

FORMACIÓN DEL FLYSCH

UNA HISTORIA DE MUCHOS MILLONES DE AÑOS

¿Qué son y cómo se formaron estas capas de roca?

El afloramiento geológico del biotopo representa un libro pétreo cuyas páginas son visibles a lo largo de más de 8 kilómetros de costa, que comienza en la zona de Deba, con rocas del Cretácico inferior (aprox. 105 Ma.) y va avanzando en el tiempo hacia el este hasta llegar a la desembocadura del río Urola, donde las rocas son ya del Eoceno (aprox. 50 Ma.).

Pero ¿que tipo de información guardan estas capas? ¿Cómo se formaron? ¿Qué significa el término flysch?

Flysch deriva del alemán *flissen* y significa fluir o deslizarse. Este término se utilizaba en obra civil para designar las formaciones rocosas de algunos valles suizos con fuerte pendiente que se deslizaban ladera abajo. Desde mediados del siglo XIX se utiliza globalmente para designar conjuntos de rocas sedimentarias formadas en ambientes marinos profundos y caracterizadas por una estratificación bien definida, con una alternancia de capas duras y blandas.

Cuando uno se acerca al flysch de Zumaia tiene dos pistas claras para adivinar su origen:

- 1. La geometría plano-paralela de las capas** indicativa de la acumulación de sedimentos en un extenso fondo horizontal.
- 2. La presencia de fósiles marinos** implica que esta decantación se produjo debajo del mar, a más de 1.000 m de profundidad.

El paquete de sedimentos que se acumuló en el lecho marino durante 50 Ma supera los 5.000 metros de grosor y las capas se encontraban en posición horizontal. ¿Cómo es posible levantar y verticalizar semejante paquete de sedimentos desde los fondos marinos hasta la posición actual?



Sakoneta. El flysch del biotopo es una secuencia de fondos marinos verticalizados y emergidos, que pueden recorrerse caminando por la base de los acantilados.

CONTEXTO GLOBAL

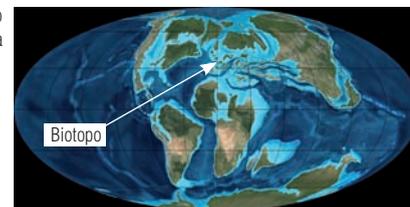
Tenemos que retroceder 100 Ma para llegar al periodo Cretácico. La disposición de los continentes, el clima y la vida eran totalmente diferentes sobre la Tierra. Los continentes se separaban tras la última unión de Pangea (hace más de 250 Ma), el clima era notablemente más cálido que en la actualidad y la vida era variada y abundante. Los dinosaurios dominaban la tierra firme y los ammonites poblaban los mares del mundo. La vida era una mezcla entre formas antiguas y modernas. Hace 65 Ma el periodo Cretácico terminó con la gran extinción de los dinosaurios y comenzó un nuevo tiempo, el Paleógeno. En este nuevo periodo los continentes siguieron separándose hasta que se produjeron algunos choques entre ellos que dieron lugar a cadenas montañosas como los Alpes, el Himalaya, los Atlas o los Pirineos. El clima global siguió siendo cálido, con episodios de calor extremo como el ocurrido hace 56 Ma (límite P/E). Desde entonces la temperatura sufrió un descenso progresivo que dio lugar a la formación de los primeros hielos en los polos (30-25 Ma). La vida comenzó a parecerse a la actual y se caracterizó por la gran proliferación de los mamíferos, las aves y nuevas especies de foraminíferos en los mares.

Distribución continental durante la formación del flysch

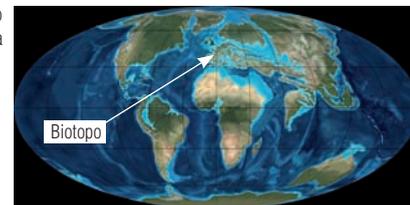
Evolución paleogeográfica global durante el periodo de formación del flysch del biotopo.

