

El flysch entre Deba y Zumaia

The flysch between Deba and Zumaia

JUAN IGNACIO BACETA, XABIER ORUE-ETXEARRIA Y ESTIBALIZ APELLANIZ

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, Apto. 644, 48080, Bilbao. E-mail: juanignacio.baceta@ehu.es; xabi.orueetxebarria@ehu.es; estibaliz.apellaniz@ehu.es

Resumen Las rocas del flysch que afloran en los acantilados del tramo litoral entre Deba y Zumaia poseen un gran valor naturalístico y paisajístico, pero se caracterizan sobre todo por albergar uno de los registros geológicos más completos e importantes del mundo de finales del Cretácico Superior y comienzos del Paleógeno, periodos que estuvieron jalonados por importantes acontecimientos físicos y biológicos. Este trabajo ofrece una síntesis de algunos de los aspectos más significativos que hacen de la sucesión flysch aflorante entre Deba y Zumaia un laboratorio geológico de primer orden para cualquier aficionado o profesional de la Geología que pretenda enriquecer su conocimiento sobre rocas marino profundas tipo flysch o sobre cualquiera de los eventos registrados durante la evolución de los océanos y del conjunto del planeta en ese tiempo.

Palabras clave: Flysch, Cretácico, Paleoceno, Deba, Zumaia.

Abstract *The flysch rocks that crop out along the coastal cliffs between Deba and Zumaia have a great naturalistic and landscape value. Besides, they harbour one of the worldwide most complete and important geologic records of the late Cretaceous and the early Paleogene, which were periods punctuated by important physical and biological events. This paper summarizes some of the most significant features that turn the flysch succession between Deba and Zumaia into a first-order geological laboratory, for any amateur or professional geologist interested in flysch rocks and fossils, or in any of the episodes that punctuated the evolution of the deep oceans and the whole planet during that time.*

Keywords: Flysch, Cretaceous, Paleocene, Deba, Zumaia.

INTRODUCCIÓN

La costa entre Deba y Zumaia constituye uno de los sectores del litoral vasco con menor ocupación humana, caracterizado por una sucesión de acantilados y calas de gran belleza, apenas retocados por la mano del hombre y por formas de relieve y erosión muy peculiares. Su alto valor paisajístico es el atributo más conocido y apreciado, particularmente entre los amantes de la naturaleza y el senderismo que visitan asiduamente la zona, aunque es necesario indicar que esta zona es asimismo referenciada y visitada de forma prácticamente continua por numerosos investigadores especializados en diferentes campos de la Geología. El motivo de tal interés entre los científicos radica en que constituye uno de los mejores espacios del planeta para la observación y estudio de rocas sedimentarias depositadas en ambientes marino profundos durante el intervalo de tiempo geológico comprendido entre el Cretácico

inferior y el Eoceno (entre 105 y 48 millones de años antes de la actualidad).

Durante las últimas décadas, el interés sobre la Geología está traspasando el ámbito de los foros de investigación, de manera que cada vez es mayor la atención que muestra la sociedad en los temas relacionados con el medio físico, además, o como complemento al medio biológico. Como respuesta a dicho interés creciente, tanto científico como social, sobre la geología de esta zona de la costa guipuzcoana, el 10 de febrero de 2009, el Gobierno Vasco declaró Biotopo Protegido el tramo litoral comprendido entre Deba y Zumaia, recogiendo en la declaración que uno de los principales objetivos era “asegurar la conservación del patrimonio geológico del frente de acantilados costeros”. El biotopo comprende un tramo de costa de aproximadamente 7.5 km de longitud, entre la bahía de Deba y la orilla izquierda de la desembocadura del río Urola,

Fig. 1.- Vista general en foto aérea del área litoral que comprende el Biotopo Deba-Zumaia (arriba) y cartografía geológica de la zona, con indicación de las principales unidades estratigráficas que forman la sucesión flysch, el accidente tectónico más significativo (falla del Andutz) y algunos puntos geográficos de referencia.

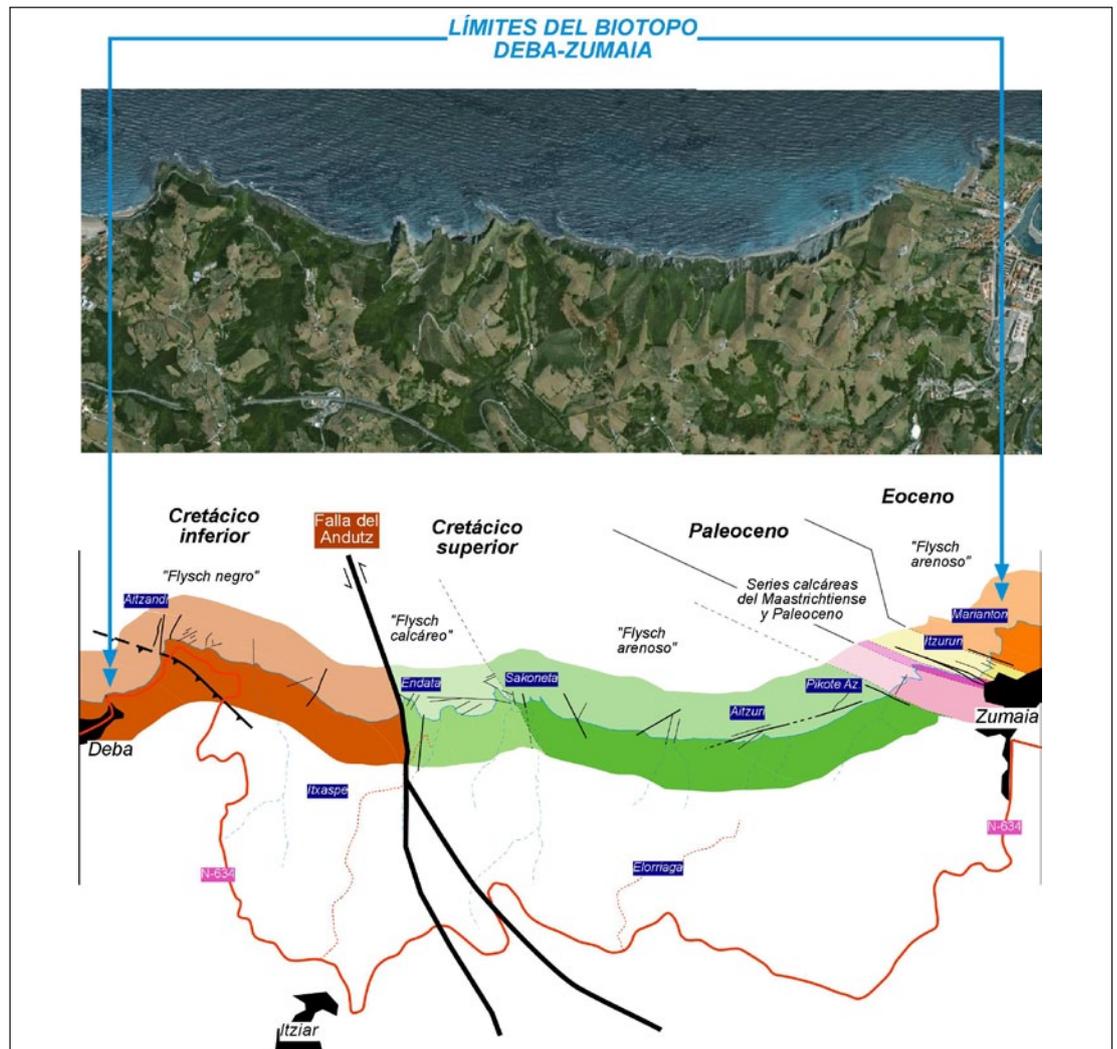


Fig. 2 (abajo).- Dos vistas generales de la sucesión flysch de la costa guipuzcoana. En ambas se constata claramente la gran continuidad lateral de los estratos y la típica alternancia de capas duras y blandas que lo caracterizan, tanto en el acantilado, como en las extensas plataformas de abrasión que se desarrollan en su base.



en Zumaia (Fig. 1). Esta porción de costa está constituida esencialmente por una línea de acantilados de entre 100 y 200 m de altura que, a su base, presentan extensas plataformas de abrasión marina (Fig. 2). Geológicamente, la zona se caracteriza por contener rocas sedimentarias de tipo "flysch" que, en edad, comprenden desde el Cretácico inferior (Albiense hasta el Paleógeno medio (Eoceno). De modo general, la sucesión de rocas buza entre 40° y 60° hacia el norte-noreste, de manera que las rocas más antiguas (Albiense) se localizan en Deba, al oeste, y las más modernas (Eoceno) en Zumaia, al este (Fig. 1). En su conjunto, la sucesión de capas o estratos rocosos sobrepasa los 5.000 m de espesor y se reconoce de forma prácticamente continua, solo interrumpida o trastocada localmente por fallas y pliegues.

Los primeros trabajos científicos notables que citan y aportan datos sobre la sucesión de rocas tipo flysch entre Deba y Zumaia corresponden a estudios pioneros en la geología ibérica realizados a finales del siglo XIX, tales como los de Maestre (1876) o Adán de Yarza (1884). Como continuación de ellos, durante la primera mitad del siglo XX esta sucesión de rocas sedimentarias comenzó a adquirir gran relevancia, convirtiéndose en visita deseada o casi obligada para



Fig. 3.- Visita de geólogos alemanes en 1924 al flysch de la costa guipuzcoana

todo tipo de investigadores (Fig. 3), generalmente en visitas organizadas para grupos de geólogos, muchas de ellas en el seno de congresos científicos. Pero es a partir de mediados del siglo XX cuando se ha generado una afluencia prácticamente continua de investigadores y especialistas en Geología procedentes de Europa y Norteamérica, principalmente. Fruto de ello son las más de 100 publicaciones científicas sobre diferentes aspectos de la sucesión del flysch, que incluyen artículos en prestigiosas revistas científicas del campo de

la Geología, Guías de Campo (Fig. 4) y Tesis Doctorales (Fig. 5). Entre la Guías de Campo cabe destacar las de Kruit et al. (1975), Pujalte et al. (1992), Pujalte et al. (1994), Baceta et al. (1997) y Bernaola et al. (2006)..

