron a cabo en el software estadístico PAST. Para cada análisis se obtuvo 1) una tabla con los componentes principales y sus correspondientes eigenvalores¹ y cantidad de varianza explicada, 2) una tabla con las cargas de las especies analizadas y 3) un gráfico que en cada eje tiene un componente. Se tomaron los componentes principales que en su conjunto explican el 75% de la varianza aproximadamente ([Hair et al., 1999](#)).

5.3.5. ANÁLISIS PALEOECOLÓGICO

Los foraminíferos planctónicos han sido utilizados tradicionalmente como marcadores bioestratigráficos, dejando sin explotar su potencial para la interpretación paleoambiental e identificación de eventos. Con base en la matriz de abundancias, se obtuvieron diferentes índices, que sirven para comprender mejor las características de los medios marinos del pasado y su evolución con el tiempo (Cruz, 2008).

5.3.5.1. Índices ecológicos:

Se obtuvieron los siguientes índices:

5.3.5.1.1. **Riqueza (Margalef (d)):**

Relaciona el número de especies de acuerdo con número total de individuos.

$$D_{Mg} = \frac{S-1}{\ln N}$$

Donde

S = número de especies

N = número total de individuos

5.3.5.1.2. **Dominancia (Simpson (1-λ)):**

Muestra la probabilidad de que dos individuos sacados al azar de una muestra correspondan a la misma especie (Villareal *et al.*, 2006).

¹ **Eigen valor:** Es la varianza matemática, los valores de la carga factorial al cuadrado, asignada a cada CP para verificar si el componente explica en términos de varianza más que una varianza normalizada. Necesitamos que la varianza sea >1. Cada variable contribuye con un valor de 1 para el autovalor total.

$$\lambda = \frac{\sum ni(ni-1)}{N(N-1)}$$

Donde:

λ =Lambda, medida de dominancia.

ni = número de individuos por especie.

N = número total de individuos por muestra.

(Magurran, 1988).

5.3.5.1.3. Diversidad (Shannon-Wiener (H')):

Asume que todas las especies están representadas en las muestras; indica qué tan uniformes están representadas las especies (en abundancia) teniendo en cuenta todas las especies muestreadas.

$$H' = -\sum pi \log pi$$
$$pi = ni / N$$

Donde:

pi = la proporción del número total de individuos por especie en cada muestra.

ni = número de individuos por especie.

N = número total de individuos por muestra (Brower y Zar, 1979).

Este parámetro (ya explicado en el apartado 6.3.5.1.), disminuye cuando aumenta la latitud. En hábitats tropicales la diversidad es máxima, mientras que en ambientes polares es mínima. Los cambios de la diversidad de una población con respecto al tiempo se asocian a cambios en las condiciones ambientales, principalmente con variaciones oceánicas o climáticas (Gonzalvo, 2002).

5.3.5.1.4. Equitatividad de Pielou (J'),

El índice de **Pielou**, con base en los valores de diversidad del índice de Shannon-Wiener, expresa la equidad como la proporción de la diversidad observada en relación con la máxima diversidad esperada.

$$J' = \frac{H'}{H_{\text{máx}}}$$

Donde:

H' =Diversidad

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

H max= máxima diversidad esperada.

Estos índices se obtuvieron mediante el software estadístico PAST.

5.3.5.2. Índices paleoclimáticos:

5.3.5.2.1. Índice de especies de altas latitudes y bajas latitudes: HL

Estudios isotópicos y paleobiogeográficos con foraminíferos han permitido distribuir las especies como pertenecientes a altas, medias y bajas latitudes (Premoli Silva y Boersma, 1988). En la tabla 1 aparecen las especies que se han utilizado para la elaboración de este índice, a partir de los trabajos realizados por Pearson *et al.* (2006), Spezzaferri (1995) y Li *et al.* (1992). Los valores altos de este índice corresponden a épocas con mayor cantidad de especies de bajas latitudes, por tanto, épocas más cálidas, y los valores bajos a épocas más frías.

La ecuación utilizada fue la siguiente:

$$\frac{L}{L + H} \times 100 = HL$$

Donde:

H= suma de los porcentajes de todos los organismos de las especies de altas latitudes.

L= suma de los porcentajes de todos los organismos de las especies de bajas latitudes.

Altas (H)	Cosmopolitas, no diagnosticas	Bajas y Medias (L)
<i>Catapsydrax dissimilis</i> (2)	<i>Chiloguembelina cubensis</i> (3)	<i>Dentoglobigerina tripartita</i> (3)
<i>Globigerina praebulloides</i> (1)	<i>Globoquadrina venezuelana</i> (1)	<i>Dentoglobigerina galavisi</i> (3)
<i>Subbotina angiporoides</i> (3)	<i>Turborotalia ampliapertura</i> (3)	<i>Globigerina officinalis</i> (3)
<i>Subbotina linaperta</i> (3)	<i>Turborotalia increbescens</i> (3)	<i>Globoturborotalita anguliofficialis</i> (3)
		<i>Globoturborotalita ouachitaensis</i> (3)
		<i>Globoturborotalita sp.</i> (1)
		<i>Hantkenina alabamensis</i> (3)
		<i>Paragloborotalia nana</i> (3)
		<i>Pseudohastigerina micra</i> (3)
		<i>Pseudohastigerina barbadoensis</i> (3)
		<i>Pseudohastigerina nagewichiensis</i> (3)
		<i>Tenuitellinata angustiumbilicata</i> (1)
		<i>Subbotina corpulenta</i> (3)
		<i>Subbotina eocaena</i> (3)
		<i>Subbotina gortanii</i> (3)
		<i>Turborotalia cunialensis</i> (3)
		<i>Turborotalia cocoaensis</i> (3)

Tabla 1: Clasificación de las especies de foraminíferos planctónicos según su distribución paleobiogeográfica. (1) Spezzaferri (1995), (2) Spezzaferri (1994) y (3) Pearson *et al.*(2006).

5.3.5.2.2. Índice de especies superficiales y profundas: SD

Actualmente se conocen algunos de los patrones paleoecológicos que caracterizan a algunas especies mediante el análisis del oxígeno isotópico de sus conchas. Este determina si, en la columna de agua, vivían a mayor o menor profundidad que otras especies. Estos análisis (Wade *et al.*, 2007; Spezzaferri, 1995; Spezzaferri, 1994 y Pearson *et al.*, 1997) han permitido a las especies de foraminíferos planctónicos en: superficiales, intermedios (habitantes de la termoclina) y profundos (habitantes de la subtermoclina y de aguas profundas). Las primeras alcanzan los 100 metros de profundidad, las intermedias llegan hasta los 250 metros, y las profundas hasta los 400 metros de profundidad aproximadamente. La presencia de estos tres tipos batimétricos de especies depende directamente de la profundidad de la cuenca y de los movimientos de las masas de agua. La tabla 2 muestra las especies según su distribución paleobatimétrica.

Para obtener los índices se ha realizado la siguiente ecuación:

$$\frac{S}{D} = SD$$

Donde:

S= suma de los porcentajes de todos los organismos de las especies superficiales.

D= suma de los porcentajes de todos los organismos de las especies profundas.

Superficiales (S)		Termoclina		Subtermoclina (D)
<i>Turborotalia ampliapertura</i>	<i>Globigerina officinalis</i>	<i>Pseudohastigerina</i>	<i>Globoquadrina venezuelana</i>	<i>Globoquadrina venezuelana</i>
<i>Turborotalia cocoaensis</i>	<i>Globigerina praebulloides</i>	<i>Chiloguembelina cubensis</i>	<i>Paragloborotalia</i>	<i>Subbotina corpulenta</i>
<i>Turborotalia increbescens</i>	<i>Tenuitellinata angustiumblicata</i>	<i>Subbotina linaperta</i>	<i>Dentoglobigerina tripartita</i>	<i>Subbotina gortani</i>
<i>Pseudohastigerina barbadoensis</i>	<i>Globoturborotalita anguliofficialis</i>	<i>Subbotina angiporoides</i>	<i>Catapsydrax dissimilis</i>	
<i>Pseudohastigerina nagewichensis</i>	<i>Globoturborotalita ouachitaensis</i>	<i>Subbotina eocaena</i>	<i>Catapsydrax unicavus</i>	
<i>Pseudohastigerina micra</i>	<i>Globoquadrina venezuelana</i>	<i>Dentoglobigerina galavisi</i>		
	<i>Hantkenina alabamensis</i>			

Tabla 2: Clasificación de las especies de foraminíferos planctónicos según su distribución paleobatimétrica.

5.3.5.2.3. Índice de oxígeno mínimo

Este índice informa sobre las condiciones de oxigenación mínima en las aguas de las cuencas donde se sitúan los perfiles y sondeos estudiados. Los indicadores de estas condiciones son los heterohelícidos biseriados (chilogüembelínidos) y pseudohastigerínidos, los organismos que mejor se adaptan (Premoli Silva y Boersma, 1988). En cuencas donde la columna de agua esta muy bien estratificada y hay un mínimo intercambio entre estas aguas y el exterior de la cuenca, se establecen estas condiciones durante un tiempo considerable.

Estas condiciones no parecen afectar a toda la columna de agua, pues este evento no suele llevar asociado extinciones o desapariciones de otros foraminíferos planctónicos. Lo que queda registrado en la población fósil es un fuerte aumento en el porcentaje de las especies índice.

La ecuación utilizada para la obtención del índice es la siguiente:

$$\frac{Ps + Ch}{N} = ox. min.$$

Donde:

Ps=Total de Pseudohastigerinas presentes en la muestra.

Ch= Total de Chiloguembelinas presentes en la muestra.

N= Número total de organismos.

5.3.5.2.4. Índice PB

Indica, mediante el porcentaje de los foraminíferos planctónicos frente al total de foraminíferos presentes en cada muestra, la mayor o menor distancia a la paleocosta, y por tanto se puede establecer su relación con la profundidad. Murray (1991), estableció que proporciones de 99% corresponden a medios abisales, entre el 40 y el 70% corresponden a medios de plataforma externa, entre el 10 y el 60% a una plataforma media y menos del 20% a una plataforma interna. En este trabajo se toman como referencia estas ideas, aunque se es consciente de que para reconocer ambientes sedimentarios del pasado se ha de tener muy en cuenta las cuestiones sedimentológicas y no sólo las variaciones de este índice en la serie estratigráfica. La ecuación que se utilizó es la siguiente:

$$\frac{P}{P + B} \times 100 = PB$$

Donde:

P= Total de foraminíferos planctónicos.