>

Cretácico
100 Ma



Paleógeno
50 Ma



Mioceno
10 Ma



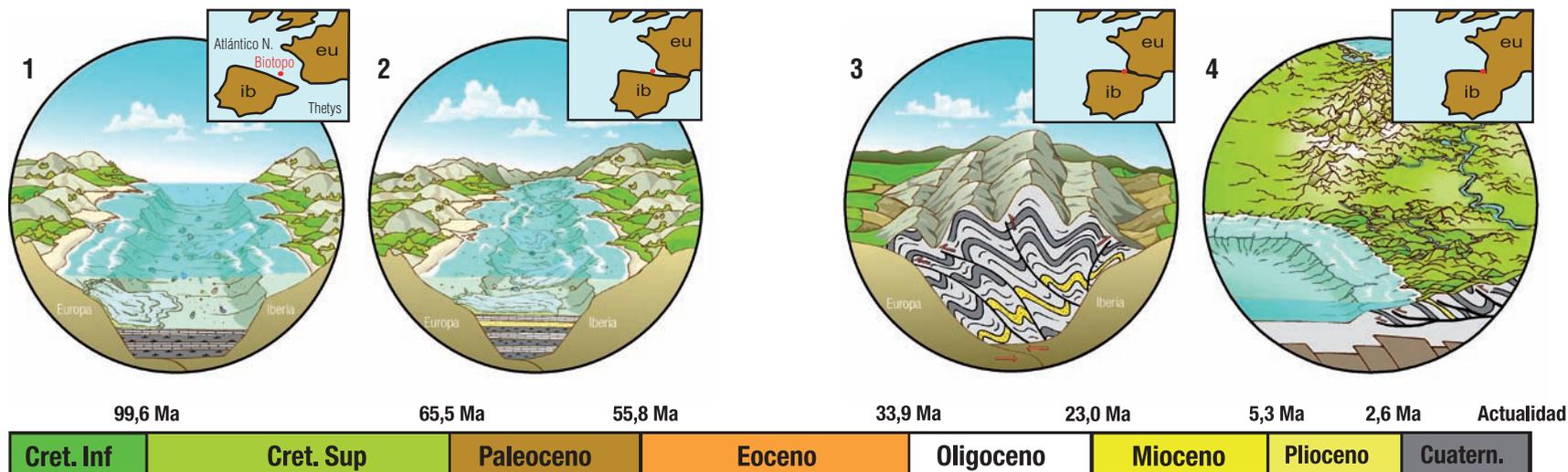
CONTEXTO LOCAL

Durante el Cretácico, la zona del biotopo estaba sumergida bajo un mar que separaba la península ibérica y el continente europeo y comunicaba el antiguo océano de Thetys y el incipiente Atlántico Norte. En el Cretácico inferior (100 Ma) se produjo la apertura del golfo de Vizcaya, que generó en la cuenca un contexto extensivo y un fondo marino formado por grandes bloques levantados y cuencas hundidas. En los bloques levantados, donde el mar tenía poca profundidad, se formaron importantes arrecifes, hoy visibles en el monte Andutz o Arno y la mayoría de los macizos calcáreos del País Vasco. En los bloques hundidos se fueron depositando arcillas, conchas calcáreas, arenas y gravas desprendidas de los bloques elevados, que dieron lugar al conocido flysch negro. A lo largo del Cretácico superior y el Paleoceno, la península ibérica comenzó a acercarse a Europa y como consecuencia se levantaron los primeros relieves continentales en la zona oriental de los Pirineos, dando lugar así a un gran golfo marino. En la cuenca vasca la situación fue bastante estable y con el tiempo fue adquiriendo una morfología más clásica de plataforma, talud y fondo. Este gran golfo marino recogía los sedimentos provenientes de Europa, Iberia y los incipientes Pirineos, situados al este, y así se crearon importantes espesores de sedimentos. Durante el Eoceno (40 Ma), las dos placas terminaron de chocar y todos estos sedimentos marinos fueron comprimidos, deformados y levantados para dar lugar a los Pirineos. Se calcula que este proceso pudo durar unos 20 millones de años y que la zona quedó totalmente emergida hace aproximadamente 30 Ma. Desde entonces todo el territorio ha sido erosionado y desgastado por el mar y los agentes meteorológicos, que descubrieron este magnífico afloramiento.



Las capas verticalizadas del flysch forman parte de la cadena pirenaica. En segundo plano, el monte Andutz, formado en plataformas más someras por arrecifes de coral.

FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN DEL FLYSCH



1. Cret. Inf: La apertura del golfo de Vizcaya genera un contexto extensivo y una morfología de bloques hundidos y levantados. En los bloques levantados se forman arrecifes de coral y en los surcos hundidos se genera el flysch negro.

2. Cret. Sup. y Paleoceno: Iberia se acerca a Europa y aparecen los primeros relieves continentales al este. El mar se convierte en un golfo marino que sigue acumulando gran cantidad de sedimentos.

3. Eoceno-Oligoceno: Iberia choca con Europa y los sedimentos del fondo marino se deforman y se levantan para dar lugar a los Pirineos.

4. Mioceno- Actualidad: Durante los últimos millones de años, el mar y los agentes atmosféricos han ido erosionando el territorio para descubrir acantilados y afloramientos que antes formaron parte del fondo marino.

LAS ROCAS DEL FLYSCH

UN MUNDO DE FORMAS Y COLORES

Los sedimentos acumulados bajo el mar dan lugar a diferentes tipos de roca que, atendiendo a su mecanismo de formación, se pueden dividir en dos grandes grupos:

• SEDIMENTACIÓN AUTÓCTONA: calizas, margas y lutitas

La sedimentación autóctona se produce por la decantación lenta y continua de sedimento muy fino en el fondo del mar. Generalmente se trata de pequeños caparazones calcáreos de organismos marinos, que caen al fondo al morir, y de sedimento arcilloso, proveniente de tierra firme. La proporción relativa de estos dos componentes determina el tipo de roca final:

Caliza: sedimento formado principalmente por microconchas carbonatadas (CaCO_3). Suelen ser de color gris claro y son rocas muy duras que producen resaltes en el afloramiento.

Marga: sedimento carbonatado y arcilloso en proporciones similares. Suelen ser de color gris más oscuro o rojizo y bastante blandas. Habitualmente aparecen intercaladas con las calizas y más erosionadas que estas.

Lutitas: sedimento principalmente arcilloso. Muestran colores rojizos o gris oscuro y son rocas muy blandas y muy fáciles de erosionar. En los pocos lugares donde aparecen dan lugar a entrantes y acantilados inestables, con presencia de suelo y vegetación.

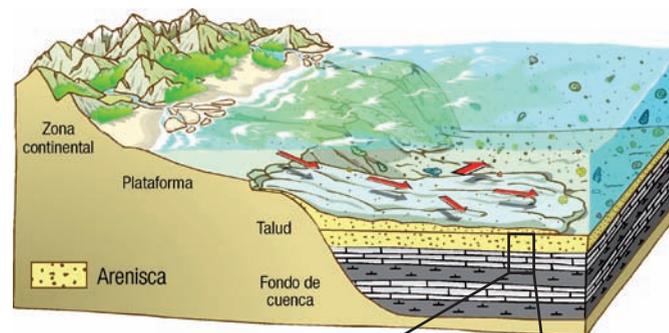
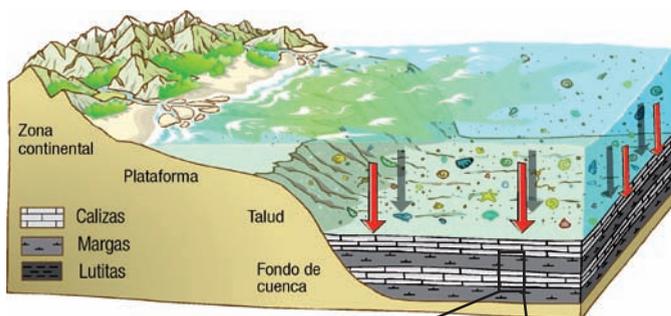
• ALUDES SUBMARINOS: turbiditas

Las corrientes de turbidez son grandes avalanchas de agua y sedimento (tamaño arena o más grueso) que caen por el talud desde la zona de plataforma y recorren el fondo de la cuenca, depositando en el lecho vistosas capas de arenisca, llamadas turbiditas.