Este trabajo ofrece una síntesis de algunos de los aspectos más significativos que hacen de la sucesión flysch aflorante entre Deba y Zumaia un laboratorio geológico de primer orden y, a su vez, un lugar de visita para cualquier aficionado o profesional de la geología que pretenda enriquecer su conocimiento

Excursiones y Guías de Campo al Flysch guipuzcoano.		
Año	Investigador responsable	Reunión/Congreso/Guía
1950	J. Gómez de Llarena	Primer Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos (San Sebastian)
1951	J. Gómez de Llarena	Excursión de Investigadores de la Universidad de Bruselas
1972	C. Kruit	Reunión de Investigadores del Koninklijke/Shell Exploration and Production Laboratory
1975	C. Kruit et al.	IX Congreso Internacional de Sedimentología (Niza) Guía: "An Excursión to the tertiary deep-Water fan deposits near San Sebastian"
1987	J. Wiedmann	II Jornadas de Paleontología (Leioa)
1989	V. Pujalte y S. Robles	XII Congreso Español de Sedimentología (Leioa)
1992	V. Pujalte, J.I. Baceta y A. Payros	Field-Trip para geólogos del Servicio Geológico de Dinamarca Guía: Paleocene-middle Eocene Paleogeography, facies and sequence stratigraphy of the south-western and western Pyrenees (Pamplona and BasqueBasins)
1992	E. Molina	Internacional Meeting and Field Conference (Zaragoza)
1992	V. Pujalte, S. Robles, J.I. Baceta y X. Orue-Etxebarria	International Symposium on Sequence Stratigraphy of European Basins (Dijon)
1993	V. Pujalte, J.I. Baceta, A. Payros y X. Orue-Etxebarria	"Field-Seminar" para la Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV
1994	V. Pujalte J.I. Baceta, A. Payros. X. Orue-Etxebarria y J. Serra-Kiel.	Seminario de Campo para el Groupe d'Étude du Paléogène and IGCP Project 286
1995	V. Pujalte, S. Robles, J.I. Baceta y X. Orue-Etxebarria	Seminario de Campo para la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (AEOPECT).
1996	E. Molina, I. Arenillas y B. Schmitz	"International Meeting and Field Conference (Zaragoza)
1997	J.I. Baceta, V. Pujalte, X. Orue-Etxebarria, A. Payros, E. Apellaniz y K. Nuñez-Betelu	XXII Reunión de la Sociedad Geológica de España (Leioa) Guía: El Cretácico Superior y el paleógeno del país Vasco, ciclos sedimentarios y eventos biológicos en una cuenca marina profunda
2006	G. Bernaola, J.I. Baceta, A. Payros, X. Orue-Etxebarria y E. Apellaniz	Climate & Biota of the Early Paleogene Guía: Post-Conference field excursion guidebook ZUMAIA SECTION

Fig. 4.- Relación de algunas de las principales excursiones y guías de campo realizadas a los afloramientos del flysch guipuzcoano

Fig. 5.- Relación de algunas de las Tesis Doctorales desarrolladas en la zona

Tesis Doctorales relacionadas con la serie flysch que aflora entre Deba y Zumaia.		
Año	Investigador /Universidad	Título de la tesis
1959	P. Rat, . Univ. de Bourgogne	Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques (Espagne).
1964	F. K. Ewert. Univ. de Münster	Geologie des Südteiles des Baskischeu Pyrenäen.
1964	H. Völt. Univ. de Berlín	Zur Geologie der Pyrenäiden im nordwestlichen Navarra, Spanien.
1967	P. Feuillèe. Univ. de Dijon	Le Cénomanién del Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique.
1965	A. von Hillebrandt Univ. Técnica de Berlín	Foraminiferen-Stratigraphie in Alttertiar von Zumaya (Provinz. Gupuzcoa, N.W. Spanien), un ein vergleich mil anderen Tethys-Gebieten.
1965	D. Herm. Univ. Técnica de Berlín	Mikropalaontologische-Stratigraphische IJntersuchungen im Kreide-Flysch zwischen Deva und Zumaya (prov. Guipúzcoa, Nodspanien).
1975	L. G. Allen. Univ. de Princeton	Changes in Foraminiferida in the Cretaceous-Tertiary Boundary Crisis at Punta de S. Telmo, Zumaya, Spain.
1979	J. Campos . Univ. del País Vasco-UPV/EHU	Estudio geológico del Pirineo Vasco, al Oeste del río Bidasoa.
1982	A. Van Vliet. Univ. de Utrecht	Abanicos submarinos y depósitos asociados en el Terciario inferior de Gipuzkoa (norte de España).
1987	B. Mathey. Univ. de Bourgogne	Les flyschs Crétacé supérieur des Pyrénées Basques. Age, anatomie, origine du material, milieu de dépôt et relations avec l'ouverture du Golfe de Gascogne.
1990	I. Canudo. Univ. de Zaragoza	Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno en el Prepirineo meridional y su comparación con la Cordillera Bética.
1993	N. Ortíz. Univ. de Zaragoza	Los microforaminíferos bentónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno y sus implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas.
1993	A. Gorostidi. Univ. del País Vasco-UPV/EHU	Nannofósiles calcáreos y eventos del Cretácico medio-superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica.
1994	F. Martínez Ruiz. Univ. de Granada	Geoquímica y mineralogía del tránsito Cretácico/Terciario en las Cordilleras Béticas y en la Cuenca Vasco-Cantábrica.
1996	J. A. Arz. Univ. de Zaragoza	Los foraminíferos planctónicos del Campaniense y Maastrichtiense: Bioestratigrafía, cronoestratigrafía y eventos paleoecológicos.
1996	I. Arenillas. Univ. de Zaragoza	Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno Inferior: Sistemática, bioestratigrafía, cronoestratigrafía y paleoceanografía.
1996	L. M. Agirrezabala. Univ. del País Vasco-UPV/EHU	El Aptiense-Albiense del Anticlinorio Nor-Vizcaíno entre Gernika y Azpeitia.
1996	J. I. Baceta. Univ. del País Vasco-UPV/EHU	El Maastrichtiense superior, Paleoceno e llerdiense inferior de la Región Vasco-Cantábrica: Secuencias Deposicionales, Facies y Evolución Paleogeográfica.
2002	G. Bernaola. Univ. del País Vasco-UPV/EHU	Los nannofósiles calcáreos del Paleoceno en el Dominio Pirenaico: bioestratigrafía, cronoestratigrafía y paleoecología
2006	S. Ortíz. Univ. de Zaragoza	Análisis de eventos del Paleógeno con foraminíferos bentónicos. Taxonomía, reconstrucción paleoambiental y aplicación cronoestratigráfica.
2007	F.. Caballero. Univ. del País Vasco-UPV/EHU	Análisis micropaleontológico de los límites Cretácico/Terciario, Daniense/Selandiense y Paleoceno/Eoceno en la Cuenca Vasco-Cantábrica, a través de los foraminíferos planctónicos.

general o específico sobre rocas marino profundas tipo flysch o sobre cualquiera de los eventos de índole física o biológica registrados durante el intervalo de tiempo geológico que comprenden. Además, este magnífico laboratorio geológico ofrece a los docentes afloramientos de gran espectacularidad a partir de los cuales se puede mostrar al alumnado, dependiendo de su nivel educativo, diferentes tipos de rocas, cómo son agrupadas en conjuntos o unidades (p.e. en formaciones), qué relación tienen cada tipo de rocas con las condiciones ambientales en que se formó, qué relación tiene el clima terrestre con parámetros astronómicos y como se reconocen las variaciones climáticas en el registro estratigráfico (ciclos de Milankovitch), qué son los fósiles y en qué medida estas entidades permiten reconstruir la historia de la Vida en la Tierra, que son los estratotipos, como se definen y cual es su utilidad a la hora de establecer el "calendario" de la sucesión de eventos registrados a lo largo de la historia del planeta Tierra.

Los autores de este trabajo han publicado numerosos trabajos de investigación acerca de la Geología de esta zona en revistas de prestigio internacional. Además forman parte del grupo de investigadores que propusieron y consiguieron que los estratotipos del Selandiense y Thanetiense se pusieran en la playa de Itzurun, en Zumaia.

FLYSCH: UN TÉRMINO CON GRAN SIGNIFICADO GEOLÓGICO

En sentido muy amplio, se puede denominar el "flysch" como un conjunto de rocas sedimentarias que se han formado en ambientes marinos profundos (entre 1000-5000 m) y que se caracterizan por presentar una estratificación muy bien definida (Fig. 2). El término flysch proviene del alemán, y es la expresión con la que se designaba en algunos valles suizos a las formaciones de rocas de esas características que,

debido a las fuertes pendientes, experimentaban frecuentemente procesos de deslizamiento y desplome ladera abajo. El nombre fue formalmente introducido en la terminología geológica por Studer en 1827, y posteriormente se ha aplicado a formaciones de rocas de diferentes edades y localización.

Como norma general, las rocas del flysch aparecen como una sucesión de innumerables capas plano-parallelas, fácilmente identificables por su diferente grado de dureza, que suelen desarrollar gran persistencia y continuidad lateral (Fig. 2). Las sucesiones de rocas flysch representarían un registro prácticamente continuo de la sedimentación que ocurrió en los fondos marinos antiguos, conteniendo por tanto la documentación más completa y variada de los diferentes procesos que afectaban dichos fondos marinos (corrientes submarinas de diferente tipo, cambios en el quimismo de las aguas, en su temperatura o en su grado de oxigenación, etc.), las formas de vida que los habitaban y, de forma llamativa, el mejor registro de acontecimientos excepcionales como impactos meteoríticos, crisis biológicas, grandes erupciones volcánicas o cambios climáticos globales.

La sucesión de estratos que conforma el flysch entre Deba y Zumaia se depositó sobre fondos marinos que, a gran escala, eran planos y bastante regulares. La configuración actual de la sucesión, inclinada entre 30 y 60° hacia el norte y noreste, es por tanto producto de una deformación posterior, que está directamente relacionada con la formación de los Pirineos. Durante el Cretácico y el Paleógeno la Península Ibérica estaba más alejada de Europa que en la actualidad, y el espacio que hoy ocupan los Pirineos era un amplio golfo marino en cuyo centro se depositaron las sucesiones flysch. A partir del Eoceno medio (hace 40 millones de años) y hasta aproximadamente el Mioceno, Europa y la Península Ibérica se fueron aproximando entre sí y, como resultado, toda la zona que había constituido el amplio fondo marino profundo que se asentaba entre ellas experimentó compresión y un levantamiento tectónico progresivo. Por otra parte, la zona emergió a finales del Eoceno o a comienzos del Oligoceno (hace 35-30 millones de años), y desde entonces ha estado sujeta a procesos de erosión, en gran parte relacionados con la actividad del mar. No obstante, el modelado que observamos hoy en día es en gran parte resultado de procesos erosivos recientes desarrollados durante el Cuaternario.

TIPOS DE ROCAS QUE CONSTITUYEN EL FLYSCH

Las sucesiones flysch no son, a primera vista, muy complejas en cuanto a las tipologías de rocas que la conforman. En efecto, como norma general suelen incluir, como mucho, cuatro o cinco tipos mayoritarios, a los que se sumarían proporciones

menores o anecdóticas de rocas producto de alteración secundaria o formadas puntualmente y/o en condiciones muy particulares. Las tipologías mayoritarias pueden ser muy distintas entre sí, pero atendiendo a su génesis se pueden agrupar en dos categorías principales que aquí denominamos como rocas *autóctonas* y rocas *resedimentadas*.