B= Total de foraminíferos bentónicos.

5.4. ANÁLISIS ISOTÓPICO

Para poder inferir las características de las aguas superficiales se realizó un análisis de los isótopos de O y C en la roca total. Las muestras, al ser margas hemipelágicas, están compuestas, en mayor proporción, por nannoplancton calcáreo (fitoplancton). Estos organismos se nutren de grandes cantidades de C y O, por lo que la señal de la diferencia entre

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

isótopo pesado e isótopo ligero en el medio queda inscrita en ellos. Los isótopos de O nos ayudarán a inferir cambios en la temperatura, y por ende, las masas de agua en las que vivían esos organismos. Los isótopos de C nos ayudarán a inferir cambios de productividad del océano.

Este análisis se llevó a cabo en Cardiff University (Reino Unido) por la Doctora Helen Coxall. Para procesar la muestra, se molió y analizó mediante un SIMS (Stable Isotope Mass Spectrometer) tipo ThermoFinnigan MAT 252. El objetivo de este análisis era obtener el valor de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de cada muestra para analizar su variación con el tiempo, y para ello es necesario que el elemento se encuentre en fase gaseosa.

5.5. IMÁGENES CON SEM

Se seleccionaron los ejemplares más representativos y mejor conservados para tomar sus imágenes mediante el SEM o microscopio electrónico de barrido. Estas se tomaron en el Servicio de Microscopía Electrónica del Departamento de Materiales del Centro Politécnico Superior de la Universidad de Zaragoza.

Los ejemplares se montaron en diferentes posiciones y manteniendo distancias de 5 mm, en una platina de cobre, a la que se adhirieron gracias a la goma de carbono. Al ser una muestra no conductora, se tuvo que recubrir con oro, una fina lluvia de 120 segundos. Para retocar las imágenes se utilizó el programa Adobe Photoshop CS3.

6. RESULTADOS

Las muestras quedaron separadas en 3 fracciones. En la fracción recogida sobre la luz de malla de 1 milímetro, se encuentran los ejemplares de los macroforaminíferos, que solo aparecen en las 3 o 4 muestras basales, las cuales presentan mucha resedimentación y reelaboración. Sobre la luz de malla de 100 micras se encuentran los foraminíferos de tamaño normal, y sobre la luz de malla de 63 micras, los foraminíferos de tamaño muy pequeño, por lo general conchas de organismos juveniles. Después de estudiar la fracción media, se ha obtenido la siguiente matriz (Tabla 3).

ESPECIES	MUESTRAS																						
	60-70 FC	70-80 FC	80-90 FC	90-100 FC	100-110 FC	110-120 FC	120-130 FC	130-140 FC	140-145 FC	150-160 FC	160-170 FC	170-180 FC	180-190 FC	190-200 FC	200-210 FC	210-220 FC	220-230 FC	240-250 FC	250-260 FC	260-270 FC	270-280 FC	280-290 FC	290-300 FC
<i>T. cocoaensis</i>	0	1	10	15	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>T. cunialensis</i>	0	3	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>H. alabamensis</i>	35	8	7	3	6	0	0	5	0	0	0	0	2	11	2	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>H. brevispina</i>	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>C. lazarii</i>	2	12	4	14	2	3	4	2	5	0	0	2	6	3	5	4	2	0	0	0	0	0	0
<i>P. micra</i>	13	10	19	25	21	20	34	18	36	7	32	12	20	30	10	10	5	0	0	0	0	0	0
<i>C. unicavus</i>	0	2	1	0	3	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>C. dissimilis</i>	2	0	0	0	5	0	0	10	3	15	12	11	3	5	0	5	7	1	4	4	4	4	3
<i>C. ciperoensis</i>	0	0	0	0	0	0	4	6	7	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0
<i>P. naguewichiensis</i>	15	9	5	1	3	5	2	6	3	2	6	2	2	1	1	2	2	1	10	6	15	13	6
<i>S. linaperta</i>	1	1	1	0	0	1	3	3	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0
<i>S. angiporoides</i>	0	1	1	1	0	4	1	2	1	1	0	0	3	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0
<i>S. eoacena</i>	2	6	5	4	11	1	9	24	45	12	16	14	12	5	11	12	12	9	5	5	8	5	3
<i>S. corpulenta</i>	4	8	9	12	7	2	4	12	2	14	9	12	10	5	12	13	12	3	3	3	3	0	5
<i>G. venezuelana</i>	4	2	4	3	1	2	2	3	2	5	8	6	5	2	2	4	3	0	2	0	0	3	3
<i>D. a galavisi</i>	1	2	3	4	3	4	0	2	1	1	5	5	7	0	8	1	5	1	3	5	5	1	4
<i>C. cubensis</i>	1	4	2	1	9	0	0	1	2	2	5	4	10	9	8	4	4	0	4	3	4	5	3
<i>G. ouachitaensis</i>	5	3	1	2	10	5	9	4	4	7	26	12	6	5	4	4	0	2	0	2	2	2	4
<i>G. praebulloides</i>	0	0	0	0	0	3	3	0	0	0	0	0	0	0	1	3	4	0	2	0	2	15	9
<i>S. gortanii</i>	0	2	1	1	4	0	0	1	0	1	4	0	5	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>D. tripartita</i>	2	2	2	0	0	4	1	3	0	3	3	4	0	5	6	10	8	2	0	0	2	2	0
<i>P. nana</i>	0	2	4	5	0	4	0	2	0	0	6	0	0	6	1	2	0	0	2	9	5	2	2
<i>T. increbescens</i>	9	6	6	4	10	15	15	4	0	1	0	0	0	2	4	0	0	6	15	9	10	8	10
<i>T. ampliapertura</i>	1	1	1	9	6	1	0	2	0	5	0	0	0	4	4	7	6	6	5	13	7	3	5
<i>G. officinalis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	5	9	6	6	8
<i>G. anguliofficialis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19	8	9	10	9	12
<i>T. angustumilicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	6	10	5	15	7

Tabla 3: Matriz con datos de abundancia de especies en crudo por muestra (27 x 23).

La tabla 3 incluye el número de ejemplares identificados de cada especie en cada muestra. Se han identificado 27 especies. Los últimos registros de *Turborotalia cocoaensis* y

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

Turborotalia cunialensis ocurren en la muestra 110-120. 120 cm más arriba es la última aparición de la familia Hantkeninoidea: Los últimos registros de *Hantkenina alabamensis*, *Hantkenina brevispina*, *Cribohantkenina lazzarii* y *Pseudohastigerina micra* ocurren en la muestra 220-230. A partir de ese nivel, se identifican los primeros registros de *Globigerina officinalis*, *Globoturborotalita anguliofficialis* y *Tenuitellinata angustiumbilitata*. Se han identificado apógeos (máximo de abundancia relativa) de las especies *Pseudohastigerina micra* (muestras FC 120-130, FC 140-145, FC 160-170 y FC 190-200), *Subbotina eocaena* (muestras FC 130-140 y FC 150-145) y *Hantkenina alabamensis* (FC 60-70). Esta matriz se ha utilizado para realizar la columna bioestratigráfica, así como los índices y análisis estadísticos.

6.1. BIOESTRATIGRAFÍA:

Se ha podido establecer el límite E/O mediante bioestratigrafía, utilizando como marcador el DUR (dato de último registro) de la especie *Cribohantkenina lazzarii*, obteniendo un dato de referencia cronoestratigráfica en la columna estratigráfica. Además se han identificado tres biozonas: *T.cocoaensis*, *C. lazzarii* y *P. increbescens*, definidas por [Gonzalvo \(2002\)](#).

Se puede observar claramente la asociación típica de cada biozona y la abundancia, así como la ubicación de cada muestra en el gráfico de distribución estratigráfica, tanto para especies como para géneros (Figuras 6 y 7).