Según la composición de los sedimentos, las turbiditas pueden ser:

Turbiditas siliciclásticas: formadas por sedimentos terrígenos provenientes de los deltas de los grandes ríos, que se han acumulado en el borde de la plataforma y se desestabilizan para caer talud abajo. Normalmente son de color amarillento y muy duras de erosionar.

Turbiditas carbonatadas: formadas por pequeños bioclastos carbonatados acumulados en el borde de la plataforma de manera autóctona. En estos casos las turbiditas se reconocen porque introducen en el fondo marino profundo fósiles típicos de aguas poco profundas. Suelen ser de color grisáceo y también muy duras de erosionar.



Intercalación de calizas (duras) y margas (blandas) en Itzurun.



Arcillas de color rojizo localizadas en la entrada de la playa de Itzurun.



Intercalación de areniscas turbiditas (amarillo) entre rocas margosas.



Acumulación de turbiditas con una laminación muy acusada.

El proceso de formación rápida de las turbiditas es muy diferente del de las rocas autóctonas. Una capa turbidítica de un metro de grosor puede formarse en menos de un minuto como consecuencia de la caída de un alud, mientras que una capa de caliza de 20 cm necesita aproximadamente 10.000 años para formarse. Esta gran diferencia confiere a las turbiditas una serie de rasgos distintivos fáciles de identificar, entre los que cabe destacar la laminación interna, la grano-clasificación positiva o la base erosiva neta.

CARACTERÍSTICAS DISTINTIVAS DE LAS TURBIDITAS



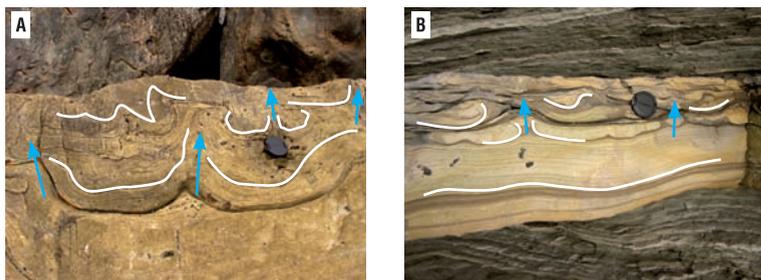
1. Base neta: el alud cae de repente y erosiona el lecho marino, provocando una superficie de base neta más o menos irregular.

2. Gradación granulométrica: la corriente pierde velocidad progresivamente y empieza a depositar sedimento, empezando por los granos más gruesos, que se concentran en la parte inferior de la turbidita, y progresivamente los más finos.

(+): mayor tamaño de grano.
(-): menor tamaño de grano.

3. Laminaciones: antes de detenerse la corriente mueve las partículas de sedimento, movimiento reflejado en laminaciones internas paralelas y cruzadas de distinto tipo.

4. Estructuras de escape de agua: habitualmente, cuando el sedimento comienza a consolidarse, el agua escapa hacia arriba y deforma la laminación interna, provocando estructuras de escape de agua llamadas "estructuras dish" o laminación convoluta.



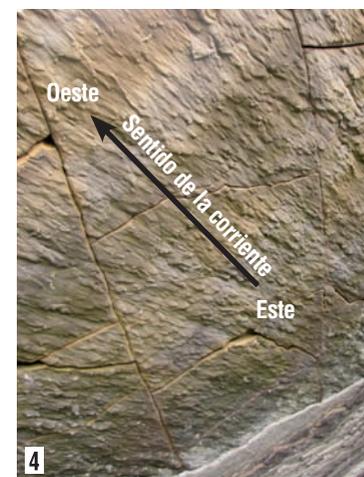
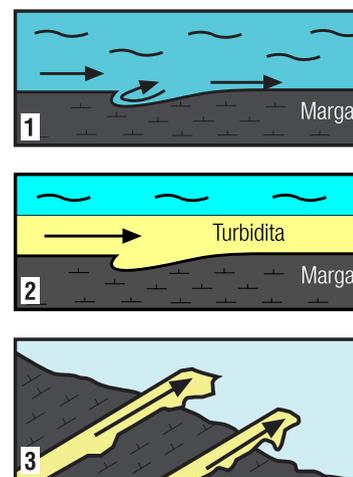
Ejemplos de estructuras de escape de agua situadas en la parte superior de las capas. Las líneas blancas dibujan la curvatura de las láminas deformadas con el escape, y las flechas azules el sentido de escape del agua.

5. Indicadores de paleocorriente: uno de las estructuras más llamativas de las turbiditas son las estructuras de paleocorrientes, que nos indican la dirección y el sentido de movimiento de la corriente de turbidez. El alud erosionaba el fondo marino fangoso, creando canales y arañazos en los lugares donde tenía pequeños obstáculos, que hoy se preservan como molde en la base de la capa turbidítica. Entre todas las estructuras de paleocorrientes las más habituales son los *flutes* y los *grooves*.

Los *flutes* normalmente son pequeños, agrupados y presentan una forma asimétrica con un vértice más pronunciado que el otro. Representan huecos de erosión de reflujo producidos por la existencia de un obstáculo en el lecho marino. El vértice más débil marca el sentido de la corriente.

Los *grooves*, en cambio, son más alargados y representan arañazos o canales producidos por el arrastre de algún objeto sobre el lecho marino.