La categoría de **rocas autóctonas** comprende las rocas sedimentarias que resultaron de la acumulación sobre el fondo marino de partículas de grano fino o muy fino (< 0,05 mm), que se depositaban mediante un proceso de decantación lenta y continua. Tales partículas finas pueden ser de composición carbonatada (carbonato cálcico, principalmente restos de microorganismos) o siliciclástica (arcilla o limo silíceo) y, en función de la proporción relativa entre estos componentes, pueden dar como resultado tres tipos de rocas principales: *calizas* (esencialmente compuestas de carbonato cálcico), *margas* (con partículas carbonatadas y siliciclásticas en proporciones similares) y *lutitas* (mayoritariamente formadas por partículas siliciclásticas). Las calizas del flysch son generalmente rocas que por su carácter compacto son bastante duras, tendiendo a formar capas que resaltan en el afloramiento; por su parte, las margas y particularmente las lutitas son rocas más blandas y deleznable, por lo que habitualmente tienden a formar entrantes entre las capas de caliza o de otras litologías duras, por ser más fácilmente erosionables (Fig. 6).

Fig. 6. A: Alternancia más o menos regular de calizas y margas (Paleoceno de Zumaia). B: Fotografía de microscopio de una caliza del flysch compuesta por partículas carbonatadas finas y conchas de foraminíferos planctónicos (en color blanquecino).

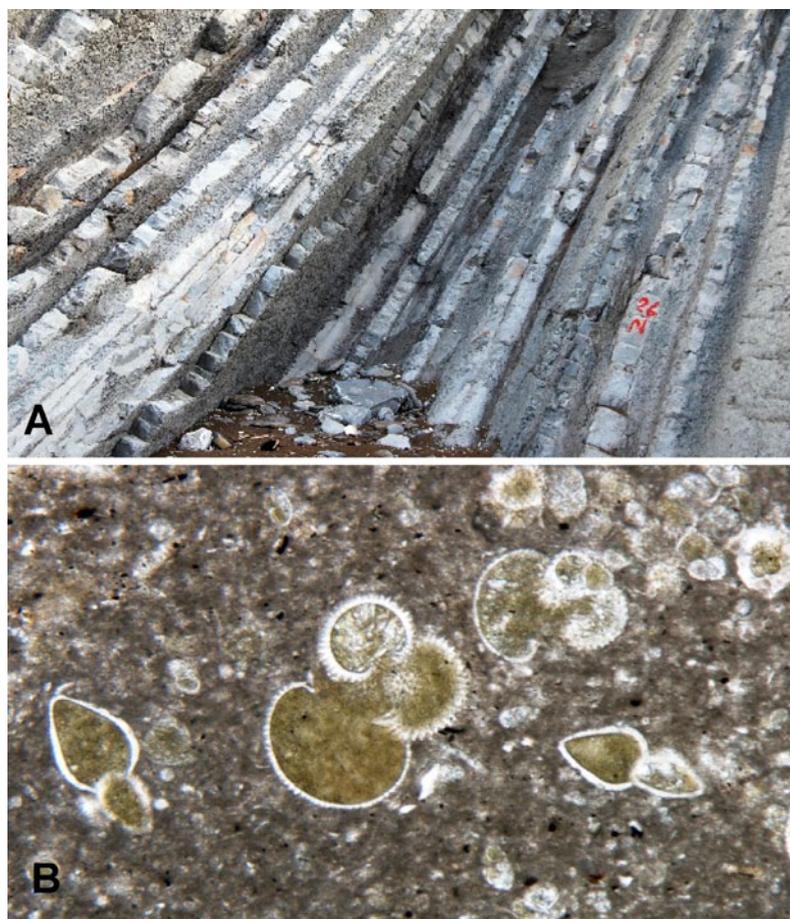
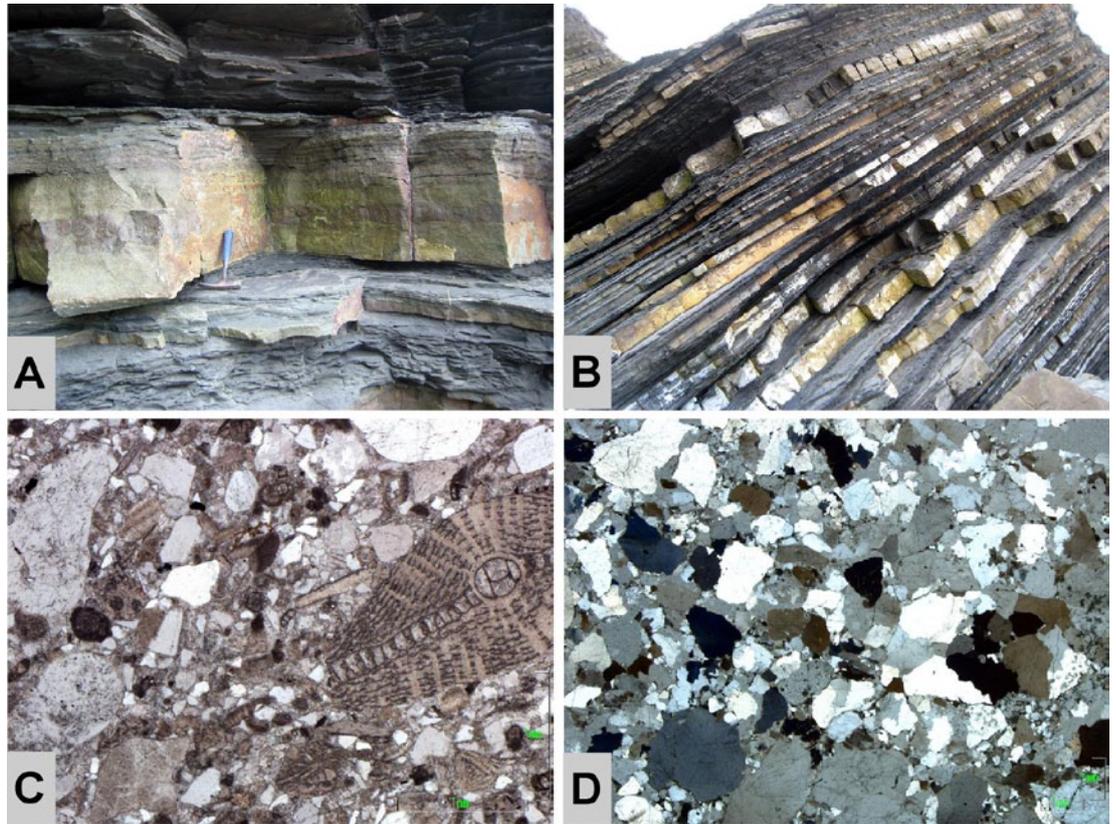


Fig. 7. A: Imagen que muestra la base neta y las divisiones más comunes de observar en una capa de turbidita de 0.5 m de espesor en la que se destaca su base neta y la presencia de laminaciones paralelas en su mitad superior. B: Vista de un tramo de 5 m de sucesión flysch compuesta por lutitas, entre las que se intercalan capas de turbiditas de diferente espesor. C: Fotografía de microscopio de una turbidita principalmente compuesta por partículas carbonatadas (conchas de diferentes tipos de foraminíferos). D: Fotografía de microscopio de una turbidita mayoritariamente compuesta por arena de cuarzo.



La categoría de **rocas resedimentadas**, por su parte, comprendería aquellas que se formaron por la acumulación de partículas de grano medio-grueso (entre 0.05 y 20 mm), transportadas y depositadas sobre el fondo marino por diferentes tipos de corrientes submarinas. Tales partículas son principalmente de composición siliciclástica (arenas-gravas de sílice) (Fig. 7D), pero asimismo pueden ser de naturaleza carbonatada (restos y fragmentos de fósiles carbonatados) (Fig. 7C), fosfatada (fragmentos de fósiles fosfatados, dientes de peces o fragmentos óseos) o incluso carbonosa (restos de plantas). Las partículas siliciclásticas y carbonosas son mayoritariamente de procedencia continental. Fueron aportadas a las zonas litorales por los ríos y, una vez allí, se removilizaron y transportaron hasta el fondo marino profundo mediante corrientes de densidad, las denominadas “corrientes turbidíticas”, que eran capaces de circular distancias kilométricas sobre el fondo marino. Las partículas carbonatadas y fosfatadas suelen ser, principalmente, de procedencia litoral y se transportaban al fondo marino por los mismos procesos. Los diferentes tipos de sedimentos granulares se depositaban sobre el fondo marino durante la fase de deceleración progresiva de las corrientes turbidíticas y, como resultado de ello, suelen aparecer formando capas de entre 1 cm y 2 m de espesor que, generalmente, son compactas y duras (al igual que las calizas forman resaltes en el afloramiento; Figs. 7A y B). Estas capas, comúnmente denominadas “turbiditas”, se caracterizan por presentar una base neta, una “gradación granu-

lométrica” (disminución progresiva del tamaño de grano de las partículas de base a techo de la capa) y diferentes tipos de laminaciones de corriente (laminaciones paralela o cruzada) (Fig. 7A, B).

En muchos casos, las turbiditas se organizan internamente con una secuencia vertical característica conocida como “secuencia de Bouma”. En las turbiditas en que se ha preservado la secuencia completa, ésta se expresa, de base a techo, por los siguientes términos: un tramo basal de arena masiva (intervalo a), un tramo arenoso con laminación paralela centimétrica (intervalo b), un tramo arenoso de laminación cruzada (intervalo c), un tramo de laminación paralela de escala milimétrica (intervalo d) y, por último, un tramo de lutitas de decantación (intervalo e).