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

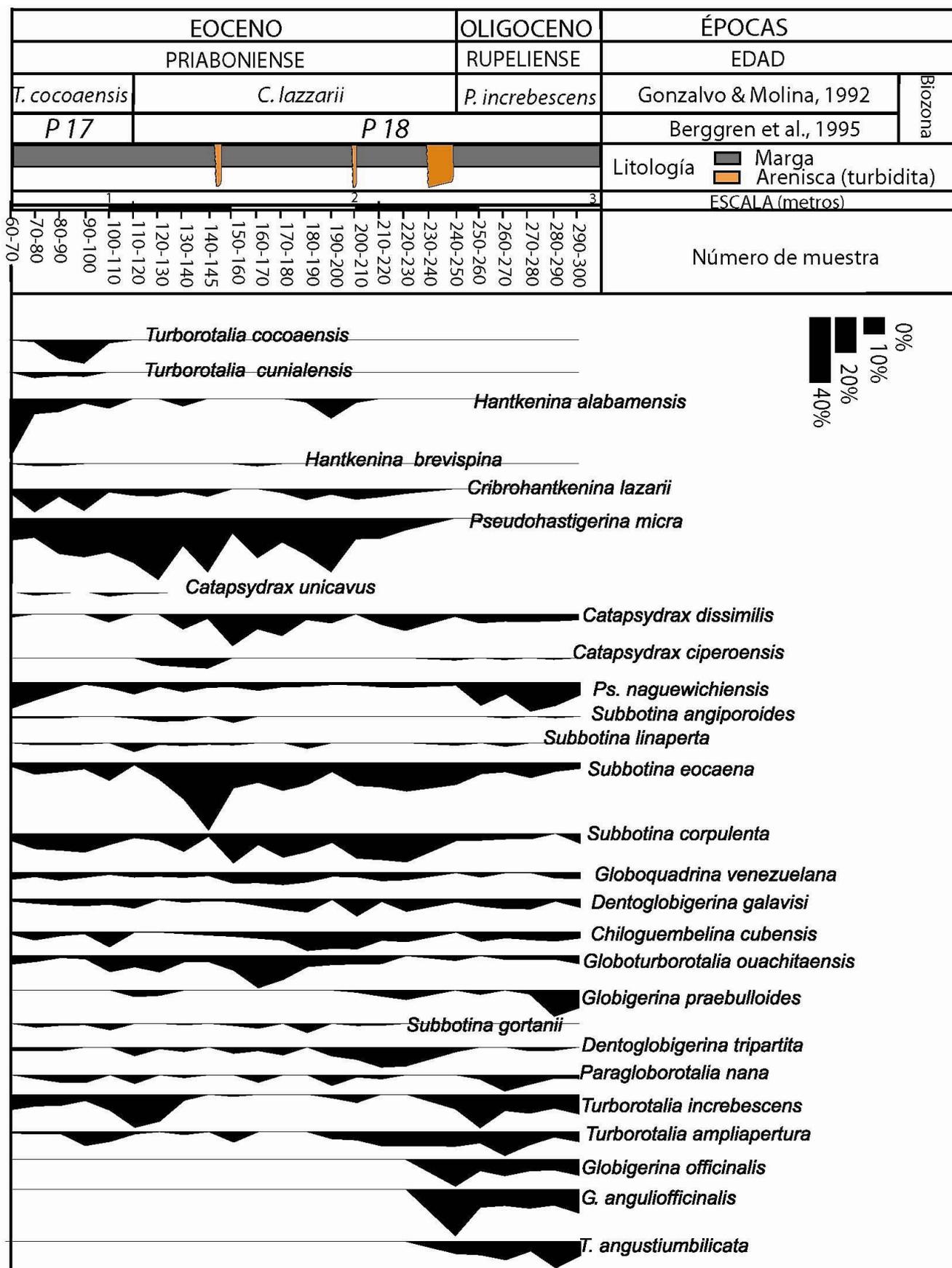


Figura 6: Distribución estratigráfica de las especies de foraminíferos planctónicos en el corte de Fuente Caldera.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

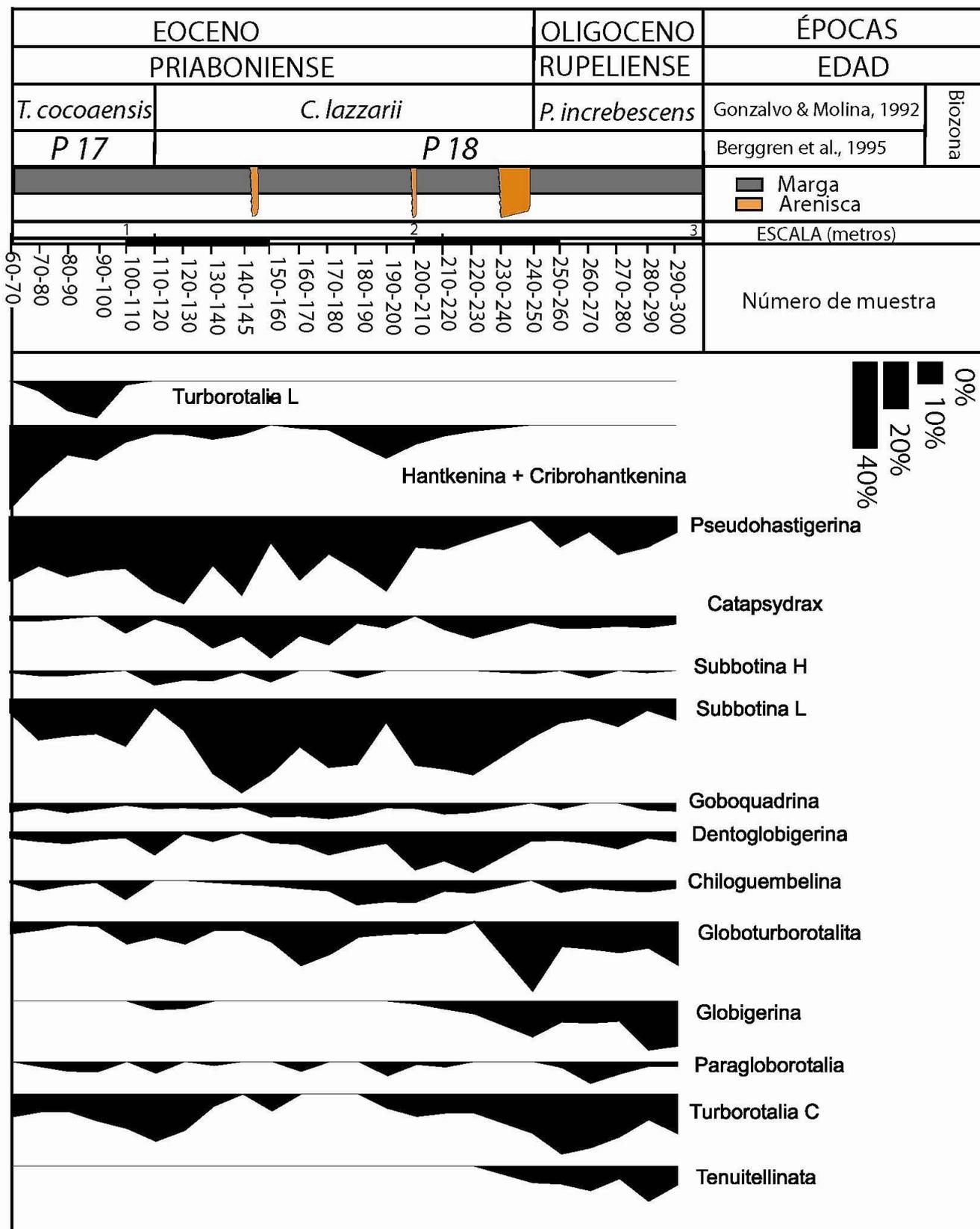


Figura 7: Distribución estratigráfica de los géneros de foraminíferos planctónicos en el corte de Fuente Caldera.

6.2. ANÁLISIS MULTIVARIADO:

Del análisis de componentes principales del Eoceno han resultado tres componentes principales (Tabla 4, figura 8): El CP1 con un eigenvalor de 8,8 y un porcentaje de varianza explicada de 52,12. El CP2 con un eigenvalor de 3,3 y un porcentaje de varianza explicada de 19,7. Y finalmente el CP3 con un eigenvalor de 1,25 con un porcentaje de varianza explicada de 7,36. Para el primer y segundo componente, la especie que mayor carga tiene (Tabla 5) es *Pseudohastigerina micra*. Para el tercero, la especie que mayor carga tiene es *Globoturborotalita ouachitaensis*. La especie *Pseudohastigerina micra* es de bajas latitudes y *Globoturborotalita ouachitaensis* de altas.

PC	Eigenvalue	% variance
1	8,86022	52,119
2	3,3495	19,703
3	1,25194	7,3644

Tabla 4: Componentes principales para el análisis del Eoceno.

	Axis 1	Axis 2	Axis 3
Hantkenina_i	-1,1967	2,7112	1,6319
Cribohantke	-0,4598	1,1645	1,7573
Pseudohastig	8,9412	3,0149	-0,88312
Catapsydrax	-3,1165	0,52029	-0,66057
Catapsydrax	-0,36746	-2,5259	-1,4785
Pseudihastig	-1,1773	1,256	0,66499
Subbotina_e	4,4261	-3,2719	0,41814
Subbotina_c	3,1012	-2,4539	1,8965
Globoquadrin	-1,1396	-0,46474	-0,49644
Dentoglobige	-1,0866	-0,40095	0,061036
Chiloguembe	-0,39851	-0,36838	0,19428
Globoturborot	0,63922	-0,18154	-2,2787
Globigerina	-2,9045	-0,24457	-0,53995
Dentoglobige	-1,1298	-1,403	0,46649
Paragloborot	-2,1774	0,83822	-0,57464
Turborotalia	-0,57342	2,6262	-0,49454
Turborotalia	-1,3801	-0,81655	0,3158

Tabla 5: Coeficiente de carga de las especies en cada Componente Principal, para el análisis del Eoceno.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