Formación de un Flute



¿Cómo sabemos la dirección de movimiento de las corrientes de turbidez?

- 1) La corriente de agua precedente al sedimento del alud erosiona el lecho blando y crea un hueco asimétrico.
- 2) El sedimento arenoso del alud decanta en una turbidita y rellena el hueco.
- 3) La secuencia de materiales aflora a superficie y las capas más blandas se erosionan dejando al descubierto las marcas en la base de la turbidita.
- 4) Base de una turbidita con multitud de *flutes*.



El sendero Algorri es el recorrido más apropiado para aprender a distinguir los diferentes tipos de rocas del flysch:

Calizas y margas: A2, A9, A13

Lutitas: A7 y A10 / Turbiditas: A14

DISTRIBUCIÓN LITOLÓGICA

LAS GRANDES FORMACIONES DE ROCAS

La distribución de los diferentes tipos de roca a lo largo de los 8 kilómetros de acantilados es heterogénea y responde a la evolución geológica (actividad tectónica, clima, paleogeografía circundante...) de la cuenca a lo largo de los 50 Ma de registro.

Predominio de rocas autóctonas (calizas y margas): generalmente implica un contexto tranquilo, con pocas turbulencias tectónicas y pocos cambios en el ambiente. El predominio de calizas (más carbonatadas) o margas (más arcillosas) depende de la producción de carbonato cálcico (CaCO_3) por las conchas de los organismos marinos y de la capacidad de erosión continental y aporte de arcilla, que a su vez depende, fundamentalmente, de variaciones del nivel marino y del clima.

Predominio de turbiditas (arenisca): generalmente está relacionado con un entorno tectónico inestable que produce frecuentes cambios e inestabilidades en el lecho marino. Se relaciona también con el levantamiento cercano de alguna cadena montañosa, ya que esta se erosiona y produce gran cantidad de sedimentos que van a parar a las plataformas, para caer talud abajo en forma de grandes corrientes de turbidez. Las turbiditas pueden asociarse también con eventos atmosféricos catastróficos como maremotos o grandes tormentas, que producen gran cantidad de sedimento y remueven el fondo marino para que este caiga talud abajo.

En los 8 km de costa del biotopo se pueden distinguir cinco grandes unidades litológicas en sentido cronológico (ver figura página siguiente):



1) El flysch negro del Cretácico inferior (Formación Deba)

Localización:

Entre Deba y la punta de Aitzuri.

Cronología: 106 - 100 Ma

Descripción: tiene un espesor cercano a los 1.000 m y está formado principalmente por lutitas y margas de color oscuro con turbiditas amarillentas intercaladas. En el contacto con la siguiente formación se ve bruscamente cortada por la falla de Andutz, que da lugar al gran paredón de Aitzuri.

Paleoambiente: proceso de extensión relacionado con la apertura del golfo de Vizcaya. La cuenca estaba formada por bloques levantados y bloques hundidos. En estos grandes surcos se formó el flysch negro.

2) El flysch calcáreo del Cretácico superior (Formación Itziar)

Localización:

Entre la Punta de Aitzuri y Sakonetaurrea.

Cronología: 96 - 83 Ma

Descripción: tiene un espesor cercano a los 700 m y está formada por calizas y margas intercaladas por pequeñas turbiditas de unos 20 cm de grosor.

Paleoambiente: la inestabilidad de la apertura del golfo se fué tranquilizando y se depositaron fundamentalmente restos calcáreos, con caída de turbiditas finas de las partes más someras.



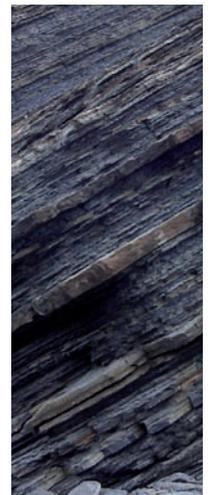
3) El flysch arenoso del Cretácico superior (Formación Aginaga)

Localización: Entre la cala de Sakonetaurrea y la cascada de Andikaerreka.

Cronología: 83 - 68 Ma

Descripción: tiene un espesor aproximado de 1.500 m y se caracteriza por la abundancia de turbiditas intercaladas entre margas y calizas. En la zona de Sakonetaurrea, estas turbiditas pueden tener un espesor superior a 1 m.

Paleoambiente: la cuenca tenía ya una morfología más clásica de plataforma, talud y fondo marino. Comenzó el acercamiento de Iberia a Europa y se produjeron algunos movimientos tectónicos importantes que dieron lugar a los primeros relieves continentales en el Pirineo oriental y generaron bastante inestabilidad en la cuenca vasca. Como resultado, cayeron gran cantidad de turbiditas al fondo margoso y calcáreo de la cuenca.





4) Las sucesiones calcáreas del Maatrichtiense y Paleoceno (Formación Zumaia, Aitzgorri e Itzurun)

Localización: desde Andikaerreka hasta la playa de Itzurun.

Cronología: 68 - 56 Ma

Descripción: tiene un espesor aproximado de 600 m y está formada principalmente por calizas y margas muy carbonatadas con pequeñas intercalaciones de turbiditas que normalmente no superan los 20 cm. En la parte central de la serie destacan los colores rojizos de la cala y el murallón de la punta Algorri.

Paleoambiente: el golfo marino estaba ya muy bien definido y se trataba de un periodo de calma tectónica, en el que se decantaron principalmente sedimentos autóctonos, dando lugar a secuencias caliza-marga muy bien definidas. Gracias a este contexto de estabilidad, algunos de los eventos más importantes de la historia geológica reciente han sido fielmente registrados en la sección de Zumaia.

5) El flysch arenoso del Eoceno (Formación Jaizkibel)

Localización: desde la playa de Itzurun hasta el río Urola.

