

## La Cuenca Vasco-Cantábrica: génesis y evolución tectonosedimentaria

### *The Basque-Cantabrian basin: birth and tectonosedimentary evolution*

**SERGIO ROBLES<sup>1</sup>, ARANTZA ARANBURU<sup>2</sup> Y ARTURO APRAIZ<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. E-mail: sergio.robles@ehu.es

<sup>2</sup>Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. E-mail: arantza.aranburu@ehu.es

<sup>3</sup>Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. E-mail: arturo.apraiz@ehu.es

**Resumen** La Cuenca Vasco-Cantábrica presenta un proceso evolutivo muy prolongado en el tiempo. Sus inicios se remontan al Pérmico superior, mientras que los últimos procesos tuvieron lugar durante el Mioceno. A lo largo de esos aproximadamente 250 Ma hubo variaciones significativas tanto en el régimen tectónico dominante (extensión, transcurrencia, compresión), como en la distancia al límite de placas activo (rift, margen pasivo, margen activo), o en el tipo de corteza subyacente (continental, transicional, hiperextendida). En general, se considera que la CVC representa un proceso evolutivo complejo, que engloba múltiples tipos de cuencas y que varió progresivamente en el tiempo adaptándose a las condiciones tectónicas dominantes. En su proceso evolutivo se han definido dos fases mayores en función del tipo de esfuerzos dominante (fase extensiva y fase compresiva), en las que se incluyen diversas etapas caracterizadas por variaciones relativamente importantes en las condiciones tectónicas. Para la fase extensiva se definen las siguientes etapas: rift triásico, inter-rift, rift del Golfo de Bizkaia y margen continental pasivo. Para el proceso de compresión se han individualizado las etapas de margen continental activo, la etapa en la que se genera una cuenca remanente que evoluciona a una cuenca de antepaís y la etapa en la que se desarrollan las cuencas intramontañas.

**Palabras clave:** Cuenca sedimentaria, cuenca vasco-cantábrica, evolución tectonosedimentaria.

**Abstract** *The Basque-Cantabrian Basin has undergone a long evolution process since Permian times. During these 250 Ma significant variations in the dominant tectonic regime (extension, transcurrance, compression), distance to the active plate boundary (rifting, passive margin, active margin), and underlying crust type (continental, transitional, hyperextended) have taken place. It is commonly accepted that the Basque-Cantabrian Basin is the result of a complex evolution process including different basin types that registered different changes related to the dominating tectonic conditions. On the basis of the prevailing stress states, two main deformational phases (extension and compression) have been described, including different stages reflecting relatively significant changes in the tectonic conditions. On the one hand, the extensive phase includes the following stages: Triassic rifting, inter-rifting, rifting of the Gulf of Biscay and passive continental margin development. On the other hand, during the compressive phase three stages have been identified: establishment of an active continental margin, generation of a foredeep basin evolving into a foreland basin and the development of intramontane basins.*

**Keywords:** *Basque-cantabrian basin, sedimentary basin, tectonosedimentary evolution.*

### INTRODUCCIÓN: GENERALIDADES DE LA CUENCA VASCO-CANTÁBRICA

Las cuencas sedimentarias son extensas regiones de la superficie terrestre caracterizadas por mantener

una subsidencia o hundimiento importante y prolongado en el tiempo, que origina un espacio de acomodación en el que se van depositando gran cantidad de sedimentos. La subsidencia se genera por procesos tectónicos y térmicos relacionados con la tectónica

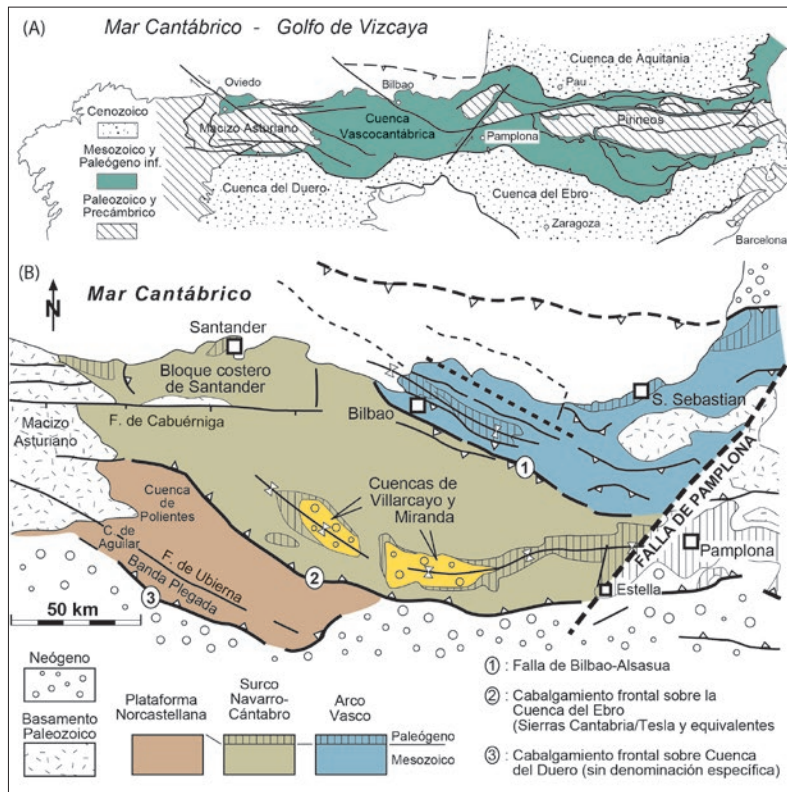


Fig. 1. (A) Ubicación geológica general de la Cuenca Vasco-Cantábrica. (B) División de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Figs. modificadas de Barnolas y Pujalte (2004).

de placas. Así, en las etapas iniciales de la ruptura de una placa, se produce el estiramiento y fracturación distensiva de la litosfera, que origina el hundimiento relativo de bloques y la formación de grandes fosas subsidentes. En etapas más avanzadas, tras la eclosión del nuevo océano, la litosfera del margen continental se enfría al alejarse progresivamente de la dorsal o punto caliente, y dicho enfriamiento produce un aumento de la densidad que provoca un hundimiento de la superficie del margen continental. La sobrecarga sedimentaria, volcánica o tectónica origina una subsidencia añadida. Las variaciones de nivel del mar también influyen en el espacio de acomodación sedimentaria en las cuencas, especialmente en las marinas, que aumenta con el ascenso del nivel marino y disminuye con las caídas del mismo.

Geológicamente el sector septentrional de la Península está constituido por la zona de pliegues y cabalgamientos de la Cordillera Pirenaica. Su parte occidental, denominada Cordillera Cantábrica, se divide en dos sectores: el Macizo Asturiano y la Cuenca Vasco-Cantábrica (Fig. 1A). La Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC) comprende el oeste de Navarra, el País Vasco, el norte de las provincias de Burgos y Palencia, y gran parte de Cantabria. Su límite oriental se sitúa en la falla de Pamplona, mientras que el límite occidental corresponde al contacto con los materiales del Macizo Asturiano. Los límites septentrional y meridional corresponden a sendos frentes de cabalgamiento, en los que los materiales de la CVC se superponen respectivamente sobre el Macizo de Las Landas y sobre las cuencas cenozoicas no deformadas del Duero y su enlace con la cuenca del Ebro (Figs. 1A y B). Probablemente, el rasgo geológico más llamativo de la CVC sea la gran potencia de materiales mesozoicos, particularmente cretácicos, que acumula, atestiguando una tasa de subsidencia

muy elevada durante este periodo. Distintas estimaciones cifran la potencia máxima de esta sucesión entre los 12 km (Brinkmann y Lögters, 1968) y los 17 km (Lotze, 1960). Cálculos más recientes indican que la potencia máxima acumulada en la zona central del Arco Vasco (Fig. 1B), incluyendo los materiales terciarios, podría incluso superar los 18 km (Robles, 2014a).

Una de las particularidades esenciales de la CVC es que preserva un registro temporalmente muy amplio (Pérmico superior-Mioceno) y con afloramientos excepcionales, como el que a lo largo de la costa cantábrica se puede observar de forma continua, desde el E de Asturias hasta el inicio de la cuenca de Aquitania (Fig. 1), en el que afloran materiales desde el Triásico hasta el Oligoceno. Estas circunstancias permiten realizar estudios muy detallados sobre la evolución de la cuenca sedimentaria.