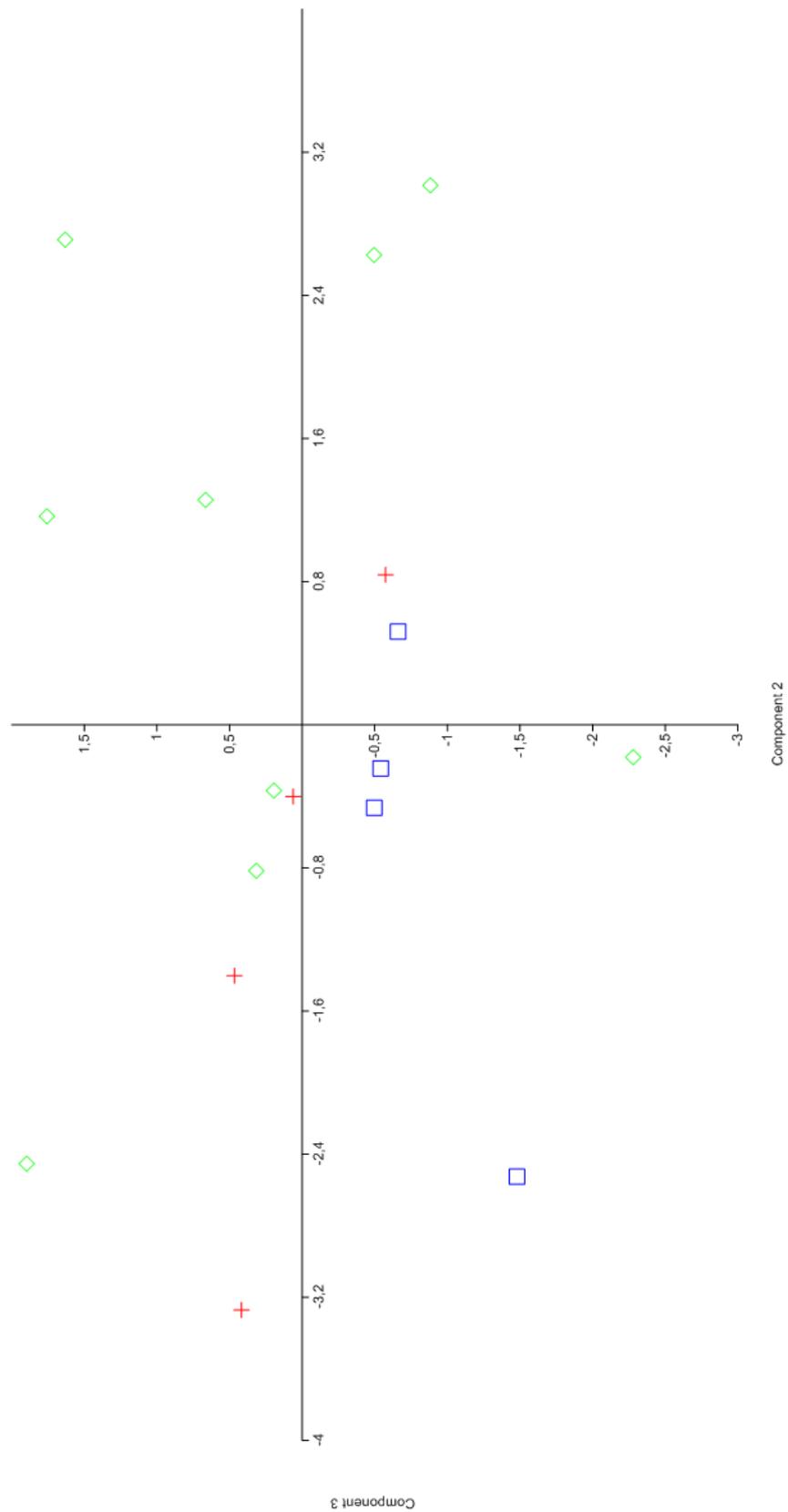


Figura 8: Componente Principal 2 graficado contra el Componente Principal 3 del análisis del Eoceno. En verde y rojo las especies de latitudes bajas, en azul las de latitudes altas.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

Para el análisis del Eoceno, podríamos interpretar esto como una agrupación por latitudes, que agrupa en el CP2 a las especies de latitudes bajas y en el CP3 a las de latitudes . Por tanto, el factor que provoca las variaciones de la abundancia de las especies de foraminíferos planctónicos parece ser el factor temperatura.

Del análisis de componentes principales del Oligoceno han resultado dos componentes principales (Tabla 6, Figura 9): El CP1 con un eigenvalor de 3,4 y un porcentaje de varianza explicada de 58,28. Y el CP2 con un eigenvalor de 1 y un porcentaje de varianza explicada de 16,55. Para el primer componente, la especie que mayor carga tiene (Tabla 7) es *Globoturbotalita anguliofficialis*. Para el segundo, la especie que mayor carga tiene es *Globigerina praebulloides*. La especie *Globoturbotalita anguliofficialis* es de bajas latitudes y *Globigerina praebulloides* de altas.

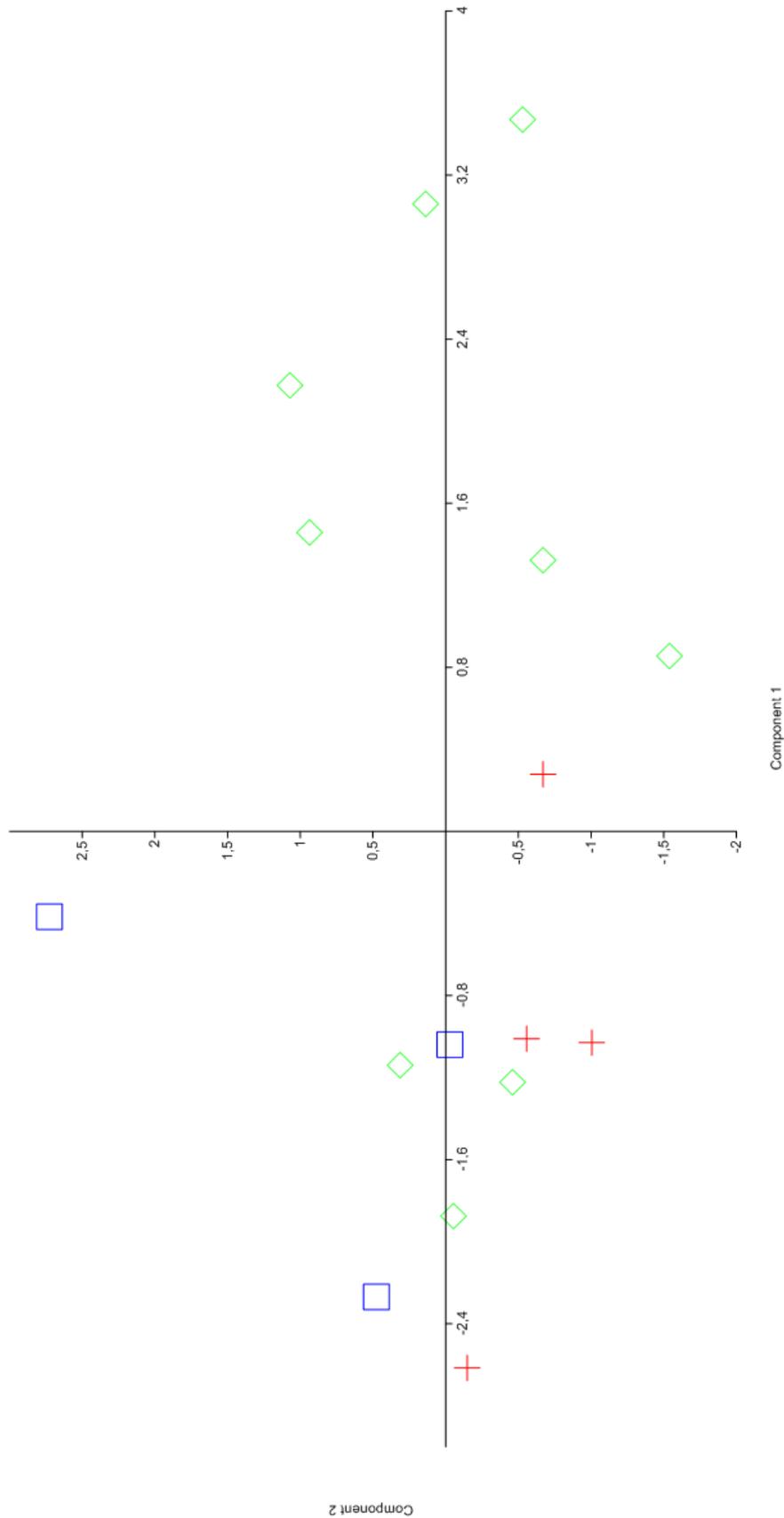
PC	Eigenvalue	% variance
1	3,49701	58,283
2	0,992998	16,55

Tabla 6: Componentes principales para el análisis del Oligoceno.

	Axis 1	Axis 2	Axis 3
Catapsydrax	-1,0395	-0,029366	-0,000000
Pseudohastina	2,1753	1,071	-2,000000
Subbotina_e	0,27905	-0,67043	-0,000000
Subbotina_c	-1,2227	-0,46011	0,000000
Globoquadria	-2,2693	0,47584	0,000000
Dentoglobigerina	-1,0111	-0,55673	-0,000000
Chiloguembelina	-1,1396	0,3132	-0,000000
Globoturbotalita	-1,8757	-0,053748	0,000000
Globigerina	-0,41559	2,7251	0,000000
Dentoglobigerina	-2,6156	-0,14733	0,000000
Paraglobobulimina	-1,0298	-1,0045	-0,000000
Turbototalia	3,0591	0,13809	-0,000000
Turbototalia	0,85511	-1,5391	-0,000000
Globigerina	1,3223	-0,66896	1,000000
Globoturbotalita	3,4705	-0,52909	1,000000
Tenuitellinata	1,4574	0,93615	0,000000

Tabla 7: Coeficientes de carga de las especies en cada Componente Principal para el Oligoceno.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)



Para el análisis del Oligoceno, se puede interpretar esto como una agrupación por latitudes, que agrupa en el CP1 a las especies de latitudes bajas y en el CP2 a las de latitudes altas. Por tanto, el factor que controla la abundancia de las especies de foraminíferos planctónicos parece ser, de nuevo, la temperatura.

6.3. ANÁLISIS PALEOECOLÓGICO:

Se ha obtenido la variación de cada índice en el tiempo (tabla 8), y después de compararlas mediante una matriz de correlación (STATISTICA 8), se ha visto que la diversidad, equitatividad, dominancia y riqueza tienen una alta correlación, con coeficientes de correlación cercanos al 1 (Tabla 9). También hay alta correlación con el índice de especies de latitudes altas Vs especies de latitudes bajas (HL sp) y el de géneros de latitudes altas Vs géneros de latitudes bajas (HL gen). El índice de oxígeno mínimo, el índice de especies superficiales Vs profundas (SD) y el índice planctónicos Vs bentónicos (PB) no se correlacionan de una manera tan alta. Después de realizar el análisis de componentes principales, se ha observado que las especies se agrupan por su distribución paleogeográfica, no tanto por la paleobatimétrica, por lo que en la interpretación no se tendrá en cuenta el índice SD y ésta se hará en base a las variaciones entre los cuatro índices siguientes: Dominancia, PB, Oxígeno mínimo y HL género. Estos se representan en la figura 10.