Cronología: 56 - 52 Ma

Descripción: esta formación tiene aproximadamente 2.000 m de espesor y se extiende hasta Getaria, pero solamente los primeros 400 están representados en el biotopo. Se caracteriza por la presencia constante de turbiditas de color amarillento y grosor muy variable que alternan con lutitas grisáceas. Algunas capas de arena superan los 2 metros de espesor y forman geometrías internas muy vistosas.

Paleoambiente: el Pirineo sufrió su etapa de choque principal y la cuenca se volvió inestable. Los nuevos relieves pirenaicos situados al este estaban cada vez más cerca, aportaban gran cantidad de sedimento y llenaban el fondo de la cuenca de grandes turbiditas. En Jaizkibel estas turbiditas pueden llegar a tener hasta 4 m de grosor.



DISTRIBUCIÓN LITOLÓGICA DEL AFLORAMIENTO DEL BIOTOPO



Playa de Lapari



Sakoneta



Pikoteazpia



Algorri

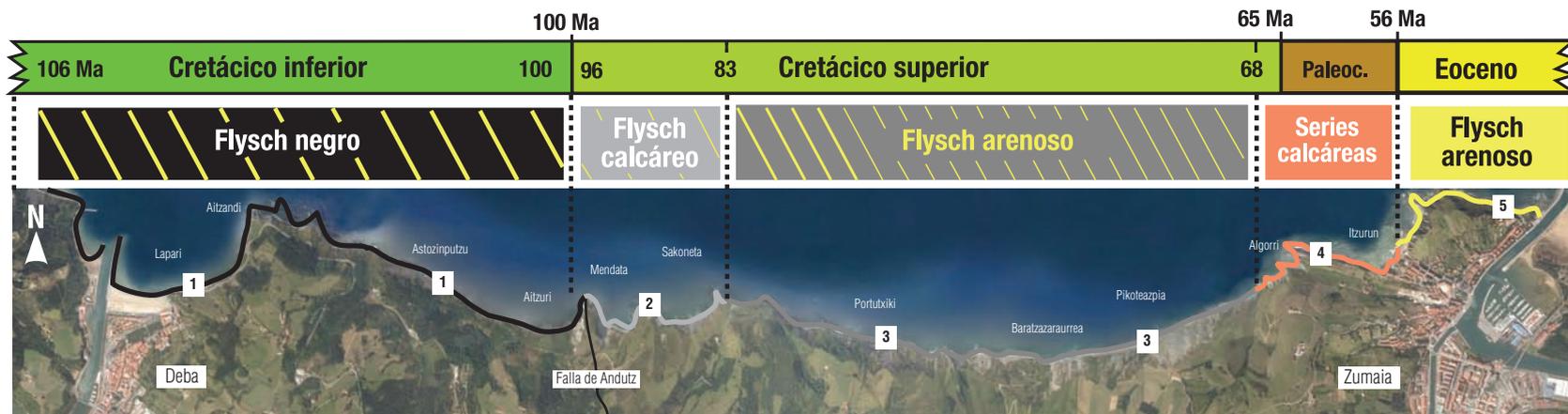


Itzurun

In Situ

Los mejores IP para ver las 5 unidades litológicas del biotopo son:

1. El flysch negro Cretácico inferior: L3
2. El flysch calcáreo del Cretácico superior: S7
3. El flysch arenoso del Cretácico superior: S8
4. Las series calcáreas del Maatrichtiense y Paleoceno: A4
5. El flysch arenoso del Eoceno: A14



CICLOESTRATIGRAFÍA

LOS CICLOS ASTRONÓMICOS DE LAS ROCAS

RELACIÓN ENTRE CLIMA Y SEDIMENTACIÓN

En los tramos del afloramiento donde el ambiente de sedimentación ha sido muy tranquilo y no ha habido apenas caídas de turbiditas desde las plataformas, la decantación es principalmente autóctona. Así, la mayor o menor proporción de sedimento arcilloso o pequeños caparazones calcáreos depositados responde, en gran medida, al clima existente en cada momento. Cuando el aporte de terrígenos desde el continente es importante, se forman las margas, y cuando predomina la decantación de conchas calcáreas, se forman las calizas.

UNA CICLICIDAD MUY SOSPECHOSA: MILANKOVITCH

El análisis detallado de las rocas del flysch indica que la intercalación de calizas y margas no se produce al azar y que existe un patrón claro, marcado, al menos, por dos ciclicidades diferentes, con periodos apreciables de ~20.000 y ~100.000 años. Los ciclos de ~20.000 años están definidos por cada pareja caliza-marga, que a su vez se repiten constantemente formando grupos de cuatro a seis parejas que definen los ciclos de ~100.000 años.