A pesar del fuerte proceso extensional, capaz de generar una cuenca sedimentaria en la que se acumulan 18 km de sedimento, no existen evidencias de que se haya alcanzado una fase con desarrollo de corteza oceánica (Robles, 2014a). Actualmente, se habla de la posibilidad de un proceso hiperextensional como causante del exagerado acúmulo de sedimentos (Tugend et al., 2014). Un proceso hiperextensional es aquel en el que durante un largo periodo de tiempo (más de 150 Ma en el caso de la CVC) un rift se extiende lentamente hasta alcanzar un factor de estiramiento de 3-4 (la corteza continental reduce su espesor original a una tercera o cuarta parte), a partir del cual toda la corteza continental presenta un comportamiento frágil (Pérez-Gussinye y Reston, 2001; Lundin y Doré, 2011). En estas condiciones las fracturas de la corteza continental pueden alcanzar el manto y el agua que por ellas circula provocar la serpentinización parcial del mismo. Los afloramientos peridotíticos del Pirineo septentrional podrían corresponder a vestigios de este proceso (Lagrabielle et al., 2009).

Tras la máxima hiperextensión de la corteza continental y debido a la apertura del Océano Índico, la placa africana empieza a desplazarse hacia el N, provocando la colisión oblicua de Iberia respecto a Eurasia. Como consecuencia, la placa ibérica subduce bajo la euroasiática, provocando un acortamiento máximo de aproximadamente 147 km (Muñoz, 1992). Durante esta etapa de colisión se producen dos fases tectónicas bien diferenciadas, una primera de vergencia N y otra posterior de vergencia Sur (Martínez-Torres, 2014), provocando la deformación y emersión de toda la serie estratigráfica apilada en la CVC durante los 250 Ma previos, dejando a nuestro alcance una buena parte de su historia geológica.

## CUANDO LOS PROCESOS EXTENSIONALES SON DOMINANTES: DESARROLLO DE LA CVC

Tras los esfuerzos compresivos que generaron la orogenia Hercínica y la formación del supercontinente Pangea, se inicia el proceso de desmembración del mismo. Al desaparecer los procesos de compresión, la litosfera continental engrosada busca su perdido equilibrio isostático, generando inicialmente importantes esfuerzos extensionales,

ETAPAS DEL PROCESO DE RIFTING	RASGOS SEDIMENTARIOS SIGNIFICATIVOS	TECTÓNICA DOMINANTE	AFLORAMIENTOS SIGNIFICATIVOS
RIFT TRIASICO (250-210 Ma)	Facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper	Subsidencia por fracturación distensiva	Transversal del río Nansa, embalse de La Cohilla (Cantabria)
INTER-RIFT (210-160 Ma) Rampa carbonatada somera (210-195 Ma) Rampa hemipelágica (195-160 Ma)	- Cinturones de facies (bandas sucesivas de distintas facies paralelas a la costa) - Niveles de esponjas, de zoophycus y de black shales	Subsidencia flexural y térmica	Transversal del río Nansa, Tudanca (Cantabria)
RIFT GOLFO DE BIZKAIA (160-95 Ma) - Rift temprano (160-125 Ma) - Rift medio (125-110 Ma) - Rift tardío/transición post rift (110-95 Ma)	- Al W, depósitos continentales y de transición. Al E, ambientes transicionales y marinos - Desarrollo de las facies Urgonianas, con carbonatos biogénicos de ambiente marino somero - Sedimentación marina profunda (Flysch Negro). Frentes y taludes de gran magnitud	Rotación en sentido antihorario de Iberia respecto a Eurasia. Subsidiencia tectónica. Localmente transpresión y transtensión	- Horst de la punta del cuerno (Cuchía, Cantabria) - Macizo de Ranero, cresterio del Anboto, Sierra de Aralar - Litoral vizcaino (Armintza-Bakio) Plataforma carbonatada de Itxina (Gorbea)
MARGEN CONTINENTAL PASIVO (95-84 Ma)	- Surco flysch. Depósito de secuencias tipo flysch - Plataforma Norcastellana y surco Navarro-Cántabro - Vulcanismo submarino	Enfriamiento de la litosfera continental, aumento de la densidad y subsidiencia térmica	- Geoparque de Zumaia - Transversal Sobrón (Sur de Araba) – Urrunaga (Norte de Araba). Calizas de Subijana - Astrabudua, Errigoiti, Eibar, Elgoibar, Soralue

Tabla 1. Resumen de las distintas fases individualizadas para el proceso de rifting de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Datos obtenidos de Robles (2014).

que con posterioridad se acentúan o amortiguan en periodos de mayor o menor actividad tectónica (Tabla 1). Bajo estas condiciones se crea el embrión de lo que posteriormente será la CVC. En su proceso de maduración pasa por una serie de etapas individualizadas en función de variaciones en los procesos tectónicos dominantes y, en menor medida, en función de factores que controlan los procesos de sedimentación (variaciones del nivel del mar, paleogeografía, aportes sedimentarios,...).

**Inicio de un largo proceso extensional: etapa de rift triásico**

La primera etapa de rift se desarrolló esencialmente en el Triásico, dando lugar a los depósitos de Facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, al igual que en la mayor parte del centro y oeste de Europa. En las zonas de depocentro más tempranas las unidades basales corresponden al Pérmico superior.

La subsidiencia en esta etapa ocurrió esencialmente por fracturación distensiva, originando el desarrollo de depresiones tectónicas con una fuerte

subsidiencia diferencial (áreas adyacentes con tasas de hundimiento muy diferentes) y, por tanto, con espectaculares variaciones de la potencia estratigráfica (Fig. 2). Los depósitos siliciclásticos de la Facies Buntsandstein (conglomerados, areniscas y lutitas rojas) yacen en discordancia angular sobre materiales del Carbonífero o del Pérmico inferior, que forman parte del zócalo de la cuenca. La etapa de rift Triásico se completa con una unidad intermedia constituida por materiales de rampa carbonatada somera (Facies Muschelkalk) y una unidad superior compuesta por depósitos lutítico-evaporíticos (Facies Keuper).

El depósito de los materiales del Buntsandstein tuvo lugar bajo condiciones climáticas áridas y semiáridas en las que la meteorización química fue escasa, adquiriendo las areniscas y conglomerados de esta edad su típica coloración rojiza. El mar del Muschelkalk era poco profundo y su terminación noroccidental en la placa Ibérica correspondía a la CVC, aunque sin llegar a cubrirla por completo. Tras su posterior regresión hacia el Este (hacia el Tethys) se formaron los materiales de la Facies Keuper en extensas llanuras costeras de tipo *sabkha*.