	Dominancia	Diversidad	Riqueza	Equitatividad	Índice P/B	índice Ox mínimo	HL género	HL (sp)	Índice S/D
60-70_FC	0,19	2,07	3,06	0,76	96,04	0,30	96,34	96,34	6,75
70-80_FC	0,08	2,74	4,49	0,90	90,53	0,27	94,52	97,18	2,84
80-90_FC	0,10	2,65	4,46	0,87	94,68	0,29	96,05	97,33	2,19
90-100_FC	0,12	2,40	3,42	0,85	93,86	0,25	98,89	98,89	3,47
100-110_FC	0,10	2,52	3,24	0,91	93,64	0,32	89,61	93,24	2,48
110-120_FC	0,14	2,33	3,50	0,84	90,36	0,33	89,47	85,71	3,06
120-130_FC	0,20	2,04	2,90	0,77	85,98	0,39	88,00	90,00	3,35
130-140_FC	0,10	2,54	3,77	0,86	88,00	0,23	79,00	84,04	0,78
140-145_FC	0,31	1,55	2,29	0,62	92,50	0,37	89,72	96,00	0,86
150-160_FC	0,12	2,32	3,14	0,86	90,80	0,14	71,21	71,21	0,60
160-170_FC	0,13	2,29	2,52	0,89	93,06	0,32	90,08	90,08	1,31
170-180_FC	0,12	2,22	2,26	0,93	88,42	0,21	85,14	85,14	0,80
180-190_FC	0,11	2,36	2,64	0,92	88,35	0,35	92,11	92,11	1,44
190-200_FC	0,14	2,35	3,05	0,87	91,18	0,43	93,42	93,42	2,83
200-210_FC	0,09	2,53	3,51	0,89	84,21	0,24	100	98,39	1,34
210-220_FC	0,10	2,48	3,31	0,90	89,13	0,20	92,54	88,06	0,97
220-230_FC	0,11	2,34	2,59	0,94	85,37	0,16	87,72	80,70	0,66
240-250_FC	0,15	2,19	3,08	0,83	81,93	0,01	94,64	96,36	3,57
250-260_FC	0,10	2,51	3,23	0,93	82,22	0,19	91,67	87,50	3,44
260-270_FC	0,09	2,60	3,54	0,92	88,35	0,10	87,88	89,23	2,44

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

270-280_FC	0,09	2,57	3,34	0,93	88,00	0,22	94,03	91,04	2,54
280-290_FC	0,09	2,58	3,69	0,89	92,23	0,19	92,11	73,33	4,00
290-300_FC	0,10	2,54	3,20	0,92	88,42	0,11	95,24	80,95	4,27

Tabla 8: Índices ecológicos y paleoclimáticos de los foraminíferos planctónicos del límite E/O de Fuente Caldera.

	Media	Desv.est	Domin.	Divers.	Riqueza	Equit.	P/B	Ox min	HL gén.	HL (sp)	SD
Dominancia	0,125	0,051	1,000	-0,957	-0,533	-0,934	0,182	0,421	-0,058	0,226	0,061
Diversidad	2,379	0,255	-0,957	1,000	0,727	0,822	-0,084	-0,326	0,143	-0,132	0,029
Riqueza	3,227	0,572	-0,533	0,727	1,000	0,230	0,145	-0,132	0,220	0,132	0,236
Equitatividad	0,869	0,071	-0,934	0,822	0,230	1,000	-0,293	-0,385	0,015	-0,291	-0,157
P/B	89,446	3,805	0,182	-0,084	0,145	-0,293	1,000	0,473	0,051	0,116	0,193
Ox mínimo	0,244	0,102	0,421	-0,326	-0,132	-0,385	0,473	1,000	0,127	0,373	-0,010
HL género	90,843	6,277	-0,058	0,143	0,220	0,015	0,051	0,127	1,000	0,678	0,506
HL (sp)	89,403	7,622	0,226	-0,132	0,132	-0,291	0,116	0,373	0,678	1,000	0,197
SD	2,434	1,499	0,061	0,029	0,236	-0,157	0,193	-0,010	0,506	0,197	1,000

Tabla 9: Matriz de correlación de los índices paleoecológicos. Los coeficientes de correlación resaltados son significativos al $p < 0.05$. En rojo, los que presentan altas correlaciones entre las dos variables. En azul los que presentan correlaciones más bajas.

En la figura 10 se puede observar que el máximo absoluto del índice de dominancia ocurre en la muestra 140-145 y hay máximos relativos en las muestras 60-70, 120-130, 190-200 y 240-250. El mínimo absoluto ocurre en la 70-80, y hay mínimos relativos en la 100-110, 130-140, 150-160, 200-210 y 260-270.

El máximo absoluto del índice PB ocurre en la muestra 60-70, y los máximos relativos en las muestras 80-90, 140-145, 160-170, 190-200, 210-220 y 280-290. El mínimo absoluto ocurre en la muestra 240-250, y los mínimos relativos en las muestras 70-80, 120-130, 200-210, 270-280 y 290-300.

El máximo absoluto del índice de oxígeno mínimo ocurre en la muestra 190-200, y los máximos relativos. El mínimo absoluto ocurre en la muestra 240-250, y los mínimos relativos.

Y, por último, el máximo absoluto del índice de HL por géneros ocurre en la muestra 200-210, y los máximos relativos en las muestras 90-100, 140-145, 160-170, 240-250, 270-280 y 290-300. El mínimo absoluto ocurre en la muestra 150-160, y los mínimos relativos en las muestras 130-140, 150-160, 180-190, 220-230 y 260-270.

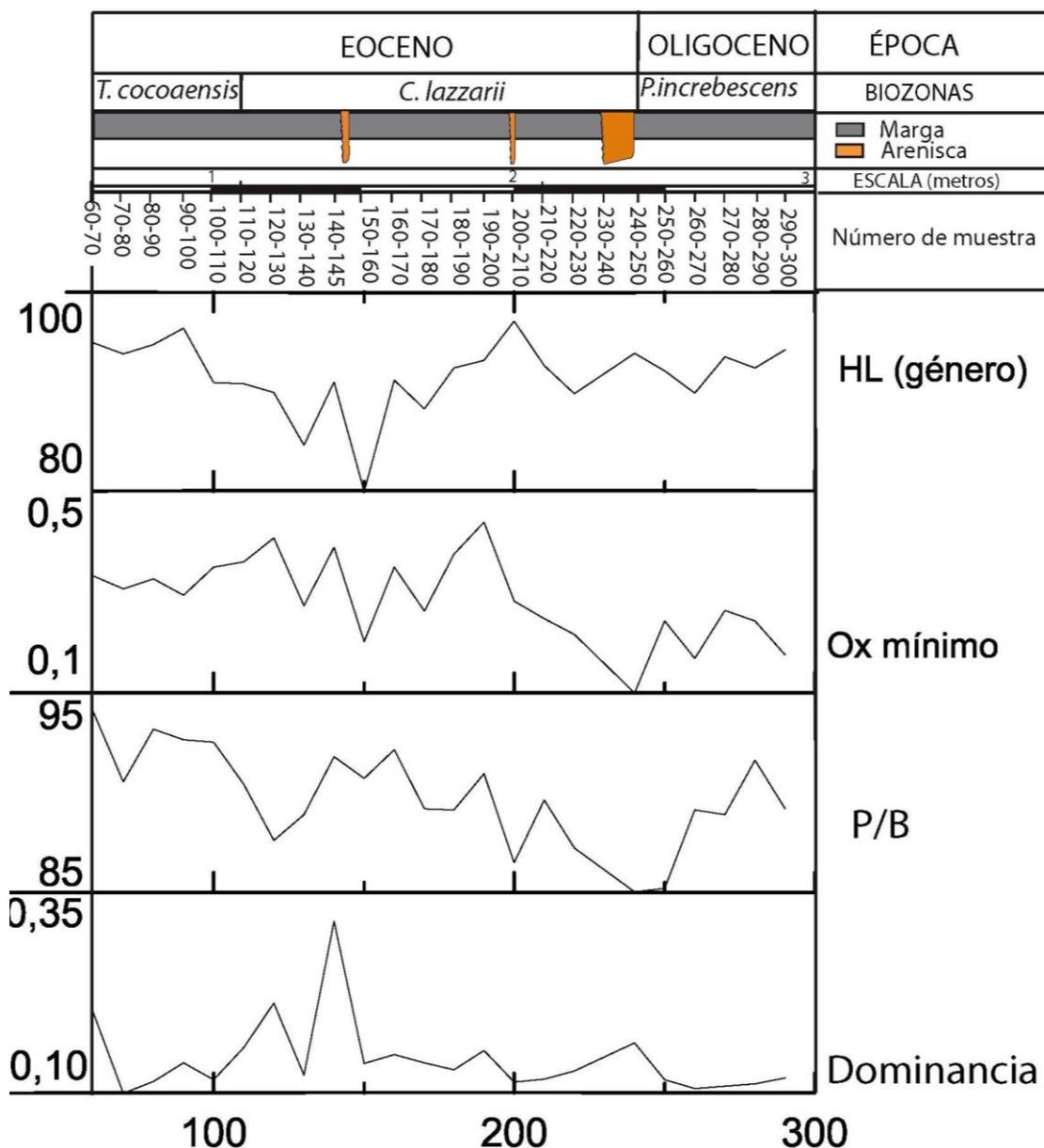


Figura 10: Variación de los índices elegidos a lo largo del tiempo.

6.4. ANÁLISIS ISOTÓPICO:

En la figura 11 se muestra la variación en el tiempo de $\delta^{13}\text{C} \text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} \text{‰}$. Sobre el $\delta^{13}\text{C} \text{‰}$, los valores negativos están, generalmente, asociados a glaciaciones, así como relacionados con reducción de la tasa de sedimentación de carbono y/o aumento de meteorización oxidativa de materia orgánica previamente sedimentada (Hoefs, 2009). En cuanto al $\delta^{18}\text{O} \text{‰}$, los valores mínimos se asocian a épocas glaciales y los máximos a interglaciales.

En el presente trabajo, en la variación en el tiempo de $\delta^{13}\text{C} \text{‰}$ se puede observar un descenso de 0.7 ‰ en la muestra 140-145 y otro de 1 ‰ en la muestra 240-250, mientras que el resto de las muestras se mantienen aproximadamente en el mismo nivel. En cuanto a la

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

variación en el tiempo de $\delta^{18}\text{O}$ ‰ se puede observar un descenso de 0.7 ‰ en la muestra 140-145 y otro de 1 ‰ en la muestra 240-250. (en color turquesa).