Durante su desplazamiento sobre el fondo marino, las corrientes turbidíticas eran capaces de erosionar dicho fondo, dando lugar a una amplia gama de estructuras que generalmente se han preservado como moldes a la base de las turbiditas. Entre ellas fundamentalmente destacan los “flutes” y los “grooves” (nomenclatura tomada del inglés). Los flutes corresponden a pequeñas “cinceladas” de forma cónica o elipsooidal, de entre 1 y 10 cm de longitud, que presentan un vértice más agudo siempre orientado hacia la zona de procedencia de la corriente. Normalmente aparecen agrupados y con una misma orientación (Fig. 8A). Por su parte, los grooves corresponden a acanaladuras de hasta varios metros de longitud que, principalmente, se generaron por el arrastre

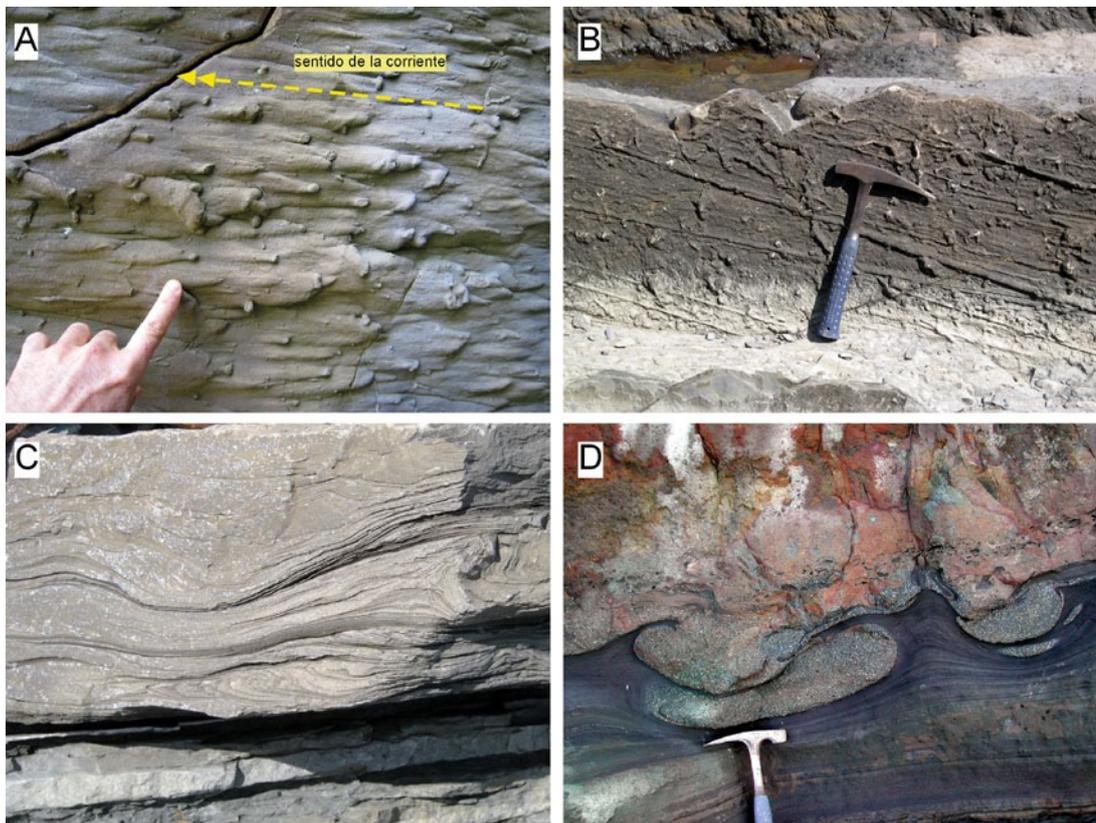


Fig. 8. A: Imagen de marcas de corriente (flutes) a la base de una capa turbidítica. Se puede apreciar que los flutes presentan similar orientación, con el vertice más prominente situado a la derecha, indicando un sentido de desplazamiento de la corriente generadora de derecha a izquierda. B: Imagen de grooves a la base de una capa turbidítica. C: Turbidita mostrando laminaciones distorsionadas (laminación convoluta), generadas por removilización del fluido intersticial tras el depósito de la capa arenosa. D: Excepcionales ejemplos de estructuras de carga a la base de una turbidita, generadas cuando el sustrato lutítico estaba todavía sin consolidar.

durante el desplazamiento de la corriente turbidítica, de una gran partícula (canto o incluso pequeño bloque) sobre el fondo marino poco consolidado (Fig. 8B).

Las capas de arena depositadas por corrientes turbidíticas suelen contener gran cantidad de fluido intersticial (agua). Durante el depósito o en los momentos posteriores, este fluido tiende a escapar hacia arriba entre los granos, generando la deformación y plegamiento de las laminaciones internas de la capa y dando lugar a estructuras como la “laminación convoluta” (Fig. 8C). A su vez, el peso de las capas de arena sobre el lecho fangoso puede dar lugar a “estructuras de carga”, en las que se observa como el sedimento arenoso se adentra en los materiales que se encuentran debajo (Fig. 8D). Otra estructura que podemos encontrar en este tipo de depósitos marinos son los ripples. Los ripples son ondulaciones originadas sobre lechos de arena y

limo sin litificar y que están sumergidos en un fluido en movimiento generado por las corrientes marinas o el viento.

Al igual que ocurre en otros contextos de sedimentación, durante la fase de litificación (consolidación por transformación del sedimento en roca) los sedimentos del flysch pueden experimentar transformaciones que conllevan la formación de nuevos tipos de rocas como son los nódulos y las septarias. Los “nódulos”, también llamados concreciones, son de forma ovalada (normalmente calcita, sílice o siderita) y crecen dentro del sedimento aunque en ocasiones llegan a formar niveles prácticamente continuos (Figs. 9A y 9B). Las “septarias” son un tipo especial de nódulo que, por procesos de retracción interna, desarrolla una red de fracturas radiales y concéntricas, que posteriormente se rellenan por minerales (calcita, cuarzo, barita, etc) (Fig. 9C).

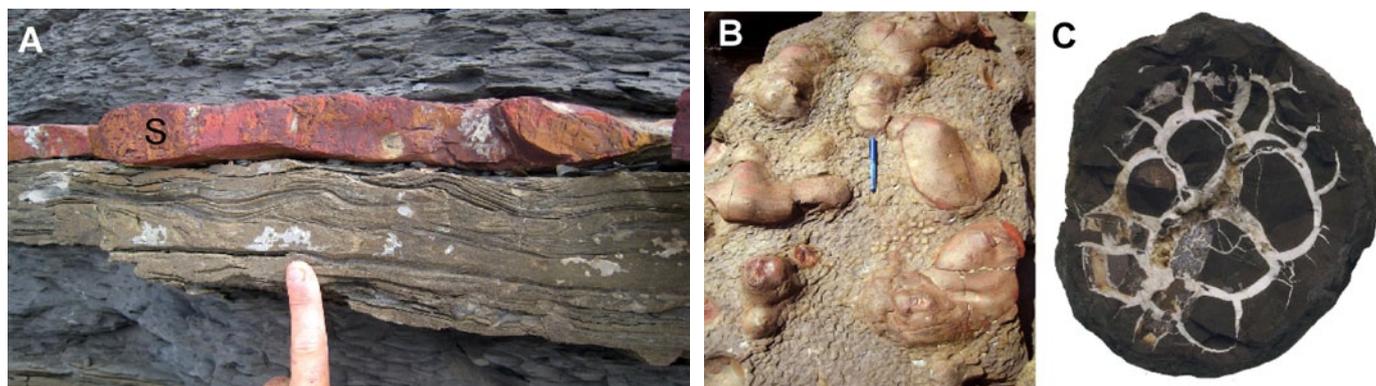


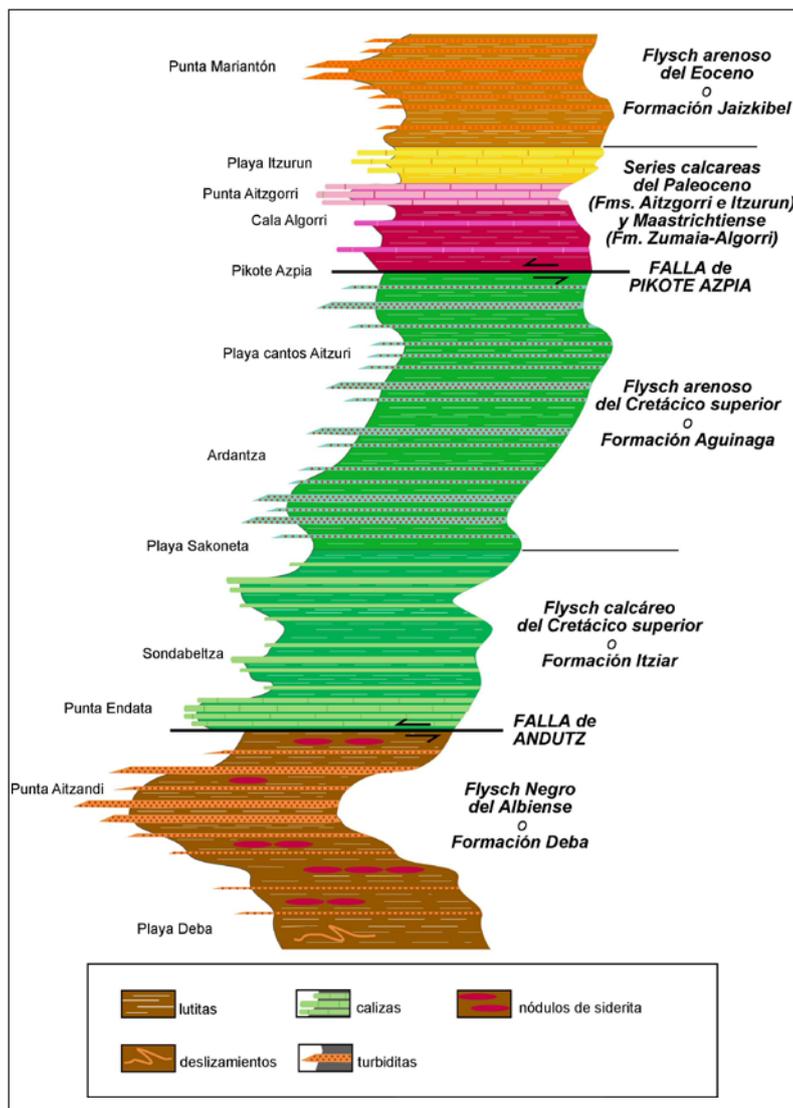
Fig. 9. A: Nódulos de siderita (S) formando un nivel semi-continuo entre una turbidita (abajo) y lutitas (arriba). B: Vista en planta de un nivel de nódulos de siderita. C: Ejemplo de septaria de Deba, con desarrollo de fracturas concéntricas y radiales rellenas de calcita.

ESTRATIGRAFÍA DEL FLYSCH ENTRE DEBA Y ZUMAIA

La distribución de los diferentes tipos de rocas que forman la sucesión flysch entre Deba y Zumaia no es homogénea, pudiéndose distinguir desde intervalos claramente dominados por lutitas y margas, a unidades casi exclusivamente compuestas por calizas, y asimismo importantes variaciones en la abundancia y espesor de los niveles de turbiditas. Tales diferencias han servido de base para la definición de unidades estratigráficas formales o informales, cuya definición se basa en los trabajos de Mathey (1882 y 1987), van Vliet (1982), Rosell et al. (1985), Pujalte et al. (1982), Baceta (1996) y Agirrezabala (1996). A gran escala y siguiendo un orden cronológico, de más antiguo a más moderno, dentro de toda la sucesión flysch se distinguen las siguientes unidades y subunidades (Fig. 10).