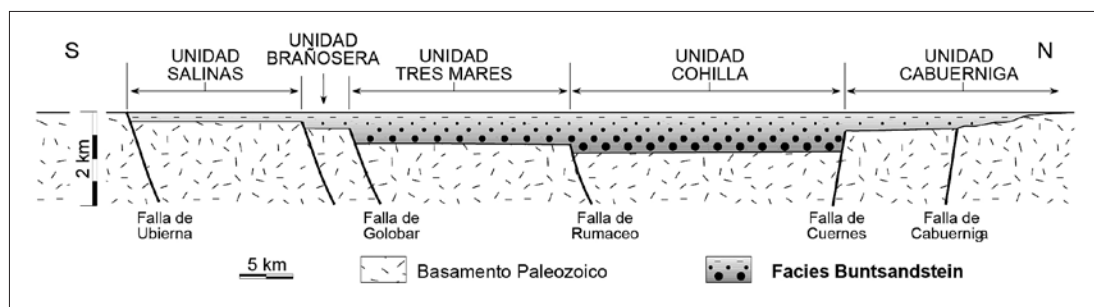
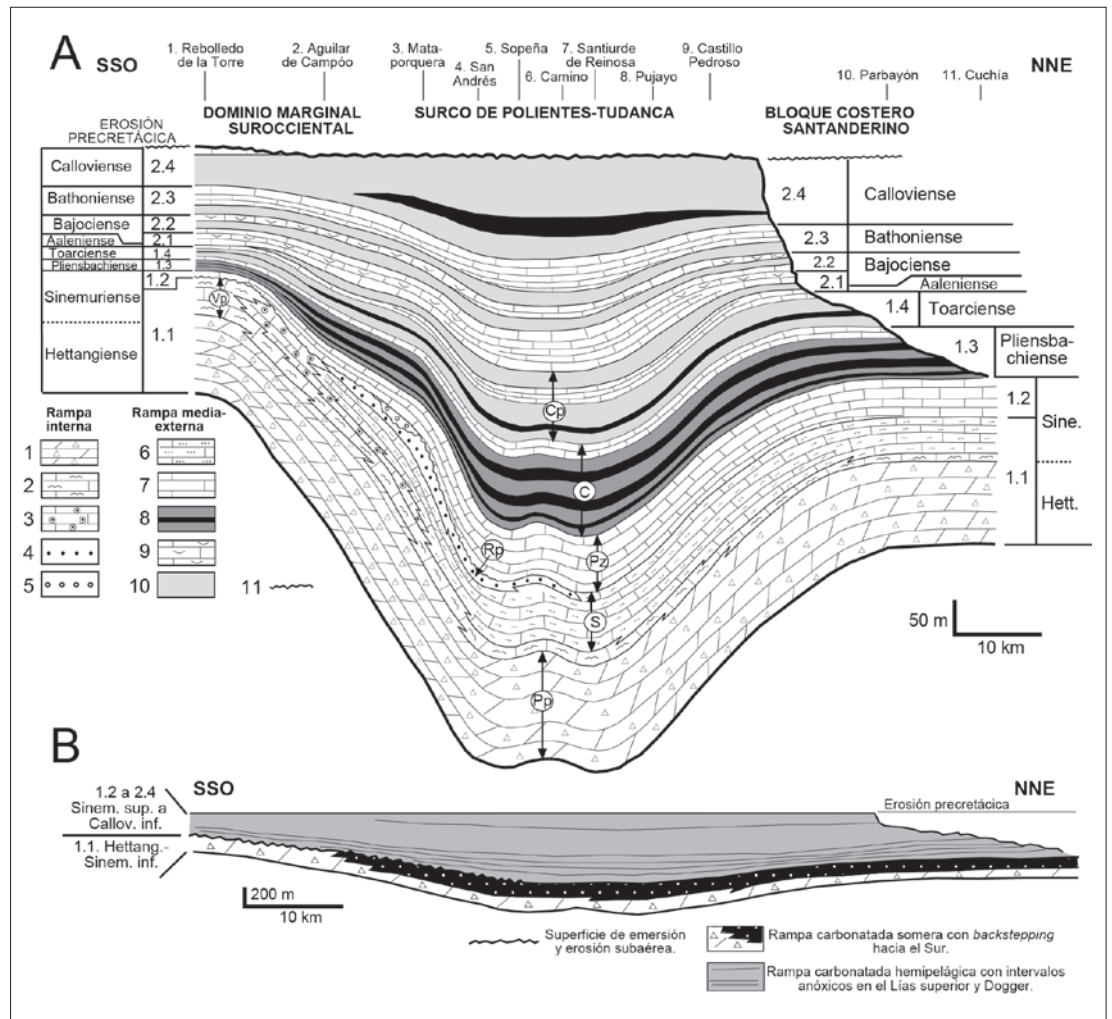


Fig. 2. Fosa tectónica del Buntsandstein (Pérmico superior-Triásico Inferior/Medio) en una transversal N-S entre el W de Cantabria y el N de Palencia. En el corte esquemático se detalla el nombre de las fallas sinsedimentarias y el de las unidades geográficas. Fig. tomada de Robles y Pujalte (2004).

Fig. 3. (A) Diagrama litoestratigráfico del Jurásico marino en el sector occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Leyenda litológica: 1) brechas de colapso y carnioles, 2) calizas con laminación algal, 3) calizas oolíticas, 4) y 5) areniscas y conglomerados silíceos, 6) calizas mundstone con delgadas intercalaciones de calizas grainstone (tempestitas), 7) y 10) calizas y margas con ammonites y belemnites, 8) margas y lutitas negras, 9) calizas con esponjas, 11) superficies de erosión y erosión subaérea. (B) Diagrama sintético de los dos grandes ambientes sedimentarios del Jurásico marino: rampa carbonatada somera (litologías 1 a 6) y rampa hemipelágica (litologías 7 a 10). Fig. tomada de Robles et al. (2004).



### La extensión se toma un descanso: etapa inter-rift

La etapa inter-rift se inició en el Triásico terminal y continuó durante el Jurásico Inferior y Medio. La gran continuidad lateral y escasas variaciones de facies y potencia de la unidad carbonatada (dolomías tableadas) formada por encima de la Facies Keuper, sugieren el inicio de un cambio en el régimen tectónico sinsedimentario dominante. Se pasó de la fuerte subsidencia diferencial de la etapa anterior a una subsidencia de tipo flexural y térmico.

En general, durante esta etapa, la tasa de subsidencia tectónica y la elevación absoluta del nivel marino no fueron compensadas con el aporte sedimentario, lo que generó una extensa y progresiva transgresión marina, conocida como el Jurásico marino. Durante esta etapa, la cuenca formaba parte de un extenso mar epírico, en una posición intermedia entre el dominio marino Boreal situado al norte y el cálido y amplísimo mar del Tethys, situado al sureste, quedando limitada al suroeste y noroeste por las áreas emergidas del macizo Ibérico y macizo Armoricano. Las asociaciones de ammonites indican que el mar de la CVC presentaba una mayor afinidad boreal, aunque se puede constatar la existencia de incursiones de especímenes tethysianos.

En el Jurásico marino de la CVC, se han diferenciado dos grandes unidades estratigráficas informales (Robles et al., 2004): A) la rampa carbonatada somera y B) la rampa hemipelágica (Figs. 3A y B, 4).

### Un mar poco profundo: rampa carbonatada somera

La rampa carbonatada es un tipo de construcción sedimentaria desarrollada en una plataforma marina de muy escasa pendiente (menor de 1°) que, gradualmente, va aumentando su profundidad hacia el interior de la cuenca. Los sistemas deposicionales de rampa carbonatada se reconocen en el registro geológico por presentar bancos bioclásticos o de ooides (*shoal deposits* o depósitos de bajo) formados en las proximidades de la línea de costa, en la zona donde la base del oleaje afecta al fondo marino. En cambio, en las plataformas carbonatadas la zona afectada por el oleaje se sitúa próxima al borde exterior.

El sistema deposicional de rampa carbonatada muestra una marcada distribución de facies asociada a las condiciones energéticas y profundidad (los cinturones de facies). Es posible reconocer secuencias de rampa dominadas por el oleaje, las mareas o las tormentas, y las variaciones de profundidad que se producen en ellas, tanto lateralmente, en el espacio, como verticalmente, es decir, a lo largo del tiempo.

### Un mar algo más profundo: rampa hemipelágica

Una rampa hemipelágica corresponde a la zona más externa (distal) y más profunda (entre 100-400 m, aunque puede variar según la paleogeografía) de una rampa carbonatada, donde la sedimentación forma principalmente una alternancia o mezcla de fangos carbonatados biogénicos de origen marino



Tras una fase inicial de elevación y erosión, se instauró un largo periodo extensional, marcado por el funcionamiento de fallas lístricas y fallas normales de alto buzamiento que compartimentaron la cuenca en una serie de fosas y altos topográficos y de bloques basculados a favor de las fallas lístricas, con diferencias de subsidencia muy marcadas y duraderas.

Fig. 4. Panorámica de la vertiente oriental del río Nansa (Tudanca, Cantabria) en la que se observa la sucesión completa del Jurásico marino en una zona de depocentro de unos 800 m de potencia.

(facies *mudstone*) y material terrígeno arcilloso de procedencia continental. Estos sedimentos suelen originar series rítmicas formadas por alternancias de calizas y margas grises, que incluyen fósiles neotónicos (ammonites y belemnites) y bentónicos (braquiópodos). El tránsito, tanto hacia la rampa somera como hacia la cuenca profunda, siempre es gradual.