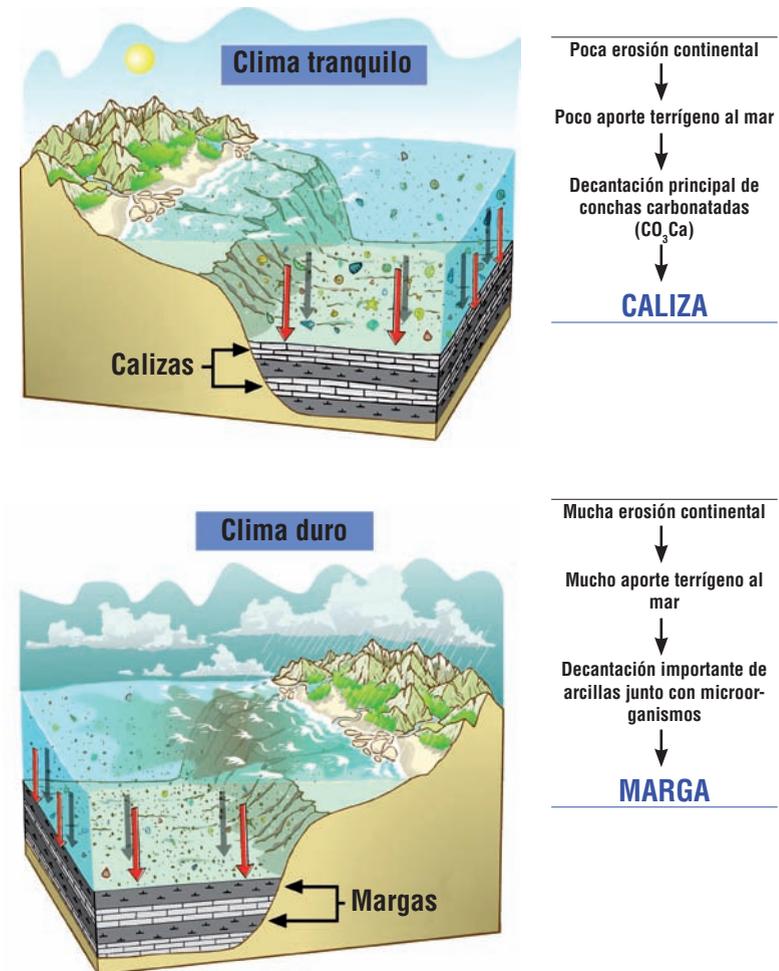
Esta ciclicidad se relaciona claramente con los ciclos astronómicos de precesión y excentricidad definidos por Milankovitch en 1941. Aunque la teoría completa es más compleja, Milankovitch definió básicamente tres movimientos astronómicos que determinan el clima de la Tierra:

- La **excentricidad** es la variación en la forma de la órbita de la Tierra, de más redondeada a más elíptica y se produce en ciclos de ~100.000 y ~400.000 años.
- La **oblicuidad** es el cambio en la inclinación del eje de la Tierra, que sigue un ciclo de ~41.000 años.
- La **orecesión** es el cambio en la dirección del eje de la Tierra, que gira aproximadamente en ~20.000 años.

La interacción de estos movimientos astronómicos determina la orientación y la distancia del globo con respecto al sol, dando como resultado una ciclicidad climática que a su vez condiciona el tipo de sedimentación que se produce en los fondos marinos. Las rocas del Paleoceno de Zumaia se depositaron en un ambiente muy tranquilo, que permitió que los ciclos de precesión (~20.000 años) y excentricidad (~100.000 años) se vieran reflejados con gran claridad (ver figura pág 86). Las rocas se convierten así en testigos del clima pasado y en herramientas muy útiles para contar el tiempo geológico.

*¿Se repiten ciclos en los cambios climáticos de la Tierra?
¿Qué relación tienen los testigos de hielo de la Antártida con las rocas de Zumaia?*

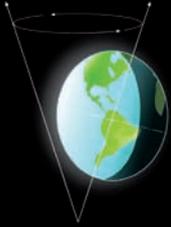
Relación entre clima y sedimentación



LOS CICLOS ASTRONÓMICOS DE MILANKOVITCH

Ciclo de precesión

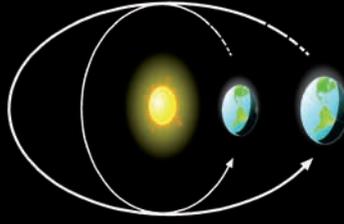
~20.000 años



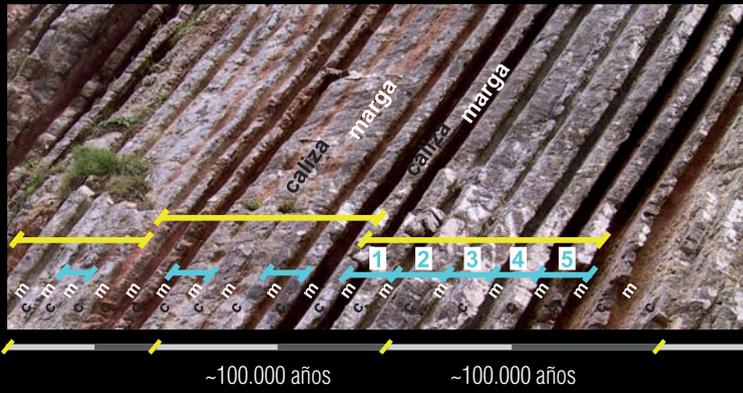
Un ciclo de precesión da lugar a una pareja de caliza / margas.

Ciclo de excentricidad

~100.000 años



Un ciclo de excentricidad genera agrupamientos de cinco parejas.