1) *Flysch Negro o Formación Deba* (Rat, 1959; Mathey, 1982). Es la unidad más antigua y se reconoce entre Deba y la punta Endata, donde es interrumpida de forma brusca por la falla del Andutz. El

Fig. 10.- Distribución de las distintas unidades litoestratigráficas del flysch entre Deba y Zumaia a lo largo de la línea de costa. Los intervalos de la sucesión en donde se concentran los bancos de rocas más resistentes (turbiditas y calizas) sobresalen hacia el mar. Por el contrario, los intervalos de la sucesión dominados por rocas más deleznales (margas y lutitas) producen entrantes en la costa.



apelativo de “flysch negro” que se da a esta unidad obedece al predominio de las coloraciones grises oscuras (incluso negras) de las lutitas y margas que contiene. El nombre formal de *Formación Deba* proviene de su corte tipo (afloramiento de referencia) situado a ambos lados de la bahía de Deba. Esta formación alcanza un espesor del orden de 900-1000 m e incluye una parte inferior fundamentalmente formada por lutitas y margas (600 m) y una superior en la que alternan, en proporciones, similares lutitas y turbiditas siliciclásticas, estas últimas en capas de hasta 1 m de espesor. En tiempo, la unidad representa unos 6 millones de años, entre 100 y 106 millones de años.

2) *Flysch calcáreo del Cretácico superior o Formación Itziar* (Mathey, 1982). Esta unidad del flysch alcanza un espesor cercano a los 700 m y se reconoce entre la falla del Andutz, en Punta Endata, y la ensenada de Sakoneta (Fig. 1). El apelativo de calcáreo proviene de la abundancia de rocas carbonatadas (calizas y margas), atributo que es más evidente en el tercio inferior de la misma. Las turbiditas, que por lo general aparecen formando niveles de 10-30 cm y de composición tanto siliciclástica como carbonatada, son comparativamente más abundantes en la mitad superior de la unidad. En tiempo la unidad representa unos 13 millones de años entre 96 y 83 millones de años.

3) *Flysch arenoso del Cretácico superior o Formación Aginaga* (Mathey, 1982). Como indica su denominación, en esta unidad son abundantes los niveles de turbiditas siliciclásticas, que son más abundantes y de mayores espesores (hasta 1 m) en su tercio inferior. Se reconoce a lo largo de los acantilados entre la ensenada de Sakoneta y Pikote Azpia (Fig. 1) y alcanza un espesor cercano a los 1500 m. En tiempo, representa unos 15 millones de años, entre 83 y 68 millones de años.

4) *Series calcáreas del Maastrichtiense y Paleoceno*. Este conjunto alcanza un espesor máximo de 600 m y está, de nuevo, constituido principalmente por rocas carbonatadas (calizas y margas). La presencia de turbiditas es baja, así como sus espesores, que rara vez superan los 20 cm. Los afloramientos se localizan entre Pikote Azpia y la entrada a la playa Zumaiarra de Itzurun. A lo largo de este sector son claramente distinguibles 3 subunidades correspondientes a la serie rojiza del Maastrichtiense o *Formación Zumaia-Algorri* (300 m, Mathey, 1982), las denominadas Calizas del Danés o *Formación Aitzgorri* (50 m, Bernaola 2008) y la serie gris del Paleoceno superior o *Formación Itzurun* (250 m, Baceta 2006). En tiempo, todo el conjunto representa unos 13 millones de años, entre 68 y 55 millones de años.

5) *Flysch arenoso del Eoceno o Formación Jaizkibel* (Rosell et al., 1985). Es la unidad más joven del flysch y se caracteriza por presentar nuevamente gran cantidad de niveles turbidíticos que, desde su parte inferior, se van haciendo progresivamente

más abundantes y de mayor espesor (algunas capas alcanzan los 3 m). En los afloramientos comprendidos entre la playa de Itzurun y la punta Mariantón, solo se reconoce la parte inferior de la unidad (400 m) (Fig. 1), ya que la misma se continúa hacia el este (hasta Getaría) superando los 2000 m de espesor. En tiempo, el Flysch arenoso del Eoceno representa en conjunto unos 10 millones de años, entre 55 y 45 millones de años.

LOS FÓSILES DEL FLYSCH

Sin duda, uno de los aspectos más llamativos y mejor conocidos del flysch entre Deba y Zumaia es la presencia de restos fosilizados de diferentes organismos que habitaban los mares del Cretácico y comienzos del Terciario. Se han preservado partes enteras, fragmentos de los esqueletos de dichos organismos (los cuales suelen corresponder a conchas de carbonato cálcico de diferente morfología o tamaño), o rastros de su actividad en el sedimento (trazas fósiles).

En función del tamaño, se reconocen restos fosilizados de **macrofósiles** (aquellos que son observables a simple vista) y de **microfósiles** (restos solo observables bajo el microscopio). Una tercera categoría estaría constituida por las **trazas fósiles**, que también se encuadran dentro de los macrofósiles pero que en vez de ser restos del organismo son restos de la actividad que dejó dentro o sobre los sedimentos, todavía sin consolidar, depositados en el fondo marino. Los estudios sobre el contenido fósil de la serie flysch son numerosos, pudiéndose destacar entre ellos los de von Hillebrandt (1965), Herm (1965), Crimes (1972), Wiedman et al. (1987), Leszczynski (1991), Gorostidi (1993), Ward y Kennedy (1993), Arz (1996), Arenillas (1996), Bernaola (2002) y Caballero (2007).

Dentro del grupo de **macrofósiles**, debido a su mayor grado de relevancia, se distinguen principalmente:

1) *Inocerámidos* (Fig. 11A). Moluscos bivalvos que habitaron los fondos marinos durante el Cretácico superior (intervalo Cenomaniense-Maastrichtiense). El modo de vida de estos grandes moluscos (en algunos casos superaban 1 m de diámetro) es también todavía poco conocido. Tenían una concha formada por cristales prismáticos de carbonato cálcico y habitaban fondos marinos relativamente profundos, probablemente alimentándose mediante el filtrado de grandes cantidades de agua. De ellos se pueden preservar moldes internos o externos de las valvas que, cuando se conservan, pueden aparecer articuladas o sueltas, bien en planta (sobre las superficies de los estratos) o en sección (corte transversal del estrato). Los inocerámidos se extinguieron por causas todavía poco conocidas unos 2,5 millones de años antes del límite Cretácico-Ter-

ciario. La excepción fue el género *Tenuipteria*, que se reconoce hasta los estratos situados debajo del límite Cretácico-Terciario), aunque algunos autores cuestionan que se trate de un inocerámido.

2) *Ostréidos* (Fig. 11D). Moluscos bivalvos, similares a los que podemos observar en la actualidad, que tienen tamaños entre 2 y 10 cm y que a menudo aparecen formando acumulaciones sobre los estratos con individuos creciendo los unos sobre los otros. Se distinguen fácilmente en el afloramiento de rocas por su concha con estructura interna lamelar y de aspecto nacarado en su interior. Resulta bastante llamativa la presencia de ostréidos en cantidades significativas dentro el flysch, ya que estos materiales se depositaron a profundidades relativamente grandes.

3) *Equinodermos* (Fig. 11B). Grupo principalmente representado por erizos marinos (equínidos), en la mayoría de los casos con tamaños entre 5 y 15 cm, de aspecto bastante similar al de los actuales. De ellos se ha preservado principalmente su capa calcárea, constituido por placas poligonales que pueden tener una ornamentación llamativa, aunque, en ocasiones, también es posible observar las espinas que lo recubrían. Cuando las conchas están enteras y bien conservadas, se puede apreciar la simetría pentámera característica del grupo o, a veces, una bilateral superpuesta, con placas de carbonato cálcico dispuestas en columnas, que poseen un botón central para la inserción de las espinas.

4) *Ammonoideos* (Fig. 11C). Moluscos cefalópodos de vida nectónica que vivían en mar abierto. La mayor parte de ellos disponían de una concha enrollada característica (si bien algunos otros, denominados heteromorfos tenían la concha desenrollada) y desarrollaron tamaños entre 2 y 20 cm (excepcionalmente más de 0.5 m). Los ammonoideos constituyen uno de los grupos que se extinguieron definitivamente durante el límite Cretácico-Terciario, aunque su declive comenzó 1-2 millones de años antes de este límite. Los ammonoideos del flysch entre Zumaia y Deba han sido objeto de estudio en numerosas investigaciones ya desde mediados del siglo XX. Así, el paleontólogo polaco Jost Wiedman publicó en 1960 un trabajo en el que citaba al ammonoideo *Pachydiscus llarenaei*—nombre específico dedicado a Gómez de Llarena—, como especie índice para el Maastrichtiense superior. Otras publicaciones del mismo autor, profundizando en el estudio de este tipo de organismos, aparecieron en 1962, 1969, 1981, y posteriormente, en 1983, uno más realizado en colaboración con Peter Ward. Este último autor publicó junto con W. Kennedy en 1993, un número monográfico, suplemento de la revista *Journal of Paleontology* en el que, basándose en el análisis de los ammonites encontrados en cuatro secciones de la costa vasca, Bidart, —cerca de Biarritz—, Bahía de Loia, en Hendaia, Zumaia y Sopenana, llegaban a la conclusión de que, en contra de lo manifestado hasta entonces, la mayor parte de las

Fig. 11. A: Molde interno de dos valvas separadas de la concha de un inocerámido a techo de una capa de caliza. B: Caparazón aplastado y parcialmente fracturado de un equinodermo (erizo). C: Molde de un Ammonites en una capa de margá. D: Acumulación de conchas de pequeños ostréidos, que probablemente formaban una pequeña colonia sobre el fondo marino. E: Subphyllochora, huella de reptación trilobulada. F: Helminthoidea, pista de alimentación de tipo meandriforme. G: Chondrites, galerías en disposición dendrítica. H: Palaeodictyon, estructura de finos túneles subhorizontales formando un enrejado hexagonal.



especies de ammonoideos del Maastrichtiense superior alcanzaban el límite K/T y, por lo tanto, ese tipo de organismos también habría sufrido una extinción brusca en dicho límite.

Dentro de la categoría de macrofósiles también se incluyen restos de peces tales como dientes de

tiburones y rayas, vértebras y otros fragmentos del esqueleto, los cuales suelen ser de fosfato cálcico y solo se preservan de manera muy excepcional, a menudo como partículas granulares dentro de las capas arenosas depositadas por corrientes turbidíticas. También están incluidos en esta categoría los

restos carbonizados de plantas que se observan en numerosas turbiditas.