Este dispositivo de fosas y altos fue el responsable de las fortísimas diferencias en la duración de la discontinuidad que marca el inicio de la etapa del rift del Golfo de Bizkaia. En las fosas, donde la erosión terminó antes (menor vacío) y la sedimentación comenzó también antes (menor hiato), la duración de la laguna estratigráfica es menor. Así por ejemplo, en la fosa de Tudanca (Fig. 5), situada en el bloque hundido de la falla de Cabuérniga (Cantabria), que actuó como falla normal de alto buzamiento en ese periodo, la duración mínima para la discontinuidad es de 17 Ma. Por el contrario, en las zonas de alto, la erosión duró más tiempo (mayor vacío erosivo) y la sedimentación comenzó mucho después (mayor hiato). Este es el caso del horst de la Punta del Cuerno (Cuchía, Cantabria), situado en el bloque levantado de la falla del Escudo de Cabuérniga y de una segunda falla lístrica del mismo sistema, denominada Falla de Cuchía, donde la discontinuidad alcanza unos 70 Ma de duración (Figs. 5 y 6). La finalización de la etapa rift del Golfo de Bizkaia no fue brusca, sino relativamente transicional o progresiva.

Fig. 5. Bloque diagrama simplificado y con escala orientativa, de un sector de la zona occidental de la CVC (W de Cantabria, entre Tudanca y Cuchía). Muestra el hundimiento de bloques tectónicos hacia el S a favor de las fallas de Cabuérniga y Cuchía durante la etapa de rift temprano del Golfo de Bizkaia. Esta estructuración controló la distribución y potencia de las unidades sintectónicas (Grupos Campó, Cabuérniga y Pas), y la magnitud de las discontinuidades estratigráficas existentes entre estas unidades y el Jurásico marino.

En esta unidad se identifican algunos niveles característicos por su composición, contenido fósil (nivel de esponjas) o presencia de estructuras sedimentarias biogénicas específicas como los *zoophycus*, que indican condiciones ambientales de escasa o nula energía del medio sedimentario y permiten además realizar correlaciones regionales de valor temporal. Algunos de estos niveles, especialmente los de margas y lutitas negras o *black shales* han tenido y, pueden seguir teniendo, un elevado interés económico como rocas generadoras de hidrocarburos.

La evolución de la etapa rift del Golfo de Bizkaia puede dividirse en tres fases sucesivas: a) rift temprano, b) rift medio y c) rift tardío y transición a la

El contacto entre las dos unidades principales del Jurásico marino siempre queda reflejado por el cambio brusco de facies calcáreas o detríticas someras a calizas y margas con ammonites, de carácter hemipelágico.

### Último esfuerzo de separación entre las placas Europea e Ibérica: etapa rift del Golfo de Bizkaia

Durante esta etapa la evolución de la CVC estuvo controlada por la apertura del Atlántico central y la separación de las placas Europea y Africana con respecto a la Norteamericana. En esta situación, la placa Ibérica sufrió una rotación en sentido antihorario relativamente independiente del resto de Europa (Roest y Srivastava, 1991; Olivet, 1996), lo que provocó la separación de Iberia respecto a la placa Europea y el comienzo de la apertura del Golfo de Bizkaia. Mientras el proceso de rotación fue libre, la cuenca estuvo sometida a esfuerzos claramente extensionales. En los últimos estadios, sin embargo, a las condiciones de distensión dominantes, se sumaron localmente procesos de transpresión y trans-tensión.

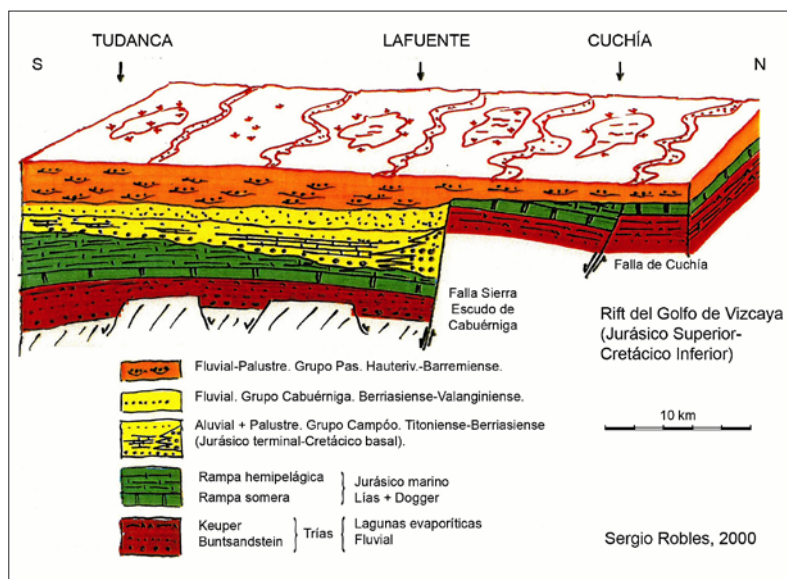




Fig. 6. Acantilados de Cuchía (Cantabria) representativos del bloque hundido de la falla de Cuchía. Por debajo de la discordancia angular aparecen calizas y margas con niveles de lutitas negras representativas de la rampa hemipelágica del Lías superior (188 Ma). Por encima de la discordancia angular se observan areniscas y lutitas rojas fluviales pertenecientes al Grupo Pas y representativas de la etapa de rift del Golfo de Bizkaia (127 Ma).

fase post-rift. Las edades de estas etapas se pueden consultar en la tabla I.

*Las fallas vuelven a ser protagonistas: fase de rift temprano*

En la parte occidental y suroccidental, la cuenca continuó su desarrollo evolutivo mediante la reactivación de fallas mayores de zócalo de orientación E-W y NW-SE y la génesis de fallas sinsedimentarias lítricas asociadas a ellas (Fig. 7). Estas fallas crearon depresiones topográficas o *grabens*, inicialmente aislados y pequeños, que progresivamente se expandieron cubriendo los márgenes, hacia el sur y el norte, con las unidades sedimentarias más jóvenes. En la zona occidental y central de la cuenca (Cantabria, N de Palencia, N de Burgos y W de Bizkaia) durante esta etapa se acumularon depósitos principalmente continentales (aluvio-fluviales y palustres) y de transición, que suelen ser englobados en dos unidades tradicionales de Facies: Purbeck y Weald.

En este sector la unidad inferior está constituida exclusivamente por materiales continentales aluvio-palustres en la base y por depósitos fluviales con intercalaciones de ambiente marino restringido (areniscas finas y calizas con serpúlidos, ostrácodos y estromatolitos) y areniscas y calizas arenosas con estructuras mareales a techo. Por encima, se sitúa, en discordancia y con carácter expansivo, una segunda unidad constituida por facies fluviales

al oeste (areniscas y lutitas rojas) pasando a facies fluvio-lacustres hacia el este (lutitas grises con gasterópodos), hasta las facies de ambiente lacustre en condiciones subóxicas y aguas dulces-salobres con intercalaciones marinas esporádicas de la zona central de la cuenca (W y S de Bilbao).

En la parte oriental de la cuenca (NE de Bizkaia, Gipuzkoa y N de Nafarroa), los materiales de esta fase yacen en discordancia sobre una superficie de karstificación (generada en la etapa inter-rift). La unidad inferior está constituida por calizas oscuras con carofitas, biohermes de serpúlidos y corales, que indican ambientes transicionales de aguas dulces a salobres. La unidad superior está formada de base a techo por areniscas con restos carbonosos, lutitas negras con alternancias carbonatadas y finalmente margas con orbitolinas, erizos y ammonites, representando una secuencia transgresiva de continental a marina.

*Facies Urgonianas, arrecifes y algo más: fase de rift medio*

Esta fase se caracteriza por una amortiguación del tectonismo y una subsidencia progresiva generalizada que, unida al ascenso global del nivel marino, originó una transgresión a nivel de cuenca. En esta fase se formaron las características Facies Urgonianas de la CVC, en las que predominan los carbonatos biogénicos de ambiente marino somero, por lo que también se suele denominar etapa de plataforma carbonatada (García-Mondejar, 1990). La conexión de la CVC con las aguas más cálidas del Tethys, favoreció el desarrollo de facies arrecifales. En algunas zonas, los depósitos basales de esta fase son discordantes sobre los de la fase precedente y muestran una transgresión rápida, mientras que en las zonas donde persisten los ambientes continentales, la superficie de separación entre ambas fases es una disconformidad. Los depósitos de esta fase son expansivos sobre los de la fase rift temprano, llegando a cubrir áreas previamente emergidas y sometidas a erosión de los márgenes de cuenca. Durante esta fase el depocentro y la zona de mayor batimetría de la CVC se situaron en el denominado surco de Bilbao.