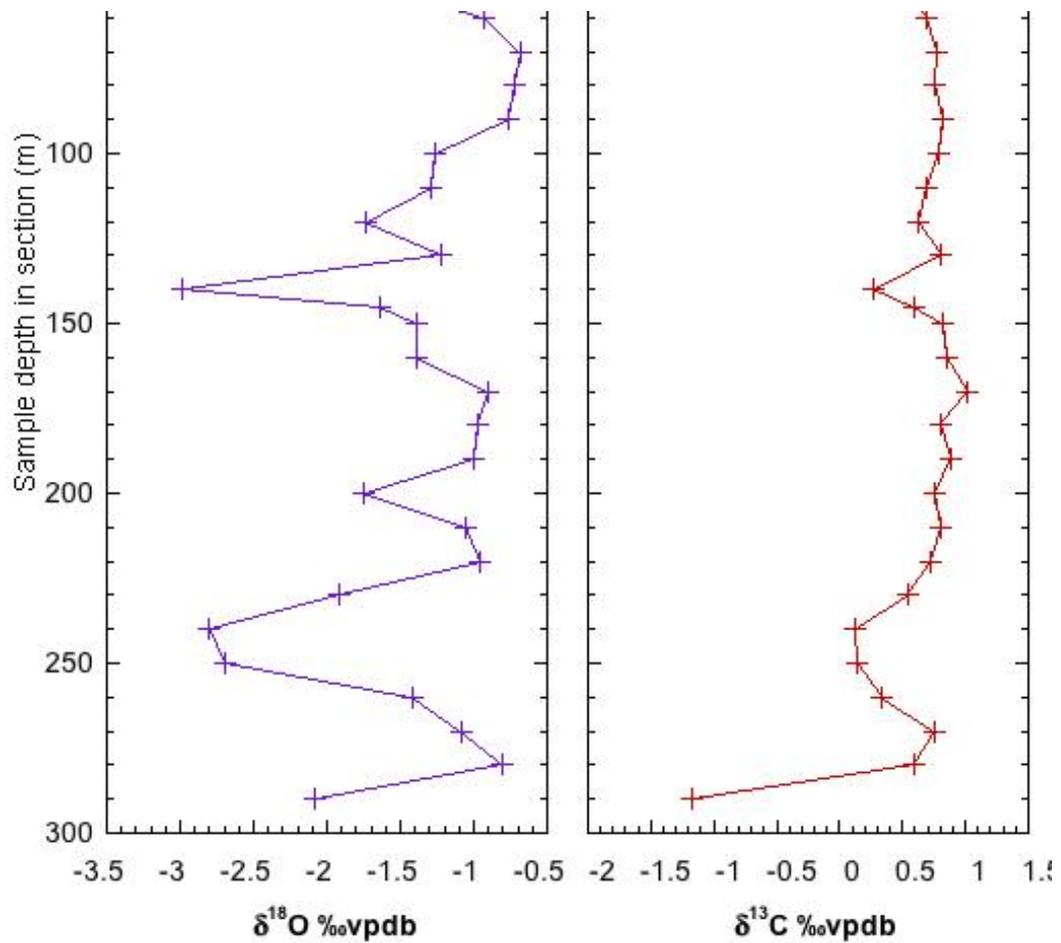


Figura 11: Variación en el tiempo de $\delta^{13}\text{C}$ ‰ y $\delta^{18}\text{O}$ ‰.

6.5. IMÁGENES CON SEM:

Las imágenes de las especies más representativas se encuentran en las láminas (parte final del documento).

7. DISCUSIÓN

La comparación entre los diferentes índices de diversidad, paleoecológicos y paleoclimáticos permite reconocer varios eventos fríos y cálidos. Se han interpretado cuatro tipos de eventos: Muy fríos y muy cálidos por un lado, y fríos y cálidos por otro. Para los eventos fríos (en color turquesa), se observa que después de un máximo del índice de dominancia, que es indicador de climas fríos, sucede un mínimo del índice de HL, indicador de climas fríos. Esto puede sugerir que hay un retardo entre la situación de dominancia de una sola especie hasta la situación en la que se recuperan las especies de ambas latitudes, pero con un mayor número de organismos en las especies de altas latitudes. Lo mismo, pero a la inversa, ocurre en los periodos cálidos (en naranja). Para los eventos muy fríos (en azul), el máximo de dominancia coincide con el mínimo del índice HL, que son coincidentes con el límite E/O. Para los eventos muy cálidos (entiéndase como relativos, dentro de una época fría) el mínimo de dominancia coincide con el máximo del índice HL.

Estas variaciones se han comparado con los resultados obtenidos del análisis isotópico. El valor negativo en ambos análisis en la muestra 140-145 puede deberse a la cercanía con un nivel turbidítico, evidencia de alteración diagenética, que pudiera haber cambiado su señal isotópica. En coincidencia con Coxall (2005), se puede interpretar que, en la muestra 240-250 y 250-260 (Figura 13) nos encontramos frente a una época fría, el primer paso en el cambio isotópico.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

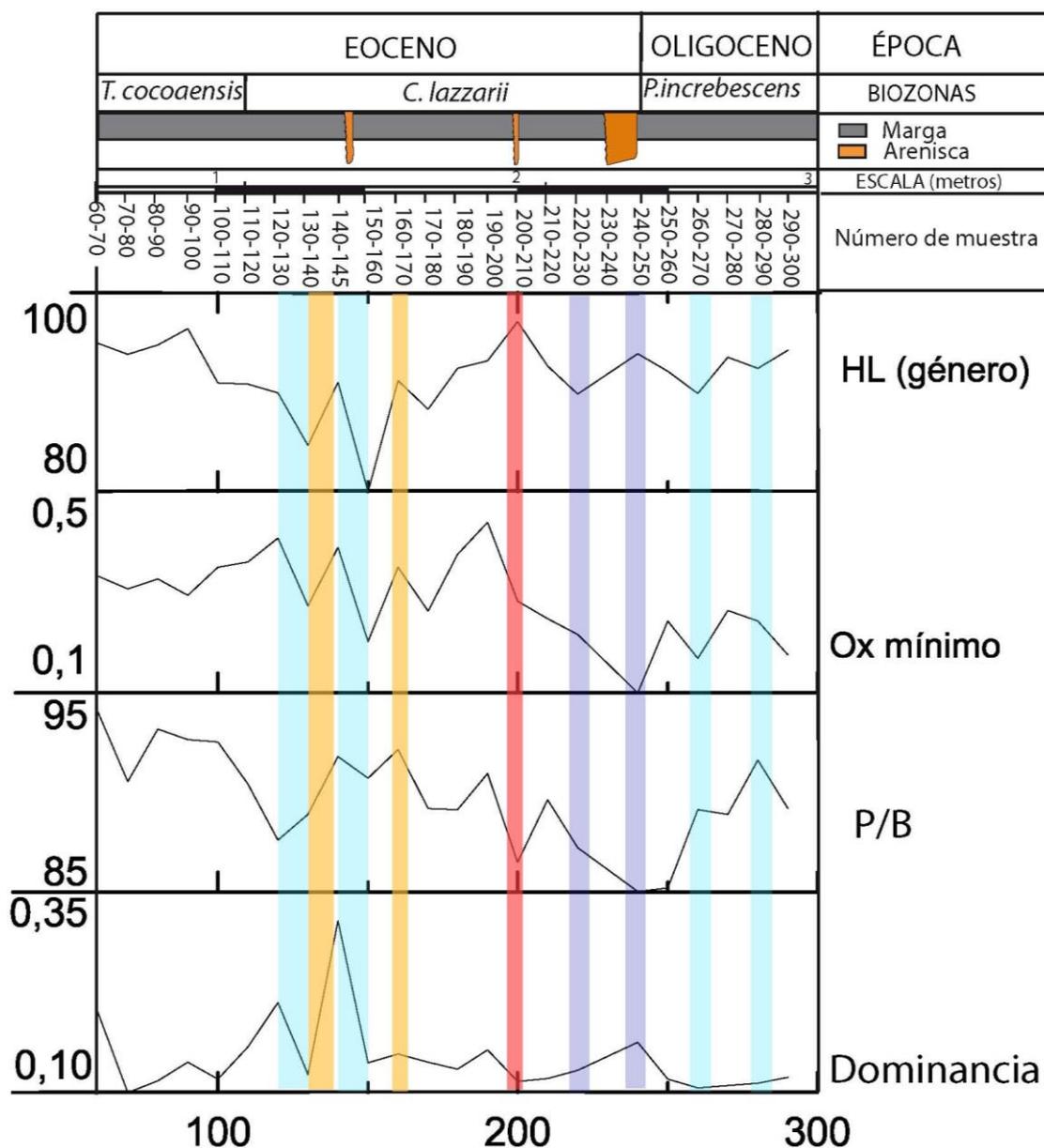


Figura 12: Interpretación de eventos cálidos y fríos con respecto a los índices paleoecológicos. En azul, los eventos fríos y en rojo los cálidos. En turquesa y naranja los eventos fríos y cálidos menos marcados.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