Las **trazas fósiles**, también conocidas como *ichnofósiles*, son comparativamente el grupo de macrofósiles más abundante en el flysch entre Deba y Zumaia. En conjunto, corresponden a impresiones (huellas, perforaciones, galerías, etc) dejadas en el sedimento por diferentes tipos de organismos (crustáceos, anélidos, peces, etc) como resultado de su asentamiento sobre el fondo, al desplazarse sobre él, buscando comida o construyendo un refugio. Las tipologías que se reconocen en las rocas del flysch son muy variadas y como norma general se pueden identificar bien a la base o al techo de los estratos (Fig. 11 E, F, G, H). Los ichnofósiles se pueden observar en todas las unidades de la sucesión, desde el Flysch Negro del Albiense hasta el Flysch Arenoso Eoceno. En muchos casos, un mismo estrato puede contener más de 5 tipos diferentes de trazas fósiles.

Los **microfósiles** constituyen el grupo más abundante dentro de las rocas del flysch, siendo el componente principal de calizas y margas, aunque su pequeño tamaño hace que no sean observables a simple vista. Para su estudio, se extraen mediante lavado y tamizado de las margas y lutitas, lo que permite observar sus restos bajo la lupa o el microscopio. Los microfósiles se utilizan, fundamentalmente, tras un proceso de identificación rigurosa, como organismos de datación de las rocas. Asimismo, por sus analogías en modo de vida con los representantes actuales, se emplean para saber las condiciones oceanográficas de los mares antiguos

y, más concretamente, para determinar variables como la temperatura, la salinidad, el grado de oxigenación o la disponibilidad de nutrientes. Dentro de los microfósiles más abundantes presentes en la sucesión flysch se distinguen:

1) *Foraminíferos planctónicos* (Fig. 12A): Estos organismos unicelulares poseen caparazones de carbonato cálcico de tamaño inferior al milímetro, constituidos por una agrupación de cámaras de diferentes tipos dispuestas en forma uniseriada, biseriada o multiseriada, planispiral o trocoesprial. Como indica su nombre, eran organismos que vivían flotando, principalmente, en los primeros 200 m de la columna de agua marina, aunque podían llegar a los 1000 m de profundidad, formando parte del zooplancton. Estos organismos aparecieron en el Jurásico y viven actualmente, aunque durante el límite Cretácico-Terciario experimentaron una extinción masiva que supuso la desaparición de más de dos tercios de las especies existentes a finales del Cretácico.

2) *Foraminíferos bentónicos* (Fig. 12B). Son de un tamaño y morfología similares a los foraminíferos planctónicos, aunque en este caso eran organismos que vivían sobre el fondo marino o ligeramente enterrados en él. En la mayoría de los casos, el carbonato cálcico que constituía su caparazón era segregado por el propio organismo, aunque también aparecen grupos que presentan un caparazón formado por la aglutinación de diferentes tipos de partículas carbonatadas o silíceas que tomaban del sedimento circundante. Este grupo fue poco afecta-

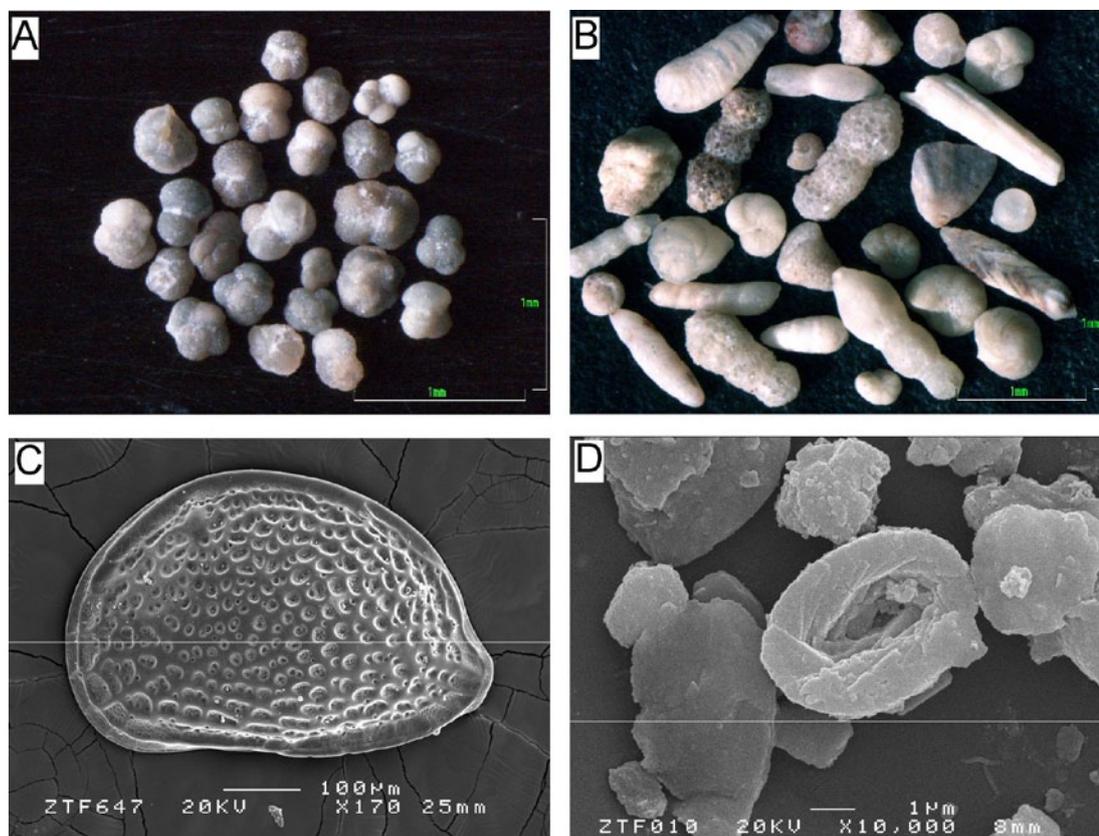


Fig. 12. Fotografías de microscopio de los principales grupos de microfósiles que aparecen en las rocas del flysch: A: Foraminíferos planctónicos. B: Foraminíferos bentónicos. C: Ostrácodos. D: Nannoplankton calcáreo.

do por las extinciones del límite Cretácico-Terciario, aunque unos 10 millones de años después, en el límite Paleoceno-Eoceno, sufrieron una extinción masiva en relación a un calentamiento climático brusco de escala global.

3) *Ostrácodos* (Fig. 12C). Se trata de crustáceos de pequeño tamaño (normalmente menor de 1 mm) que poseen un caparazón calcáreo formado por dos valvas que tienen forma arriñonada. Estos organismos están adaptados a todo tipo de ambientes acuáticos, marinos y continentales, y existen especies tanto planctónicas como bentónicas. Son un grupo que apareció en el Cámbrico, hace aproximadamente 540 millones de años y que ha perdurado hasta la actualidad, aunque al igual que otros microorganismos se han visto afectados por diferentes extinciones como la del límite Cretácico-Terciario.

4) *Nannofósiles calcáreos* (Fig. 12D). Dentro de este grupo se incluyen todos aquellos fósiles de composición calcárea con un diámetro inferior a 63 micras (excluyendo ejemplares juveniles y fragmentos de otros grupos). Son un grupo de organismos fósiles que está formado, mayoritariamente, por restos de algas haptofitas, el grupo de plancton dominante en la actualidad. Estas algas vivían y viven en aguas superficiales de los mares formando una gran parte del fitoplancton. Algunas de ellas segregan un caparazón compuesto por placas de carbonato de calcio llamadas "cocolitos" que, generalmente, son redondeadas, circulares o elípticas. Este grupo apareció en el Jurásico y ha evolucionado hasta nuestros días.

Dentro de las rocas del flysch también se distinguen otros grupos de microfósiles como las diatomeas, radiolarios, dinoflagelados y silicoflagelados. Estos grupos de microfósiles planctónicos que han evolucionado hasta la actualidad, son por lo general muy minoritarios dentro de la sucesión flysch, aunque su presencia o concentración en determinados niveles resulta muy útil para dilucidar eventos excepcionales o cambios marcados o graduales en las condiciones oceanográficas de los fondos marinos antiguos

LÍMITES DE EDADES GEOLÓGICAS Y EVENTOS SIGNIFICATIVOS REGISTRADOS EN EL FLYSCH DEBA-ZUMAIA

La excelente calidad de los afloramientos del flysch entre Deba y Zumaia y el buen grado de conservación de las rocas y fósiles que lo constituyen proporcionan un marco incomparable para el estudio de los diferentes límites de edades geológicas que representan. Los límites entre unidades de tiempo geológico se suelen hacer coincidir, por acuerdo internacional, con acontecimientos físicos o biológicos de primera magnitud en la historia

de la Tierra, tales como cambios litológicos muy claros, apariciones de especies, inversiones magnéticas, extinciones masivas o cambios climáticos u oceanográficos rápidos y de amplitud global. La definición formal de los límites de pisos geológicos se establece tomando como referencia el punto del planeta donde tal acontecimiento ha quedado registrado en mejores condiciones, el que se denomina estratotipo, y se suele determinar mediante eventos paleontológicos y/o mediante dataciones absolutas.

En el flysch entre Deba y Zumaia están registrados, en condiciones relativamente buenas, unos 9 límites cronológicos dentro del periodo Cretácico superior-Terciario inferior, aunque por su relevancia son 4 de ellos lo que despiertan más interés en los investigadores:

1) *Límite Cretácico-Paleógeno*. Coincidió con el impacto de un gran meteorito registrado hace 65,5 millones de años en la península de Yucatán (México), que generó olas de tsunami de gran magnitud, incendios masivos, el oscurecimiento de la atmósfera y la extinción total o parcial de muchos grupos de organismos marinos y terrestres, entre ellos, los dinosaurios. Aunque el punto de referencia mundial se sitúa en El Kef (Túnez), la sección de Zumaia (Fig. 13A) ha constituido y constituye una de las secciones más visitadas del planeta, en relación a este importante límite, ya que, además de las evidencias del impacto meteorítico, permite analizar muchos de los acontecimientos previos y posteriores relacionados de manera directa o indirecta con él (Smit y Romein, 1985; Apellaniz et al. 1997; Bernaola, 2002; Baceta et al., 2005/2006; y Caballero, 2007).

2) *Límite Paleoceno-Eoceno*. Coincide con un calentamiento climático muy brusco de alrededor de 8 °C en la temperatura media de los océanos y la atmósfera, interpretado como resultado de una liberación masiva de metano (gas invernadero) desde los sedimentos marinos profundos. Tal calentamiento provocó la acidificación de las aguas y, asociado con este fenómeno, una extinción masiva de las especies de foraminíferos bentónicos de facies marinas profundas, a la vez que, en medios terrestres, coincidió con uno de los principales pulsos de diversificación de los mamíferos. El punto de referencia mundial para este límite se sitúa en Dababiya (Egipto), aunque la sección ubicada en Zumaia (Fig. 13B) es la que contiene uno de los registros mundiales más potentes y mejor conservados de lo acontecido en ese momento en aguas marinas profundas (Schmitz et al., 1997 y 2001; Baceta et al., 2000; Orue-Etxebarria et al., 2004; Alegret et al., 2009).