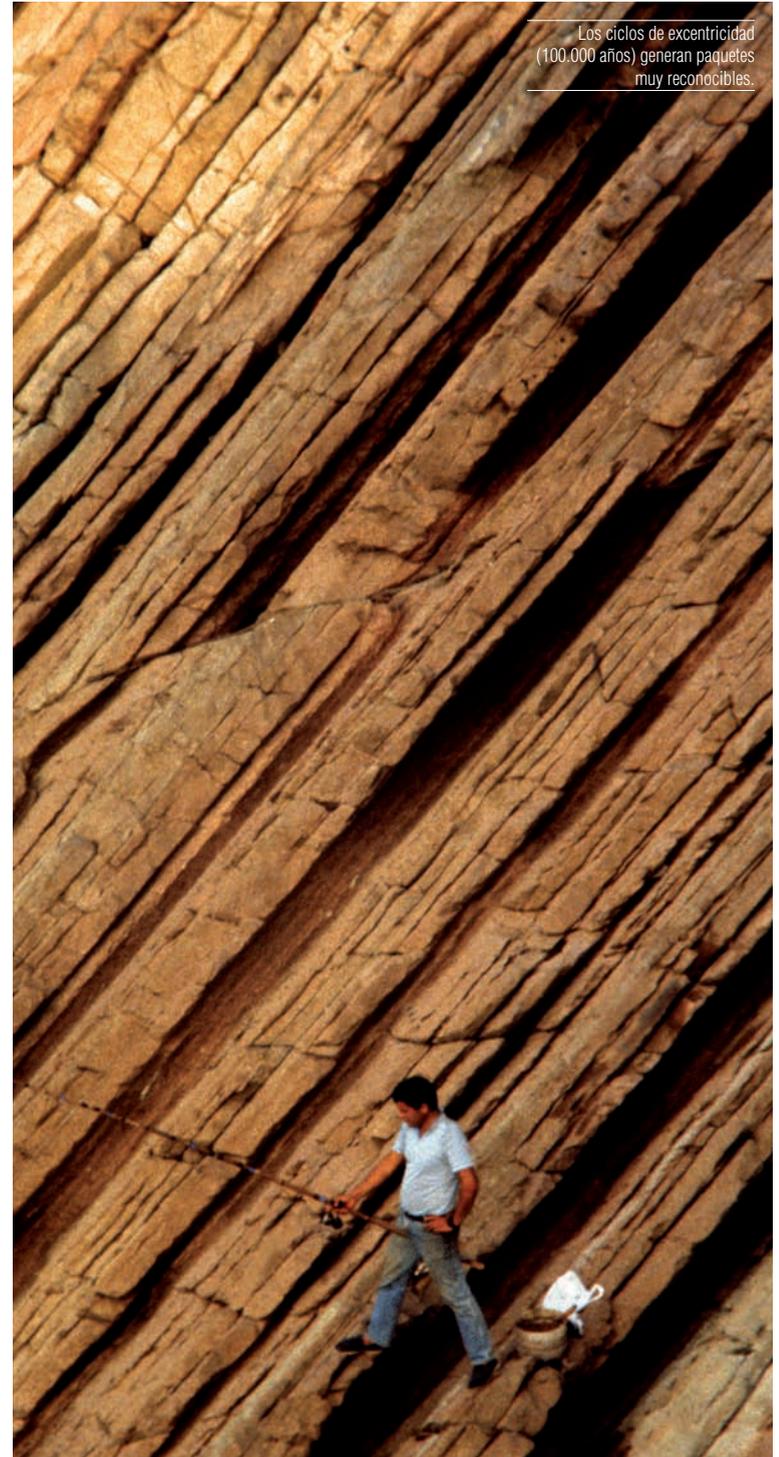
Tramo más margoso (más blando)

Tramo más calcáreo (más duro)

Pareja caliza-marga: ciclo de precesión. ~20.000 años

5 parejas c-m: ciclo de excentricidad. ~100.000 años

Los ciclos de excentricidad (100.000 años) generan paquetes muy reconocibles.



Se pueden ver excelentes ejemplos de ciclicidad en la sección paleocena de Zumaia:

Sendero Algorri: A4, A9

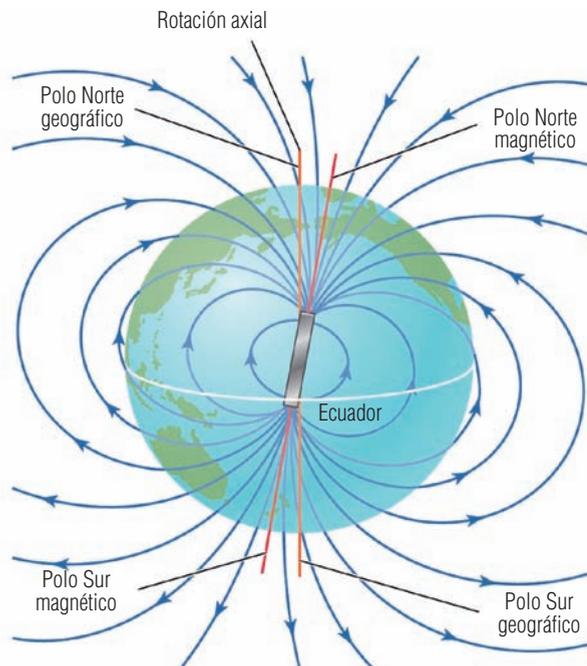
PALEOMAGNETISMO

EL IMÁN DE LAS ROCAS DEL MUNDO

El norte geográfico es un punto fijo que coincide con la intersección del eje de rotación de la Tierra y se sitúa en el punto más septentrional del globo, en algún lugar de la banquisa del océano Ártico. Sin embargo, si seguimos el N de una brújula, nos llevará cerca de la isla de Bathurst (Canadá), a unos 1.600 km del Polo N geográfico. Esto se debe a que la brújula contiene una aguja imantada y responde al campo magnético terrestre y no a la morfología del globo.

El campo magnético terrestre alcanza hasta 50.000 km en el espacio, nos protege del viento solar y es el causante de las espectaculares auroras boreales. Su origen está relacionado con los movimientos generados por la rotación de la Tierra en los metales líquidos del núcleo. El campo magnético tiene dos polos que se mueven constantemente y que no coinciden con los polos geográficos. A la diferencia entre ambos se le denomina declinación magnética y este valor es cambiante en el tiempo y el espacio.

Campo magnético y eje de rotación de la Tierra.



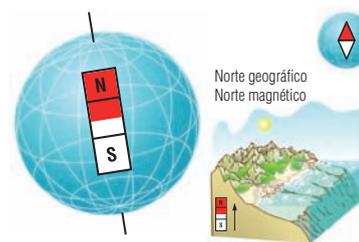
Posición relativa del campo magnético con respecto al globo terrestre.