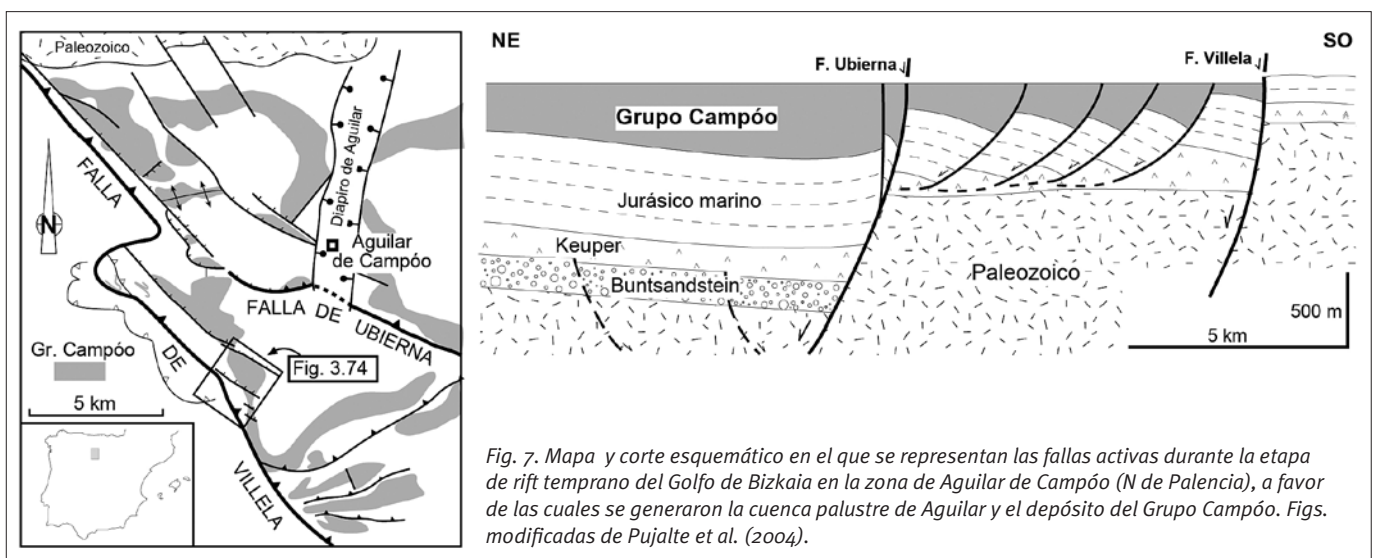


Fig. 7. Mapa y corte esquemático en el que se representan las fallas activas durante la etapa de rift temprano del Golfo de Bizkaia en la zona de Aguilar de Campó (N de Palencia), a favor de las cuales se generaron la cuenca palustre de Aguilar y el depósito del Grupo Campó. Figs. modificadas de Pujalte et al. (2004).

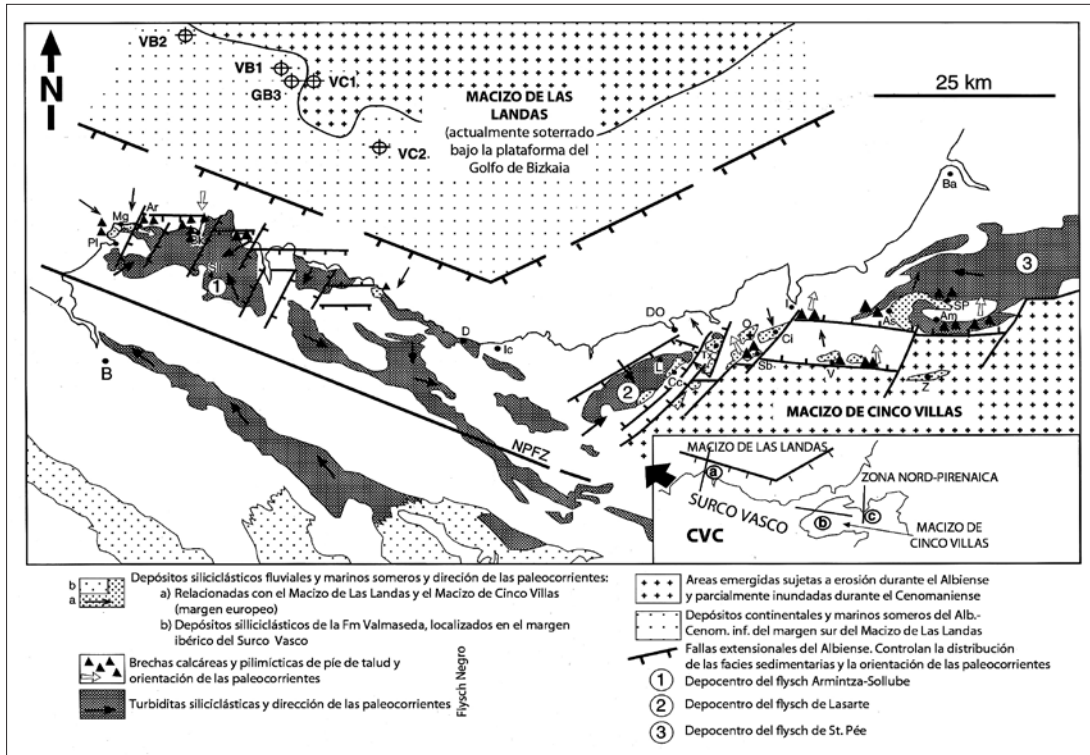


Fig. 8. Mapa paleotectónico y de sistemas sedimentarios de la Cuenca Vasca durante la etapa de rift tardío del Golfo de Bizkaia y transición a la etapa post-rift. Incluye la restauración palinspástica del macizo de Las Landas. Se muestran las relaciones existentes entre fallas activas, paleocorrientes de sistemas sedimentarios fluviales, deltaicos, abánicos de pie de talud y turbidíticos de fondo de cuenca y depocentros de los sistemas turbidíticos. Fig. tomada de Rosales et al. (2002).

Es significativo el desarrollo de sistemas de rampa carbonatada somera con suaves pendientes (1-5°), donde predominaban las calizas con rudistas y corales de rampa proximal (García-Mondéjar et al., 2004). Estos depósitos presentan buenos afloramientos en el anticlinorio de Bilbao, en el anticlinorio nor-vizcaíno, en la Sierra de Aralar y en la Sierra de Gorbea, entre otros. Simultáneamente, en las zonas deprimidas y relativamente profundas de la cuenca (surco de Bilbao) se depositaron, esencialmente, margas, mientras en las zonas marginales del SW y NE prevalecía una sedimentación marina somera.

Al sur, en las zonas más externas del amplio margen Ibérico, se desarrolló una extensa llanura aluvio-fluvial con depósitos detríticos que incluyen lignitos (Fm Escucha). Estos depósitos aparecen bien representados en el margen sur de la cuenca (Arnáiz et al., 1991; Arnáiz y Robles, 1992; Martínez-Torres et al., 2003).

Los depósitos carbonatados de las Facies Urgonianas están principalmente formados por calizas micríticas con biohermes y biostromas de rudistas y corales, junto con miliólidos, orbitolínidos, chondrontas, gasterópodos y algas calcáreas. Estas facies se han utilizado desde hace mucho tiempo como roca ornamental, siendo quizás las más conocidas las denominadas Calizas de Ereño (Rojo Ereño o Rojo Bilbao) y las Calizas de Markina (Negro Markina).

Las mineralizaciones metálicas tan representativas del desarrollo socio-económico de esta región, esencialmente de la zona minera de la margen izquierda de la ría de Bilbao, están situadas fundamentalmente en las calizas de las Facies Urgonianas. Se sugiere que las mineralizaciones metálicas se pudieron formar durante el Aptiense mediante un proceso exhalativo (Fernández-Martínez y Velasco, 1996), aunque también existe la posibilidad de un reemplazamiento posterior, incluso durante el Mioceno (Gil Crespo et al., 2014).