3) *Límites Daniense-Selandiense y Selandiense-Thanetiense*. Recientemente y por acuerdo internacional se ha seleccionado a la sección de Zumaia como el lugar de referencia mundial para

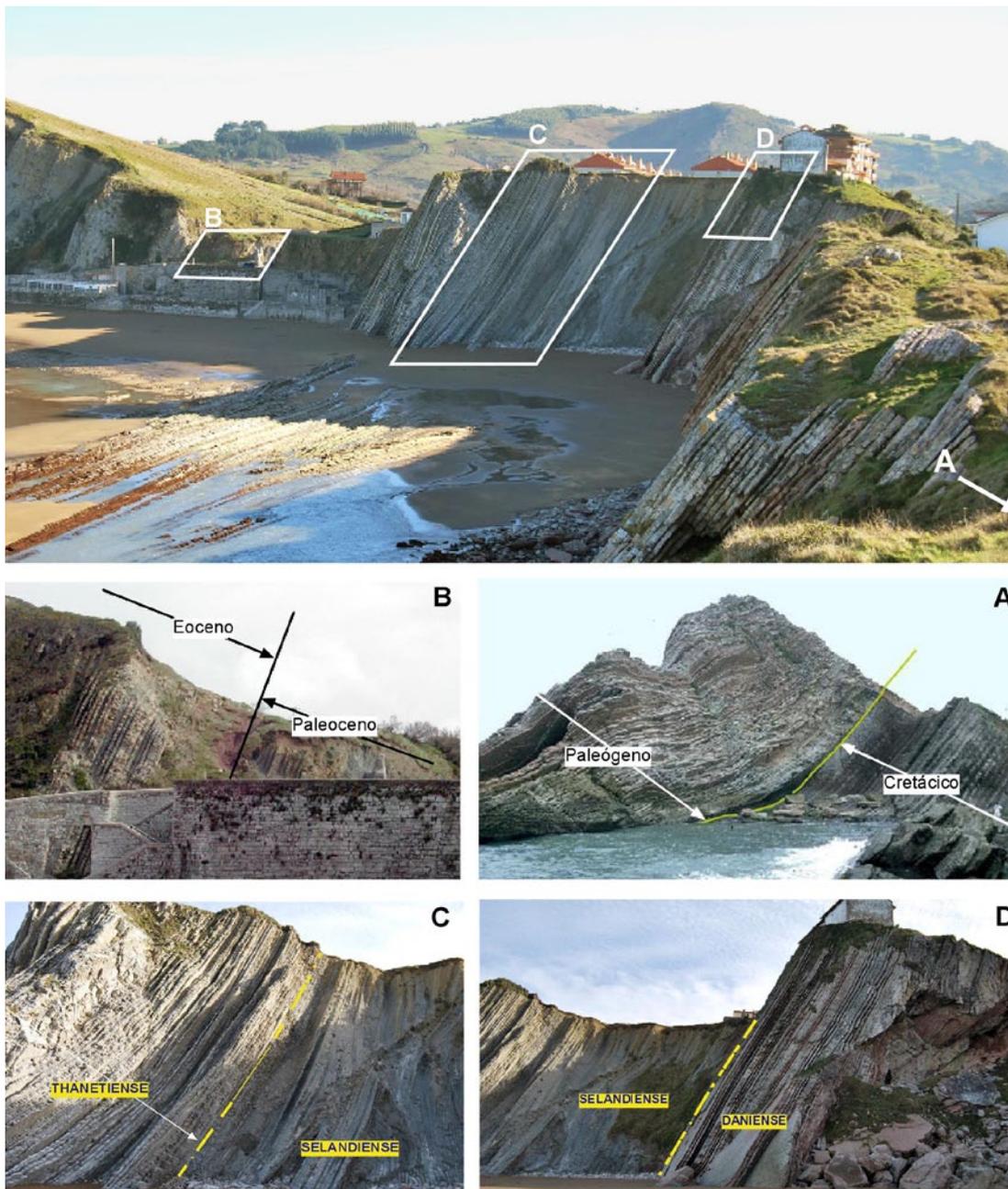


Fig. 13. A: Panorámica del límite Cretácico-Terciario en la base de la punta de Algorri (Zumaia). La línea indica la posición de la lámina arcillosa rica en Iridio que se generó, a nivel mundial, por el impacto del meteorito que cayó en Yucatán. B: Vista del límite Paleoceno/Eoceno en la playa de Itzurun (Zumaia). C y D: Situación de los dos estratotipos (GSSP) del Paleoceno definidos en esta misma playa.

los estratotipos de los límites internos del período Paleoceno. El primero de ellos (Daniense-Selandiense) (Fig 13D) se ha hecho coincidir con una importante caída del nivel marino y un cambio oceanográfico bastante brusco, registrados en diversas zonas del Mediterráneo y el Atlántico, mientras que el segundo (Selandiense-Thanetiense) (Fig 13C) sería coetáneo con una inversión del campo magnético terrestre y un evento oceanográfico global cuyo origen es todavía objeto de discusión. La serie de acontecimientos menores relacionados con ambos límites son actualmente objeto de investigación exhaustiva por parte de grupos multidisciplinares de geólogos de diversos países europeos (Schmitz et al., 1998; Cabañero, 2007; Dinarès-Turell et al., 2007; Bernaola et al., 2009).

CICLOS SEDIMENTARIOS DE ORIGEN ASTRO-NÓMICO

En coincidencia o no con límites de edades geológicas, el flysch entre Deba y Zumaia contiene un registro variado de otros muchos sucesos acaecidos en el pasado. Entre ellos, destacan los cambios climáticos asociados a los denominados “ciclos de Milankovitch”, que se producen por variaciones cíclicas en la tasa de insolación que recibe la Tierra, como consecuencia de cambios en la dirección del eje de rotación terrestre (“ciclos de precesión”, de unos 20.000 años de duración), cambios en la inclinación de dicho eje de rotación (“ciclos de oblicuidad”, con una media de 41.000 años de duración) y cambios en la trayectoria de traslación de la Tierra alrededor del Sol (“ciclos de excentricidad”, de aproximadamente 100.000 y 400.000 años).

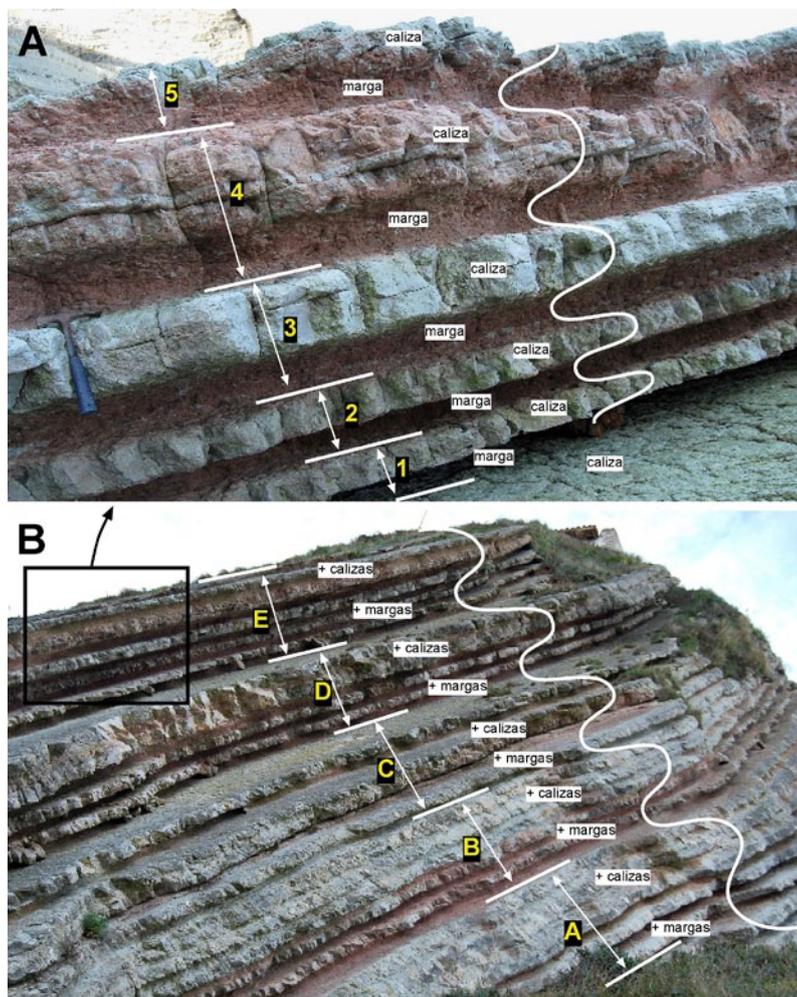


Fig 14. A: Imagen de ciclos de precesión (1 a 5, cada uno representativo de 20.000 años), definidos por pares de marga y caliza. B: Ejemplo de ciclos de excentricidad (A a E, cada uno de 100.000 años) identificados en el Paleoceno inferior de Zumaia.

De los 3 tipos de ciclos descritos, los más fáciles de observar en las rocas del flysch son los “ciclos de precesión” (20.000 años) y los ciclos de excentricidad corta (100.000 años) (Fig. 14). Los ciclos de precesión se expresan como una alternancia regular entre capas de caliza y marga cuyos espesores fluctúan entre 15 y 40 cm. Por su parte, los ciclos de excentricidad aparecen en la serie como una alternancia de intervalos de 1 a 5 m de espesor, en los que de forma consecutiva se observa el predominio de capas de marga o de caliza. El intervalo del flysch entre Deba y Zumaia en el que ambos tipos de ciclicidades están muy bien registrados, incluye las series calcáreas del Maastrichtiense y Paleoceno que se reconocen entre Pikote Azpia y la Playa de Itzurun.

CONCLUSIONES

La sucesión del flysch entre Deba y Zumaia ha atraído la atención de numerosos investigadores durante años, siendo la razón principal de tal interés el hecho de contener un registro continuo y completo de unos 70 millones de años de la historia de nuestro planeta, entre el Albiense y el Eoceno. En toda la serie destacan los restos fósiles y dentro de ellos los icnofósiles también conocidos como trazas fósiles, de las cuales queda aún mucho por investigar. Has-

ta ahora, la mayoría de estudios paleontológicos se han centrado principalmente en los microfósiles, que permiten datar las diferentes partes de la sucesión, así como realizar correlaciones y comparaciones con los registros obtenidos en campañas de perforación marina en zonas tan alejadas de esta, como es el Pacífico central o el Atlántico sur. A la riqueza y variedad del registro fósil hay que añadir el excelente registro de varios límites de edades geológicas asociados a eventos extraordinarios tales como la extinción biológica del final del Cretácico o el episodio de rápido calentamiento climático del límite Paleoceno/Eoceno.