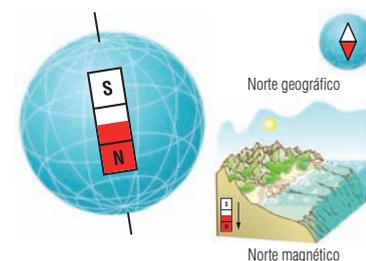
LAS INVERSIONES MAGNÉTICAS

El campo magnético varía también en intensidad. Cada cierto tiempo esta se reduce a cero para volver a activarse con orientación inversa, es decir, sufre una inversión en la que el norte magnético pasa a ser el sur y viceversa. Las inversiones suelen durar del orden de unos pocos miles de años. Cuando el sentido del campo magnético coincide con el actual, (líneas de flujo de sur a norte), se dice que el campo magnético está en posición normal, y cuando se sitúa en sentido contrario se dice que el campo magnético está en posición inversa.

Situación normal



Situación invertida



En el registro estratigráfico se pueden reconocer zonas de polaridad normal que alternan con otras de polaridad inversa. A cada uno de estos intervalos correspondientes a una zona de una polaridad definida se le llama cron de polaridad. Normalmente estos crones superan el millón de años. Dentro de un cron de una polaridad definida se pueden tener intervalos de orden muy inferior de polaridad contraria, que normalmente no duran más de algunas decenas de miles de años, pero permiten subdividir el cron en subcrones N (normal) o R (reverso). Se calcula que la inversión más reciente tuvo lugar hace 780.000 años, la cual se toma como referencia para numerar los crones pasados en orden de antigüedad, comenzando desde el actual C1, hasta llegar con gran precisión al Cretácico inferior como C34.

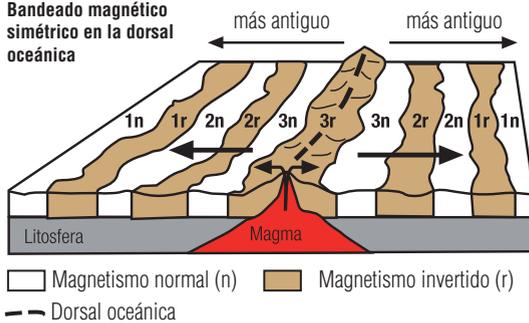
En la actualidad se desconocen todavía las causas que provocan las inversiones magnéticas. En los últimos cien años la intensidad del campo magnético se ha reducido aproximadamente un 5%, lo que hace pensar en una posible inversión cercana. El registro geológico de millones de años no muestra que haya una relación directa entre cambios magnéticos y variaciones en el clima o afecciones a la vida.

UTILIDADES DEL PALEOMAGNETISMO

Pero ¿cómo se registra el campo magnético en las rocas? Existen algunos minerales “magnéticos” que debido a diferentes mecanismos atómicos actúan como pequeños imanes y son capaces de retener la orientación del campo magnético en el momento de su cristalización o decantación. Este hecho se ha convertido en una de las herramientas más importantes para los geólogos, ya que nos permite:

- Reconstruir la historia del campo magnético de la Tierra y de sus inversiones.
- Definir capítulos magnéticos de orientación normal o inversa, llamados crones magnéticos, lo que permite subdividir el registro y los afloramientos. Además, como los cambios se producen por igual en todo el planeta, los crones se convierten en elementos de correlación básicos entre diferentes rocas del mundo.
- Reconstruir los movimientos de los continentes a lo largo del tiempo geológico, ya que los minerales apuntan en la dirección del campo magnético en el momento de su formación y nos permiten calcular la latitud de los continentes en cada momento.
- Confirmar la tectónica de placas mediante la imantación simétrica que presenta la nueva corteza oceánica emanada de las dorsales.

Bandeado magnético simétrico en la dorsal oceánica



□ Magnetismo normal (n) □ Magnetismo invertido (r)
 - - - Dorsal oceánica

■ Polaridad normal ■ Polaridad inversa

Cuando la lava basáltica sale de la dorsal oceánica, queda inmediatamente imantada con el campo magnético existente en el momento. A medida que sigue saliendo más lava, la corteza oceánica se va alejando del eje de la dorsal y va dejando un bandeo simétrico de diferentes orientaciones magnéticas que evidencian la apertura del océano y proporcionan una de las grandes pruebas a favor de la tectónica de placas.

<

EL PALEOMAGNETISMO DEL BIOTOPO

Las rocas sedimentarias del biotopo presentan una magnetización bastante débil pero apreciable, y nos permite dividir el afloramiento en capítulos magnéticos (crones). Esta división resulta muy útil para tener referencias y situar los diferentes eventos que reconocemos en las rocas. Así mismo es una herramienta fundamental también para correlacionar el flysch de Zumaia con otras secciones del mundo, ya que estos cambios se producen en todo el planeta por igual. El período que abarcan las rocas del biotopo, desde el Cretácico inferior (105 Ma) hasta el Eoceno (55 Ma), contiene diez crones magnéticos, cinco de los cuales (C24 - C29) han sido claramente localizados en las rocas.



Aunque se han realizado estudios de magnetismo en todo el afloramiento, la mayoría se han concentrado en la sección de Zumaia, tal y como podemos deducir de la gran cantidad de pequeños sondeos que se pueden ver en las rocas.

Sendero Algorri: A5

DISTRIBUCIÓN APROXIMADA DE LOS CRONES MAGNÉTICOS EN EL BIOTOPO

El esquema adjunto muestra la distribución aproximada de los crones magnéticos a lo largo de los 8 km y 50 Ma que abarcan los acantilados del biotopo. El Paleoceno tiene un muestreo de gran detalle en el que se han detectado claramente las inversiones correspondientes a los crones 29, 28, 27, 26, 25 y 24. Por el contrario, no se ha estudiado todavía la localización exacta de los crones 30, 31, 32, 33 y 34 en la parte cretácica del biotopo, pero se puede hacer una aproximación correlacionando edades y otros afloramientos.

v

La toma de muestras paleomagnéticas

Normalmente se utiliza un equipo de perforación que permite extraer muestras cilíndricas de 2,5 cm de diámetro y unos 10 cm de longitud. Este cilindro debe estar debidamente orientado para calcular la orientación de los minerales magnéticos en su posición original en el momento de decantación.