#### Hundimiento de la cuenca y desarrollo de secuencias tipo flysch: fase de rift tardío y transición a la fase post-rift

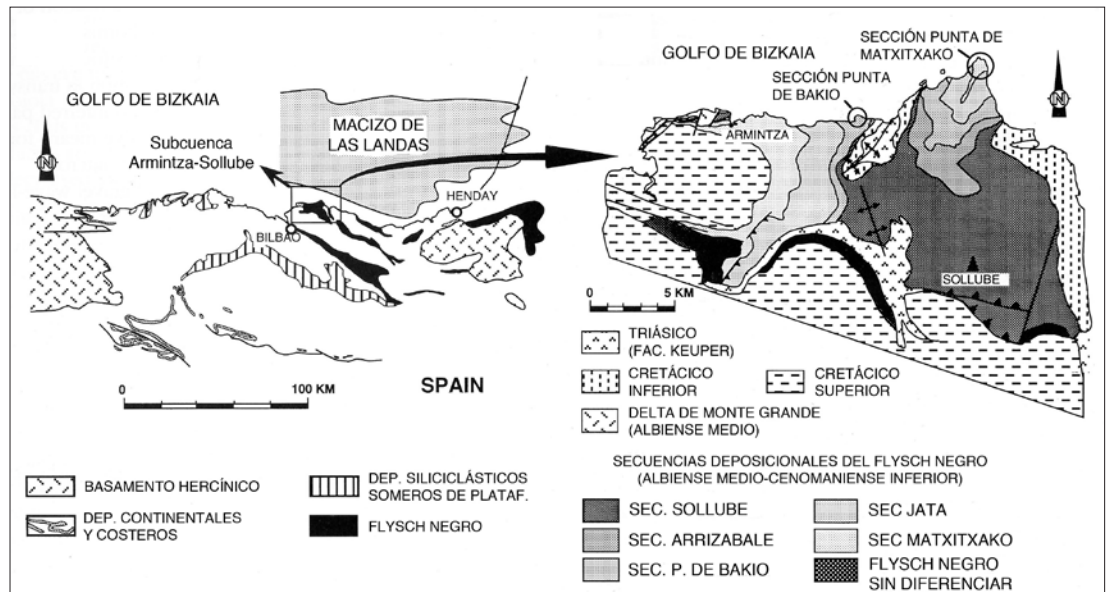
La fase de rift tardío estuvo condicionada por nuevos pulsos tectónicos que reactivaron el proceso de rifting, provocando una subsidencia diferencial máxima a favor de bloques hundidos limitados por fallas, y el desarrollo de los primeros surcos en los que se depositaron las facies tipo flysch.

Durante esta fase, la paleogeografía de la CVC estaba constituida por el margen Ibérico al sur y el margen Europeo al norte. Entre ambos márgenes se situaba una fosa marina relativamente profunda y muy subsidente, de orientación WNW-ESE, en la que se depositó una potente sucesión turbidítica (Flysch Negro). Esta zona de surco coincide aproximadamente con el trazado occidental del límite entre las placas Ibérica y Europea (Fig. 8).

Durante los últimos estadios de la fase de rift tardío y el periodo de tránsito a la etapa post-rift, las unidades estratigráficas generadas fuertemente expansivas sobre el margen norte de la cuenca. Por su parte, en el margen Ibérico esta fase tuvo efectos sedimentarios y estratigráficos variados. Se aprecia la reexcavación y reactivación de la red fluvial, originada por un descenso relativo del nivel marino, y el consecuente depósito de facies detríticas groseras (conglomerados cuarcíticos y arenas) representativas del relleno de canales trenzados (Fm Utrillas).

Asimismo, las extensas plataformas carbonatadas urgonianas se fragmentaron y terminaron colapsando y hundiéndose (Aranburu et al., 1992; Rosales et al., 1994). Las fallas limitaban zonas con importantes diferencias de subsidencia (García-Mondejar et al., 1993). En los bloques elevados de estas fallas se desarrollaron unidades carbonatadas de ambiente marino somero (García-Mondejar et al., 1993; Rosales et al., 1994; Gómez-Pérez et al., 1998). Los bordes de algunos de estos bloques elevados correspondían a

Fig. 9. Afloramientos del Flysch Negro en la CVC y localización de la subcuena de Arminza-Sollube (Bizkaia) y cartografía de las secuencias deposicionales del Flysch Negro en la subcuena Arminza-Sollube-Machichaco.



frentes y taludes de gran magnitud y fuerte pendiente, como puede ser el frente y talud NW de la plataforma carbonatada de Itxina (Zona de Gorbea).

En la fase de transición a la etapa post-rift, gran parte de las plataformas carbonatadas desarrolladas en los bloques elevados de las fallas sufrieron una emersión y un importante proceso de karstificación (Gómez-Pérez, 1994; Aranburu, 1998; Rosales, 1999; López-Horgue et al., 2000), seguido de un colapso generalizado de los márgenes de las plataformas. Este colapso originó, además de las megabrechas de los taludes, un potente acúmulo de margas, lutitas, limolitas y turbiditas arenosas que rellenan todas las depresiones y los paleocañones existentes entre las plataformas emergidas, además de las zonas más profundas de la cuenca.

Hacia el N, las facies fluviales de la Fm Utrillas evolucionan a un extenso y potente sistema terrígeno marino somero de plataforma siliciclástica dominada por tormentas (Fm Balmaseda) (Pérez-García et al., 1993, 1997). Esta unidad está constituida por un potente acúmulo sedimentario formado por secuencias de lutitas y areniscas oscuras.

Por su parte, en la zona central de la cuenca se localizaba durante este periodo el Surco Vasco o Surco Flysch (Fig. 9). Es en este sector, donde tuvo lugar el depósito del Flysch Negro, caracterizado por presentar una alternancia de lutitas muy oscuras y areniscas y/o conglomerados (flysch), con algunas intercalaciones de lavas, cenizas volcánicas y nive-



Fig. 10. Nivel de pillow-lavas intercalado en el Flysch Negro en los acantilados entre Arminza y Bakio (Bizkaia).

les de calizas (Fig. 10). Estos materiales constituyen el primer episodio de sedimentación marina relativamente profunda de la cuenca, y están generados esencialmente por corrientes de turbidez y otros flujos gravitacionales.

Las intercalaciones volcánicas de *pillow*-lavas y secuencias volcanoclásticas, de edad Albiense superior-Cenomaniense inferior, representan las fases iniciales de un proceso volcánico que se prolongó hasta el Santoniense (Carracedo et al., 2014; Robles, 2014a).

### El mar alcanza la madurez y se convierte en océano: etapa de margen continental pasivo

Durante esta etapa la cuenca se hundía como consecuencia del progresivo enfriamiento y consiguiente aumento de densidad de la litosfera continental adelgazada sobre la que se situaba (subsistencia térmica). El origen del enfriamiento era el alejamiento progresivo de la zona de aporte magmático y térmico, como consecuencia de la formación continua de corteza oceánica que tuvo lugar al W de la CVC. La génesis de corteza oceánica y de un margen continental implicó la transformación del mar en océano.

En esta etapa, de forma simplificada, se pueden diferenciar tres grandes dominios paleogeográficos, que de norte a sur son (Fig. 11):

- 1) El margen septentrional relativo de la cuenca (Macizo de Las Landas y la Plataforma Sud-Aquitana), mucho más estrecho que el meridional. Los materiales y estructuras que allí se generaron están en la actualidad bajo el agua, por tanto, los datos existentes son escasos y no van a ser comentados.
- 2) El Surco Flysch, zona central y más profunda de la cuenca, que se corresponde con el Arco Vasco, e incluye el límite entre las placas Ibérica y Europea y los Macizos Vascos (Cinco Villas principalmente). Los Macizos Vascos corresponden a altos fondos localizados en la parte SE del Surco Flysch.
- 3) El margen Ibérico, en el que se individualizaban la Plataforma Norcastellana y el Surco Navarro-Cán-



tabro, bordeados por el W-WSW por los Macizos emergidos de Asturias y la Meseta.