La investigación del flysch todavía continua y continuará durante muchos años. Entre las líneas de trabajo más interesantes que se desarrollan en la actualidad destaca la elaboración de una escala temporal, basada en ciclos sedimentarios de tipo Milankovitch, para todo el intervalo comprendido entre la base del Maastrichtiense y el comienzo del Eoceno. Esta escala permitirá establecer, en un futuro no muy lejano, la posición de determinados eventos físicos o biológicos asociados a la historia de nuestro planeta, con una precisión cercana a los 20.000 años. Asimismo resultan de gran interés y actualidad los estudios de la paleoclimatología basados en el reconocimiento de eventos de hipertermalismo o de enfriamiento global, para los cuales se realizan en la serie flysch muestreos muy detallados y se emplean técnicas analíticas relativamente costosas que permiten modelizar los procesos y compararlos con la evolución del clima actual.

La continua aportación de nuevos resultados de investigación y la calidad excepcional de los afloramientos, convierten al litoral entre Deba y Zumaia en un recurso educativo de gran potencial, donde el alumnado de diferentes niveles educativos puede aprender, entre otras cosas, como a partir del registro geológico (estratigráfico y fósil) se puede reconstruir la Historia de la Tierra y de la Vida, en particular de un periodo de aproximadamente 60 millones de años.

BIBLOGRAFÍA

Adán de Yarza, R. (1884). Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Manuel Tello. Madrid, 1-175.

Agirrezabala, L.M. (1996). *El Aptiense-Albiense del Anticlinalorio nor-vizcaino entre Gernika y Azpeitia*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco UPV/EHU. 372 pp.

Alegret L., Ortiz S, Orue-Etxebarria X, Bernaola G, Baceta JI, Monechi S, Apellaniz E y Pujalte V. (2009). The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: new data from the microfossil turnover at the Zumaia section, Spain. *Palaios*. 24, 318-328.

Apellaniz, E., Baceta, J.I., Bernaola-Bilbao, G., Núñez-Betelu, K., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Pujalte, V., Robin E. y Rocchia R. (1997). Analysis of uppermost Cretaceous-lowermost Tertiary hemipelagic successions in the Basque Country (Western Pyrenees): evidence for a sudden extinction of more than half planktic foraminifer species at the K/T boundary. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(6), 783-793.

Arenillas, I. (1996). *Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno inferior: Sistemática, Bioestratigrafía*,

Cronoestratigrafía y Paleoceanografía. Tesis Doctoral. Prensas Universitarias de Zaragoza, 513 pp.

Arz, J.A. (1996). *Los foraminíferos planctónicos del Campaniense y Maastrichtiense: Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía y eventos paleoecológicos*. Tesis Doctoral. Prensas Universitarias de Zaragoza, 419 pp.

Baceta, J.I. (1996). *El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Región Vasco-Cantábrica: Secuencias Depositionales, Facies y Evolución Paleogeográfica*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco UPV-EHU, 372 pp.

Baceta, J. I.; Pujalte, V.; Orúe-Etxebarria, X.; Payros, A.; Apellaniz, E. y Núñez-Betelu, K. (1997). El Cretácico Superior y Paleógeno del País Vasco: ciclos sedimentarios y eventos biológicos en una cuenca marina profunda. *Excursión Pre-Sesión Soc. Geol. España*. Ámbito: Sociedad Geológica de España.

Baceta, J.I., Pujalte, V., Dinares-Turell J., Payros, A., Orue-Etxebarria X. y Bernaola G. (2000) The Paleocene/Eocene boundary interval in the Zumaia section (Gipuzkoa, Basque Basin): magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy. *Rev. Soc. Geol. España*, 13(2), 375-391.

Baceta, J.I., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., Pujalte, V. y Caballero, F. (2005/2006). Contribuciones del Pirineo Vasco al conocimiento de la crisis biológica del límite Cretácico-Terciario. *Munibe (Homenaje a Jesús Altuna)*, 57(1), 55-66.

Bernaola, G. (2002). *Los nannofósiles calcáreos del Paleoceno en el Dominio Pirenaico: bioestratigrafía, cronoestratigrafía y paleoecología*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco UPV-EHU. 445 pp.

Bernaola, G., Baceta, J.I., Payros, A., Orue-Etxebarria X. y Apellaniz E. (eds.) (2006). *The Paleocene and Lower Eocene of the Zumaia section (Basque Basin). Climate and Biota of the Early Paleogene 2006*. Post-Conference Field Trip Guidebook. Bilbao, 82 pp.

Bernaola, G., Martin, M. y Baceta, J.I. (2009). New high resolution calcareous nannofossil analysis across the Danian / Selandian transition at the Zumaia section: comparison with South Tethys and Danish sections. *Geologica Acta*. Vol 7, Nº 1-2, 79-92.

Caballero F. (2007). *Análisis micropaleontológico de los límites Cretácico/Terciario, Daniense/Selandiense y Paleoceno/Eoceno en la Cuenca Vasco-Cantábrica, a través de los foraminíferos planctónicos*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco UPV-EHU. 519 pp.

Crimes, T.P. (1973). From limestone to distal turbidites: a facies and trace fossils analysis in the Zumaya Flysch (Paleocene-Eocene), North Spain. *Sedimentology* 20, 105-131.

Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X. y Pujalte, V. (2007). Closing the Mid-Palaeocene gap: Toward a complete astronomically tuned Palaeocene Epoch and Selandian and Thanetian GSSPs at Zumaia (Basque Basin, W Pyrenees) Earth and Planetary Science Letters 262, 450-467.

Gorostidi, A. (1993). *Nannofósiles calcáreos y eventos del Cretácico Medio-Superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco UPV/EHU. 331 pp.

Herm, D. (1965). *Mikropalaeontologische-stratigraphische Untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipúzcoa, Nordspanien)*. Z. Deutsch. Geol. Ges., 115, 277-348.

Hillebrandt, A. von (1965). *Foraminiferen-Stratigraphie in Alttertiar von Zumaya (Provinz. Gupuzcoa, N.W. Spanien), un ein vergleich mil anderen Tethys-Gebieten*. Bayer Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl. Abh., n. F., 123, 1-62.

Kruit, C., Brouwer, J., Knox, G., Schollinberger, W. y Van Vliet, A. (1975). An excursion to the Tertiary deep-water fan deposits near San Sebastian (Province of Guipuzcoa, Spain). *9th International Congress of Sedimentology*, Nice, 80 pp.

Leszczynski, S. (1991). Trace-fossil tiering in flysch sed-

iments : examples from the guipúzcoan flysch (Cretaceous-Paleogene), northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 88(3-4), 167-184.

Maestre, A. (1876). Reseña geológica de las Provincias Vascongadas. Bol. Instit. Geol. y Min. España, 3, 283-327.

Mathey, B. (1982). El Cretácico superior del Arco Vasco. In: *Universidad Complutense de Madrid (Ed.), El Cretácico de España*. Madrid, 111-136.

Mathey, B. (1986). Les Flysch Crétacé supérieur des Pyrénées Basques. Age, autonomie, origine du material milieu de dépôt et relations avec l'ouverture du golfe de Gascogne. Tesis Doctoral. Universidad de Dijon. 403 pp.

Mathey, B. (1987). *Les flyschs Crétacé Supérieur des Pyrénées Basques*. Mémoires Géologiques, Université de Dijon 12, 399 pp.

Orue-Etxebarria X., Bernaola G., Baceta J.I., Angori E., Caballero F., Monechi S., Pujalte V., Dinarès-Turell J., Apellaniz E. y Payros A. (2004) New constraints on the evolution of planktic foraminifers and calcareous nannofossils across the Paleocene-Eocene boundary interval: the Zumaia section revisited. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 234, 223-259

Pujalte, V.; Robles, S.; Baceta, J. I. y Orúe-Etxebarria, X. (1992). Eocene sedimentation in the deep-water Basque Basin (northern Spain): eustatic and tectonic influences. Seminario de campo (4 días) Ámbito: Simposio "International Sequence Stratigraphy of European Basins". Dijon (Francia).

Pujalte, V.; Baceta, J. I.; Payros, A.; Orúe-Etxebarria, X. y Serra-Kiel, J. (1994). Late Cretaceous-Middle Eocene Sequence Stratigraphy and Biostratigraphy of the SW and W Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain). Seminario de campo (4 días) Ámbito: *Groupe d'Étude du Paléogène (GEP)* y el grupo de trabajo del IGCP Project 286.

Rat, P. (1959). Les pays cretaces basco-cantabriques (Espagne). Tesis Doctoral, These publ. Université de Dijon, XVIII, 525 pp.

Rosell, J., Remacha, E., Zamorano, M., Gabaldón, V. (1985). La serie turbidítica del Cretácico superior del País Vasco. *Boletín Geológico y Minero*, 96, p. 361-366.

Schmitz, B., Asaro, F., Molina, E., Monechi, S., von Salis, K., Speijer, R. (1997). High-resolution iridium, delta C-13, delta O-18, foraminifera and nannofossil profiles across the latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya, Spain. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 133 (1-2), 49-68.

Schmitz B., Molina E. y von Salis K. (1998). The Zumaya section in Spain: a possible global stratotype section for the Selandian and Thanetian stages. *Newsletters on Stratigraphy*. 36(1), 35-42.

Schmitz, B., Pujalte, V. y Nunez-Betelu, K. (2001). Climate and sea-level perturbations during the initial eocene thermal maximum: evidence from siliciclastic units in the Basque Basin (Ermua, Zumaia and Trabakua Pass), northern Spain. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 165 (3-4): 299-320.

Smit, J. y Romein, A.J.T. (1985). A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth Planetary Science Letters*, 74, 155-170.

Studer B. (1927). B., Remarques géognostiques sur quelques parties de la Chaîne septentrionale des Alpes. *Ann. Sci.Nat. Paris* 11, pp. 1-47.

Van Vliet, A. (1982). *Submarine fans and associated deposits in the Lower Tertiary of Guipuzcoa (Northern Spain)*. Tesis Doctoral de la Universidad de Utrecht, 145 p.

Ward, P.D. y Kennedy, W.J. (1993). Maastrichtian Ammonites from the Biscay Region (France, Spain) . Memoir (The Paleontological Society), *Journal of Paleontology* 34 (Supplement to Vol. 67), 5, 1-58. ■

Fecha de recepción del original: 01/11/10

Fecha de aceptación definitiva: 02/12/10