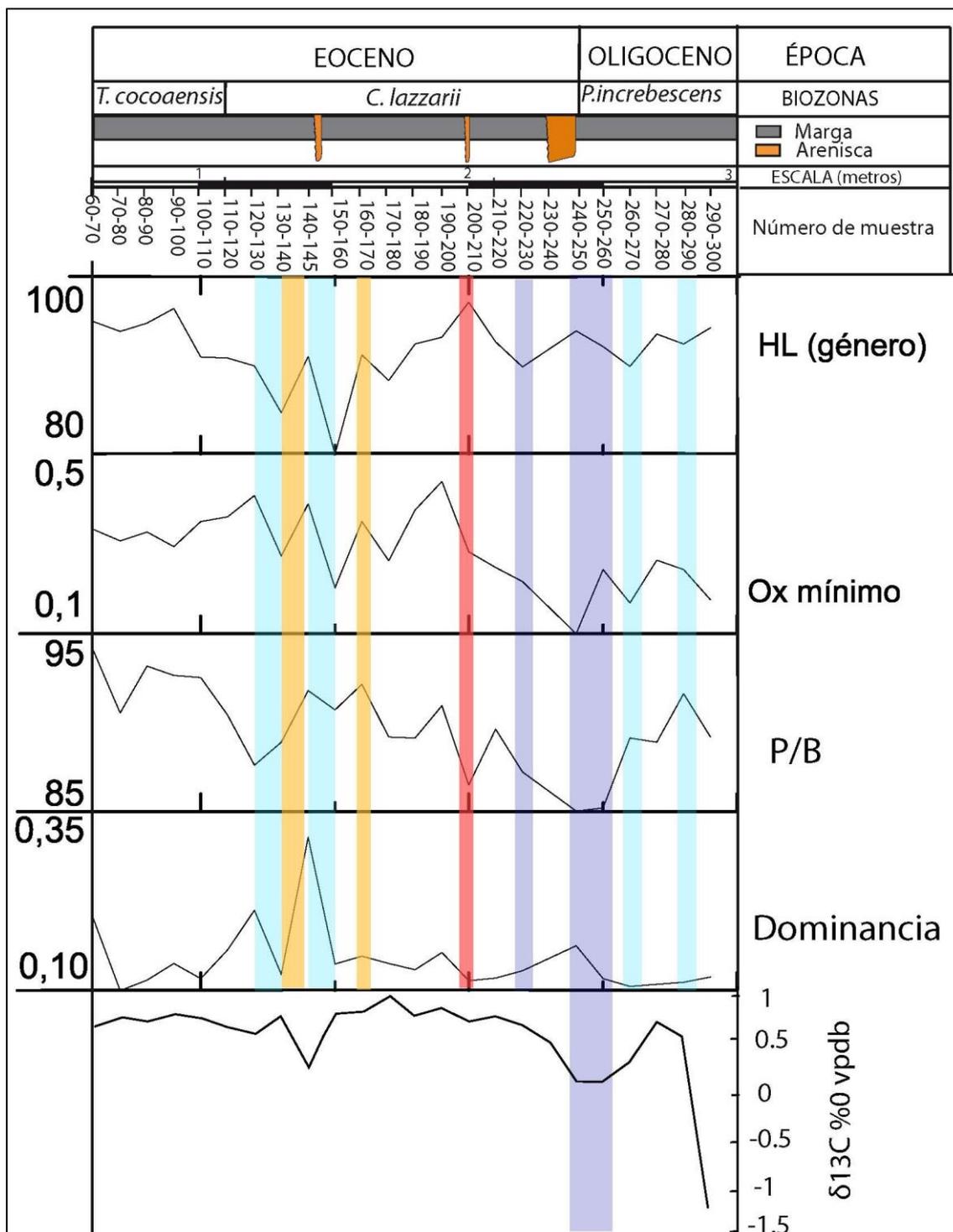


Figura 13: Interpretación de eventos cálidos y fríos con respecto a los índices paleoecológicos y la variación del de $\delta^{13}\text{C} \text{‰}$. En azul, los eventos fríos y en rojo los cálidos. En turquesa y naranja los eventos fríos y cálidos menos marcados.

8. CONCLUSIONES

1. Se han realizado un estudio bioestratigráfico y paleoambiental con foraminíferos planctónicos desde el Eoceno Superior (Rupeliense) hasta el Oligoceno Inferior (Priaboniense) del perfil de Fuente Caldera, identificando 27 especies, 13 géneros y 2 familias.
2. En el intervalo estratigráfico estudiado se han reconocido tres biozonas de la Zonación de Gonzalvo (2002): las Biozonas de *Turborotalia cocoaensis* y de *Cribrohantkenina lazzarii* del Rupeliense, y la Biozona de *Paragloborotalia increbescens* del Priaboniense.
3. Se ha corroborado que la extinción de los foraminíferos planctónicos en el Eoceno Superior, es un fenómeno gradual y rápido. El estudio de la evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos junto con los isótopos de oxígeno y carbono, refleja el episodio de enfriamiento que culminó en el Oligoceno Inferior. El enfriamiento de las masas de agua se ve acentuado en el mismo límite E/O e inmediatamente después.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Atlas climático Ibérico: temperatura del aire y precipitación (1971-2000)*, 2011, AEMET, España.
- Andeweg, B., 2002. *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields*. Tesis Doctoral, Universidad Libre de Ámsterdam, 1-178.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. y Aubry, M. P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. Society for Sedimentary Geology and Paleontologist, Special Publication*, 54: 129-212.
- Berthenet, F., Clauer, S. y Renard, M., 1985. Geochemistry of the Fuente Caldera Section (Spain). En: Pomerol, Ch. Y Premoli Silva, I. (Editores). *Terminal Events Eocene in Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 71-74.
- Blow, W. H., 1979. *The Cainozoic Globigerinida: a study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships and the stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea)*. Brill, E.J. (Editor), 3 vol: 1-1413. Netherlands).
- Brower, J., Zar, J. y von Ende, C., 1990. *Field and Laboratory Methods for General Ecology*, Brown (WC Publishers, Dubuque).
- Clarke, K.R., y R.M. Warwick. 2001. *Change in marine communities: An approach to statistical analysis and interpretation*. Primer-E, Plymouth, UK.
- Colom, G., 1967. Sur l'interprétation des sédiments profonds de la zone géosynclinale Baléare et Subbétique (Espagne). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **3**, 299-310.
- Colom, G., 1955. Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and the Atlantic area. *Micropaleontology*, 109-124.
- Colom, G., 1954. En: *Estudio de las biozonas con foraminíferos del Terciario de Alicante* (Tip.-Lit. Coullaut).
- Comas, M. C., Martínez Gallego, J. y Molina, E., 1984-85. Litofácies y sucesión estratigráfica del Eoceno y Oligoceno al Norte del Cerro Mencal (Zona subbética, Provincia de Granada). *Cuadernos de Geología*. **12**, 145-155.
- Comas, M., 1978. Sobre la Geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). Tesis doctoral, Universidad del País Vasco. *Bilbao, Spain*.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

- Coxall, H. K., Wilson, P. A., Pälike, H., Lear, C. H. y Backman, J., 2005. Rapid stepwise onset of Antartic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature*, 433: 53-57.
- Cruz, L. E., 2008. Los foraminíferos planctónicos del Oligoceno: bioestratigrafía, cronoestratigrafía y reconstrucción paleoambiental. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza. 1-266.
- DeConto, R. M. y Pollard, D., 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO². *Nature*, 421: 245-249.
- Fenero, R., 2010. Los foraminíferos bentónicos desde el Eoceno terminal al Mioceno inicial: taxonomía, inferencias paleoecológicas y paleoambientales. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza. 1-424.
- Fontboté, J. M., 1970. Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad.Geol.Univ.Granada* 1, 71-78.
- Foucault, A., 1971. *Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir: (Provinces de Jaen et de Granada, Espagne Meridionale)* Tesis Universidad de París, 1-633.
- García Dueñas, V., 1967. *La Zona Subbética al Norte de Granada*. Tesis Universidad de Granada, 1-417 (Inédita).
- Gonzalvo, C., 2002. *Los foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno medio-Oligoceno inferior: Bioestratigrafía, cronoestratigrafía y eventos paleoceanográficos*, Tesis Doctoral, 314 pp.
- Google Earth. [Http://mapas.google.com](http://mapas.google.com). Consulta realizada el 15/11/2010.
- Gupta, B. K. S., 2002. *Modern foraminifera* (Springer, New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow).
- Hair, J.F., Anderson, R.E., Tatham, R.L. y Black, B., 1999. Análisis Multivariante, 5ª Ed. Prentice Hall International.
- Hemleben, C., Spindler, M. y Anderson, O. R., 1989. *Modern planktonic foraminifera* 363 (Springer-Verlag, New York etc.).
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Julivert, M., Fontboté, J., Ribeiro, A. y Conde, L., 1974. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Instituto Geológico y Minero de España*, 1-113.
- Lear, C. H., Elderfield, H. y Wilson, P.A., 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science*, 287: 269-272.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

Liu, Z., Pagani, M., Zinniker, D., DeConto, R., Huber, M., Brinkhuis, H., Shah, S.R., Leckie, R. M. y Pearson, A., 2009. Global cooling during the Eocene-Oligocene climate Transition. *Science*, 323: 1187-1190.

Martínez Gallego, J. y Molina, E., 1975. Estudio del tránsito Eoceno-Oligoceno con foraminíferos planctónicos al Sur de Torre Cardela (Provincia de Granada, Zona Subbética). *Cuadernos de Geología* 6, 177-195.

Merico, A., Tyrrell, T. y Wilson, P.A., 2008. Eocene/Oligocene ocean de-acidification linked to Antarctic glaciation by sea-level fall. *Nature*, 453:979-982.

Miller, K.G., Mountain, G.S., Browning, J.V., Kominz, M., Sugarman, P. H., Christie-Blick, N., Katz, M. E. y Wright, J. D., 1998. Cenozoic global sea level, sequences, and the New Jersey transect: results from coastal plain and continental slope drilling. *Reviews of Geophysics* 36(4): 569-601.

Molina, E. ed., *Micropaleontología* (Prensas Universitarias de Zaragoza, Zaragoza, 2004) 704 p.

Molina, E., 1986. Description and biostratigraphy of the main reference section of the Eocene/Oligocene boundary in Spain: Fuente Caldera section. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* 9, 53-63.

Molina, E., Cruz, L., Gonzalvo, C., Ortiz, S. y Robin, E., 2004. Evidencias de impacto meteorítico en el Eoceno superior de Fuente Caldera (Granada, Cordilleras Béticas). *Geo-Temas* 6, 365-368.

Molina, E., Gonzalvo, C., Ortiz, S. y Cruz, L. E., 2006. Foraminiferal turnover across the Eocene–Oligocene transition at Fuente Caldera, southern Spain: No cause–effect relationship between meteorite impacts and extinctions. *Marine Micropaleontology*. 58, 270-286.

Molina, E., Keller, G. y Madile, M., 1988. Late Eocene to Oligocene events: Molino de Cobo, Betic Cordillera, Spain. *Revista Española de Micropaleontología*. XX (3), 491-514.

Molina, E., Monaco, P., Nocchi, M. y Parisi, G., 1986. Biostratigraphic correlation between the central Subbetic (Spain) and Umbro-Marchean (Italy) pelagic sequences at the E/O boundary using foraminifera. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*. 9, 75-85.

Molina, E., 1979. Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas. Tesis doctoral, Universidad de Granada y Zaragoza, 342 p.

Monechi, S., 1986. Calcareous nannofossil events around the Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian sections (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 57, 61-69.