### Surco Flysch

En la zona central de la cuenca o Surco Flysch tuvo lugar, durante esta etapa, el extenso depósito del llamado Flysch Calcáreo y de otros tipos de secuencias flysch como el Flysch de Sílex y el Flysch Margoso-Calcáreo. Los pulsos transgresivos ocurridos durante esta etapa generaron periodos de expansión del Surco Flysch y el desarrollo de algunas facies características como los niveles de *black shales*. Durante esta fase la cuenca marina entre las placas Ibérica y Europea alcanzó su anchura máxima.

En este periodo se generan las facies calcáreas que constituyen la parte superior del explotado yacimiento de gas, y actual almacén, del campo Gaviota (situado unos 8 km al norte del cabo Matxitxako).

### Margen ibérico: Plataforma Norcastellana y Surco Navarro-Cántabro

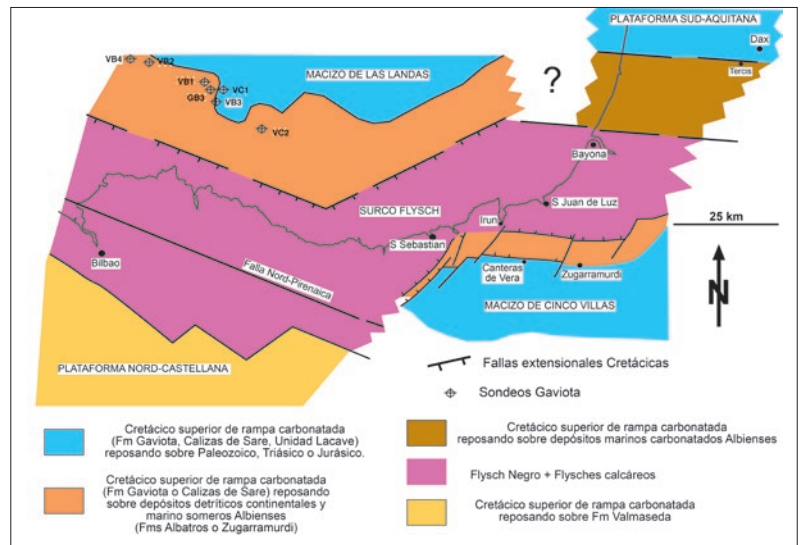
En el margen ibérico de la CVC se individualiza una zona más externa y somera, denominada Plataforma Norcastellana, constituida por una rampa de muy baja pendiente con una anchura de entre 50 y 200 km. Hacia el NE se situaba una franja de mayor pendiente y subsidencia, de orientación NW-SE y con una anchura de entre 40 y 50 km, denominada Surco Navarro-Cántabro, que daba paso hacia el NE a las zonas de mayor profundidad del Surco Flysch.

En ambos dominios se identifican dos ciclos transgresivos-regresivos mayores (Gräfe et al., 2002; Floquet, 2004).

**Ciclo transgresivo/regresivo 1:** En el Surco Navarro-Cántabro las unidades están constituidas fundamentalmente por alternancias rítmicas hemipelágicas de margas y calizas, con intercalaciones de turbiditas diluidas o margas ricas en materia orgánica, apareciendo en la parte superior secuencias de margas y calizas de fango carbonatado con calciesferas. En la zona de talud y tránsito al Surco Flysch existe un desarrollo espectacular de facies gravitacionales típicas de la parte superior e inferior del talud. La unidad litoestratigráfica con la que culmina este primer ciclo transgresivo-regresivo principal corresponde a la significativa Fm Calizas de Subijana (Robles, 2014a).

**Ciclo transgresivo-regresivo 2:** presenta unas características generales similares a las del ciclo subyacente. Al inicio de este ciclo, la mayor parte de la Plataforma Norcastellana se encontraba emergida, desarrollándose en su borde un prisma calcarenítico progradante (prisma de borde de plataforma). Durante la fase transgresiva el potente prisma calcarenítico del borde de la plataforma, se hizo retrogradante, provocando que la Plataforma Norcastellana fuese cubierta por el mar y se depositaran facies carbonatadas marinas someras. Simultáneamente, en el Surco Navarro-Cántabro se depositaban alternancias de margas y calizas hemipelágicas en las que se intercalan algunas calciturbiditas.

El ciclo culminó con la emersión de la Plataforma Norcastellana y los fenómenos erosivos que marcan el final de la etapa evolutiva de margen pasivo de la CVC.



### FASE DE COMPRESIÓN: LENTA Y PROGRESIVA AGONIA DE LA CVC

El inicio de la convergencia entre las placas Ibérica y Europea modificó completamente el esquema geológico previo. Se pasó de un régimen de esfuerzos extensionales, en el que la CVC, en general, profundizaba y ampliaba su tamaño progresivamente, a un régimen compresivo que provocó la inversión tectónica de la misma, causante del surgimiento final de la cordillera y, por tanto, de la emersión de parte de los materiales depositados hasta el momento. Esta fase tuvo lugar desde finales del Santoniense-Campaniense hasta el Mioceno (aproximadamente 84-15 Ma), de forma relativamente progresiva, tanto temporal como espacialmente. En la misma se pueden individualizar una etapa de margen continental activo y el desarrollo de distintos tipos de cuencas sedimentarias relacionadas con la deformación por compresión: cuenca remanente, cuenca de antepaís y cuencas intramontañosas.

El inicio de la fase compresiva generó un margen continental activo que se desarrolló en el tránsito del Mesozoico al Cenozoico. El proceso continuado de la compresión provocó la emersión de las zonas internas (septentrionales) de la cuenca, iniciando el desarrollo de una cuenca remanente, durante el Eoceno. Durante esta etapa, en las zonas más profundas de la cuenca, se depositó una potente sucesión de tectofacies flysch, procedente de la erosión de las áreas emergidas de la cadena. La progresiva compresión y emersión de la cuenca provocó que a partir del Eoceno superior y durante el Oligoceno, la sedimentación del margen sur de la cuenca fuese exclusivamente de ambientes continentales, dando lugar al desarrollo de la cuenca de antepaís. Finalmente, en el Mioceno, se generaron las cuencas intramontañosas en el interior de la zona deformada del orógeno, cuencas de ambiente continental y de pequeño tamaño en comparación a las formadas previamente.

### Los primeros estadios compresivos: etapa de margen continental activo

Esta primera etapa del extenso y complejo periodo compresivo de la evolución de la CVC abarca el tránsito entre Mesozoico y Cenozoico (84-55 Ma). En

Fig. 11. Detalle de la paleogeografía, dominios tectonoestratigráficos y facies estratigráficas de la Cuenca Vasca y su continuación occidental en la Zona Norpirenaica, durante la etapa de margen continental pasivo. Fig. tomada de Robles y Pujalte (2009).

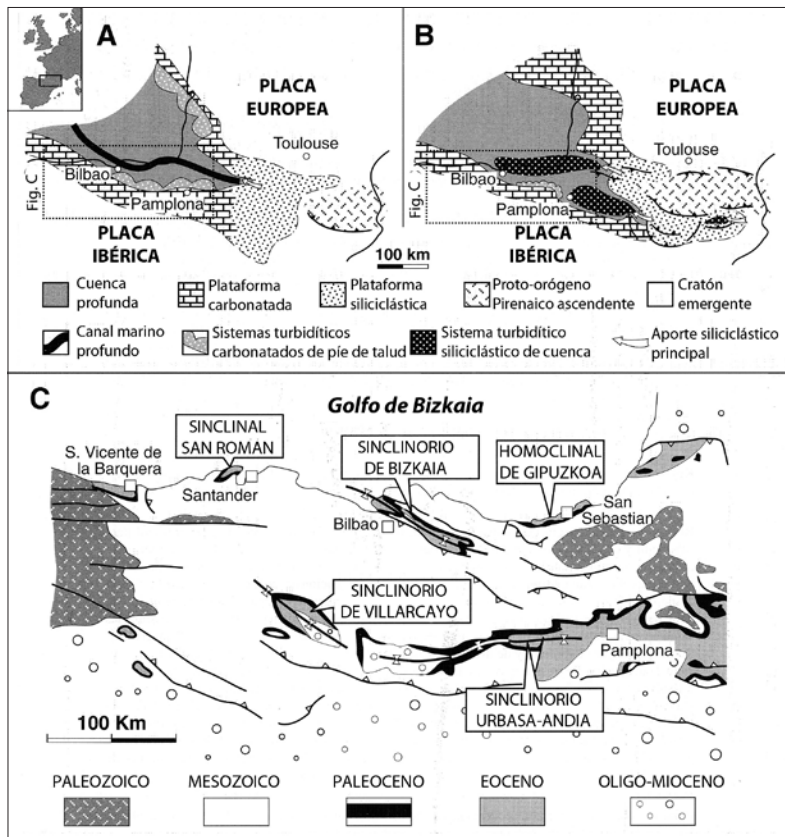


Fig. 12. Mapas paleogeográficos simplificados de la Cuenca Vasco-Cantábrica: (A) en el Paleoceno, (B) en el Eoceno inferior. (C) Mapa de afloramientos del Paleógeno en la Cuenca Vasco-Cantábrica. Fig. tomada de Pujalte et al. (2000).