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

- Ortiz, S., 2006. *Análisis de eventos del Paleógeno con foraminíferos bentónicos. Taxonomía, reconstrucción paleoambiental y aplicación cronoestratigráfica*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 295 p.
- Pearson, P. N., Olsson, R. K., Huber, B. T., Hemleben, C. y Berggren, A., (Editores). 2006. *Atlas of Eocene planktonic foraminifera. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 41: 1-513.
- Premoli Silva, I., Coccioni, R. y Montanari, A., 1988. En: *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)*. International Union of Geological Sciences: Commission on Stratigraphy, Ancona (Italy):1-268.
- Silva, G. y Mendoza, C.C., 2011. *Manual para el trabajo geológico de campo*, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- Spezzaferri, S., 1995. Planktonic foraminiferal paleoclimatic implications across the Oligocene/Miocene transition in the oceanic record (Atlantic, Indian and South Pacific). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 114(1): 43–74.
- Vera, J.A.; García-Hernandez, M.; López Garrido, A.C.; Comas, M.C.; Ruíz Ortiz, P.A. y Martín Algarra, A. 1982: El Cretácico de las Cordilleras Béticas. En el libro "*El Cretácico de España*". Edit. Complutense de Madrid. p. 515-630.
- Vera, J. A. (editor) (2004): Geología de España. *Geología de España*. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. pp. 884
- Von Hillebrandt, A., 1974. Bioestratigrafía del Paleógeno en el Sureste de España (provincias de Murcia y Alicante). *Cuadernos de Geología* 5, 135-153.
- Wade, B. S. y Pälike, H., 2004. Oligocene climate dynamics. *Paleoceanography*, 19: 1-16.
- Zanazzi, A., Kohn, M.J., MacFadden, B. J., Terry Jr., D. O., 2007. Large temperature drop across the Eocene-Oligocene transition in central North America, *Nature*, 445:639-642.

ANEXO 1

Superfamilia Globigerinaceae Carpenter, Parker y Jones, 1862

1.1. FAMILIA CATAPSYDRACIDAE (BOLLI, LOEBLICH Y TAPPAN, 1957)

1.1.1. Género *Catapsydrax* Bolli, Loeblich y Tappan, 1957

1.1.1.1. *Catapsydrax unicavus* Bolli, Loeblich y Tappan, 1957

1.1.1.2. *Catapsydrax dissimilis* (Cushman y Bermúdez, 1937)

1.1.1.3. *Catapsydrax ciperoensis* (Blow y Banner, 1962)

1.2. FAMILIA GLOBIGERINIDAE CARPENTER, PARKER Y JONES, 1862 4

1.2.1. Género *Globigerina* d'Orbigny, 1826

1.2.1.1. *Globigerina praebulloides* Blow, 1959

1.2.1.2. *Globigerina officinalis* Subbotina, 1953 5

1.2.2. Género *Globoturborotalita* Hofker, 1976

1.2.2.1. *Globoturborotalita anguliofficialis* Blow, 1969 6

1.2.2.2. *Globoturborotalita ouachitaensis* Howe y Wallace, 1932

1.2.3. Género *Paragloborotalia* Cifelli, 1982

1.2.3.1. *Paragloborotalia nana* (Bolli, 1957)

1.2.4. Género *Subbotina* Brotzen y Pozaryska, 1961

1.2.4.1. *Subbotina angiporoides* (Hornibrook, 1965)

1.2.4.2. *Subbotina corpulenta* (Subbotina, 1953)

1.2.4.3. *Subbotina eocaena* (Gümbel, 1868)

1.2.4.4. *Subbotina gortanii* (Borsetti, 1959)

1.2.4.5. *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939)

1.3. FAMILIA GLOBOQUADRINIDAE BLOW, 1979

1.3.1. Género *Dentoglobigerina* Blow, 1979

1.3.1.1. *Dentoglobigerina galavisi* (Bermúdez, 1961)

1.3.1.2. *Dentoglobigerina tripartita* (Koch, 1926)

1.3.2. Género *Globoquadrina* Finlay, 1947

1.3.2.1. *Globoquadrina venezuelana* (Hedberg, 1937)

1.4. FAMILIA HANTKENINIDAE CUSHMAN, 1927 13

Reconstrucción paleoambiental del evento de extinción de los foraminíferos planctónicos del límite Eoceno/Oligoceno en el corte de Fuente Caldera (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada, España)

1.4.1. Género *Cribohantkenina* Thalmann, 1942

1.4.1.1. *Cribohantkenina lazarii* (Pericoli, 1958)

1.4.2. Género *Hantkenina* Cushman, 1924

1.4.2.1. *Hantkenina alabamensis* Cushman, 1924

1.4.2.2. *Hantkenina brevispina* Cushman, 1925

1.5. FAMILIA HEDBERGELLIDAE LOEBLICH Y TAPPAN, 1961

1.5.1. Género *Pseudohastigerina* Blow y Banner, 1959

1.5.1.1. *Pseudohastigerina barbadoensis* Blow, 1969

1.5.1.2. *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927)

1.5.1.3. *Pseudohastigerina naguewichiensis* (Myatliuk, 1950)

1.5.2. Género *Turborotalia* Cushman y Bermúdez, 1949

1.5.2.1. *Turborotalia ampliapertura* (Bolli, 1957)

1.5.2.2. *Turborotalia cunialensis* (Toumarkine y Bolli, 1970)

1.5.2.3. *Turborotalia increbescens* (Bandy, 1949)

1.5.2.4. *Turborotalia cocoaensis* (Cushman, 1928)

Superfamilia: Globorotaliacea Cushman, 1927

2.1. FAMILIA CANDEINIDAE CUSHMAN, 1927

2.1.1. Subfamilia: *Tenuitellinae* Banner, 1982

2.1.1.1. Género *Tenuitellinata* Li, 1987

2.1.1.1.1. *Tenuitellinata angustiumbilitata* (Bolli, 1957)

2.2. FAMILIA CHILOGUEMBELINIDAE REISS, 1963

2.2.1. Género *Chiloguembelina* Loeblich y Tappan, 1956

2.2.1.1. *Chiloguembelina cubensis* (Palmer, 1934)

LÁMINAS

Lámina 1

Figuras 1-2: *Cribohantkenina lazzarii* (Pericoli, 1958). 1, Vista ecuatorial; 2, Vista lateral.

Figuras 3-4: *Hantkenina alabamensis* Cushman, 1924. 3, Vista ecuatorial; 4, Vista latera.

Figuras 5-6: *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927). 5, Vista lateral; 6, Vista ecuatorial.

Figuras 7-8: *Chiloguembelina cubensis* (Palmer, 1934). 7, Vista frontal; 8, Vista apical.

Escala de las barras: 100 μ

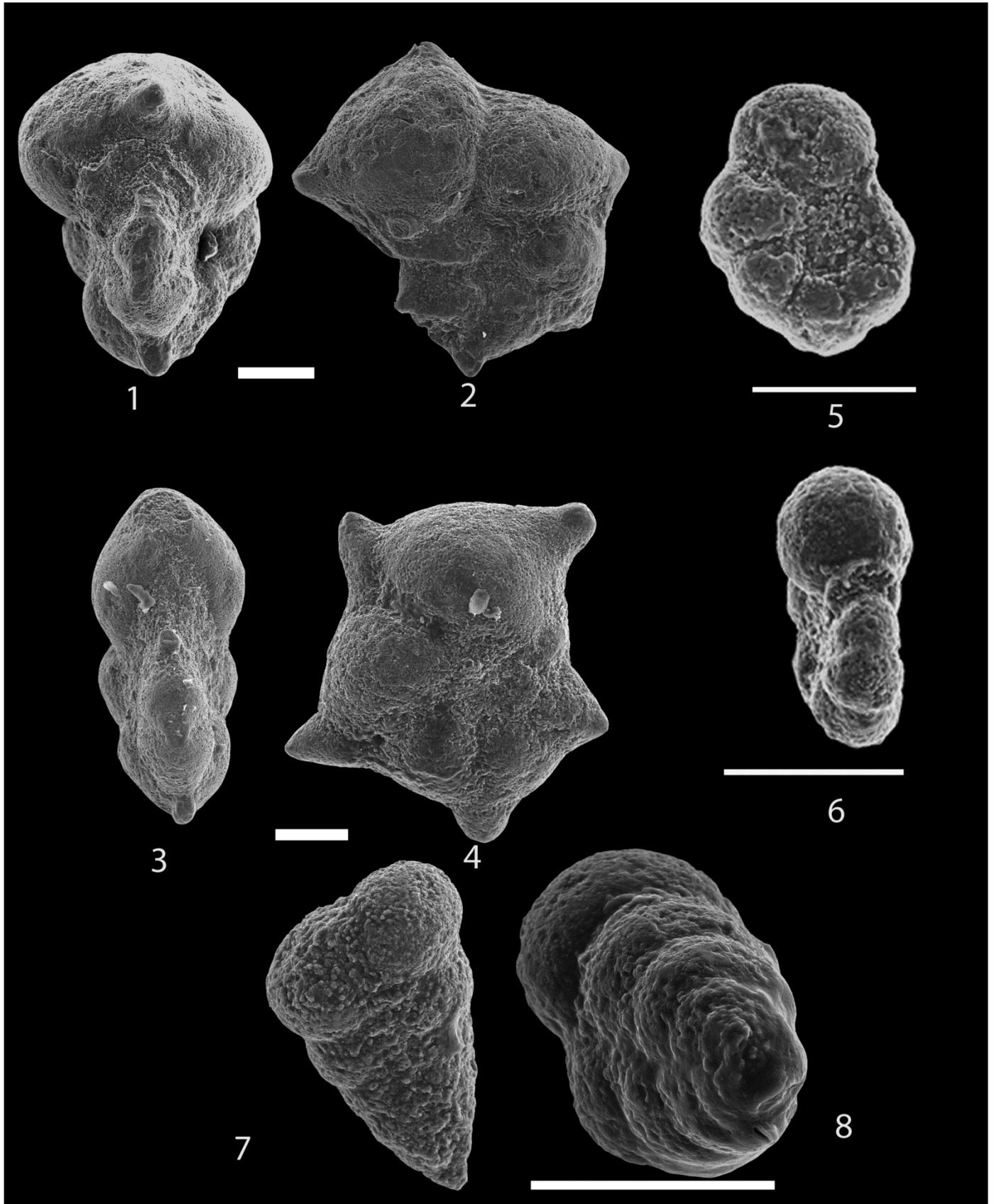


Lámina 2

Figuras 9-10: *Catapsydrax unicavus* Bolli, Loeblich y Tappan, 1957. 9, Vista umbilical 10, Vista espiral.;

Figuras 11-13: *Turborotalia cocoaensis* (Cushman, 1928). 11, Vista umbilical; 12, Vista espiral; 13, Vista lateral.

Figuras 14-15: *Globoquadrina venezuelana* (Hedberg, 1937). 14, Vista umbilical; 15, Vista espiral.

Escala de las barras: 100 μ