la Plataforma Norcastellana, se desarrollaron varias e importantes discontinuidades estratigráficas de tipo erosivo, acompañadas de aportes siliciclásticos cada vez más importantes, indicativos del comienzo de los movimientos tectónicos compresivos que generaron la elevación y el consecuente inicio del cierre de la CVC. Durante este periodo, en la Cuenca Vasca, se desarrolla el denominado Flysch Arenoso (Pujalte et al., 2000, 2002). Las unidades equivalentes hacia el S (Margen Ibérico) son los potentes depósitos fluvio-deltaicos conocidos como Margas de Vitoria.

Las condiciones transgresivas junto con la relativa estabilidad tectónica y la aridez climática, características del inicio del Cenozoico, provocaron una disminución de aportes detríticos siliciclásticos y, por lo tanto, el desarrollo de extensas plataformas carbonatadas someras, particularmente en el margen de la placa Ibérica, donde llegaron a alcanzar anchuras de 50 km (Fig. 12). En estas plataformas carbonatadas se desarrollaron diversos cinturones de facies, con frentes arrecifales, bajos bioclásticos, llanuras mareales y playas (Pujalte et al., 1993, 2000).

Fig. 13. (A) Límite K/Pg (Cretácico-Paleógeno) en Zumaia, el límite se sitúa justamente en la línea del máximo entrante erosivo en la base del farallón a la izquierda de la foto. (B) Límite K/Pg en Bidart (costa francesa), con indicación de los intervalos delimitados en la zona de límite. Fotografía tomada de Caballero (2007).



Estas plataformas carbonatadas, hacia el S, se interdigitan con facies continentales de areniscas y lutitas fluviales y calizas lacustres. Pero la evolución más llamativa de estas plataformas, desde el punto de vista paleogeográfico, es la que ocurre hacia el N, hacia la Cuenca Vasca. Las plataformas desarrollaron un frente o talud de posición relativamente estable, sometido a emersión o inundación según las variaciones del nivel marino (Pujalte et al., 1993). Los ciclos de variación del nivel del mar fueron muy frecuentes a escala geológica durante el Paleoceno Superior y Eoceno basal, llegando a 300.000 años de duración mínima, por lo que en ese periodo ocurrieron, y han quedado perfectamente registrados, seis ciclos de cambio relativo del nivel marino. Estos ciclos quedaron perfectamente registrados por los sedimentos transportados por flujos gravitacionales, los cuales llevaban al pie del talud los materiales erosionados en la plataforma carbonatada somera durante los sucesivos periodos de descenso del nivel marino y emersión de la misma. Por tanto, constituyen un excelente registro para identificar y datar con precisión (mediante foraminíferos planctónicos de las facies hemipelágicas) los sucesivos ciclos de variación del nivel del mar (Pujalte et al., 1989, 1993).

En la zona de cuenca profunda la sedimentación durante esta etapa fue relativamente persistente y homogénea, estando constituida principalmente por facies rítmicas de calizas y margas hemipelágicas. Corresponden a unidades predominantemente calcáreas, como la Fm Calizas del Danés, con predominio de calizas pelágicas. Las facies de cuenca afloran muy bien en zonas de la costa vasca (Sopela en Bizkaia y Zumaia en Gipuzkoa). Ambos sectores son internacionalmente conocidos por su gran interés geológico, al aflorar perfectamente en la base de la Fm Calizas del Danés, el límite Cretácico-Paleógeno (límite K/Pg; tradicionalmente conocido como límite K/T) (Fig. 13) (Caballero, 2007). En las Calizas del Danés, primera unidad del Cenozoico en la zona de la Cuenca Vasca, han quedado perfectamente registrados los ciclos astronómicos de Milankovitch, de corta duración, que controlaron la ritmicidad del depósito de capas de marga y de caliza.

En estos afloramientos hemipelágicos de la costa vasca se han establecido dos límites cronoestratigráficos de referencia mundial. El primero de ellos es el límite entre los pisos Daniense y Selandiense (Paleoceno), establecido en base a un límite de biozonas de nannoplancton. Dicho límite se localiza en el tránsito rápido entre calizas y margas asociado con un importante descenso relativo del nivel del mar. El siguiente,

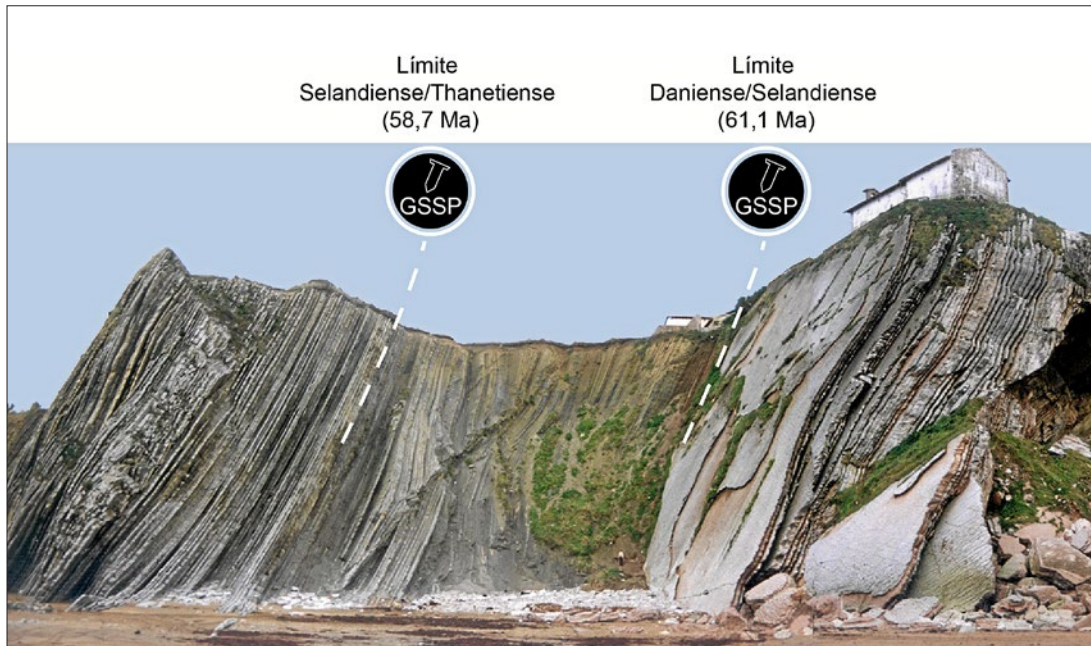


Fig. 14. Panorámica de los acantilados de Zumaia (Gipuzkoa) con la ubicación de los estratotipos de los límites entre los pisos Daniense-Selandiense y Selandiense-Thanetiense.

es el límite entre los pisos Selandiense y Thanetiense (Paleoceno), establecido en base a una inversión de la polaridad magnética. Ambos límites, considerados estratotipos, afloran en los acantilados de Zumaia (playa de Itzurun) y están marcados por un distintivo y una placa explicativa (Fig. 14).

**La compresión se acentúa: desarrollo de la cuenca remanente y evolución a la cuenca de antepaís**

Durante el Eoceno los procesos tectónicos se acentuaron y comenzó el desarrollo de una nueva

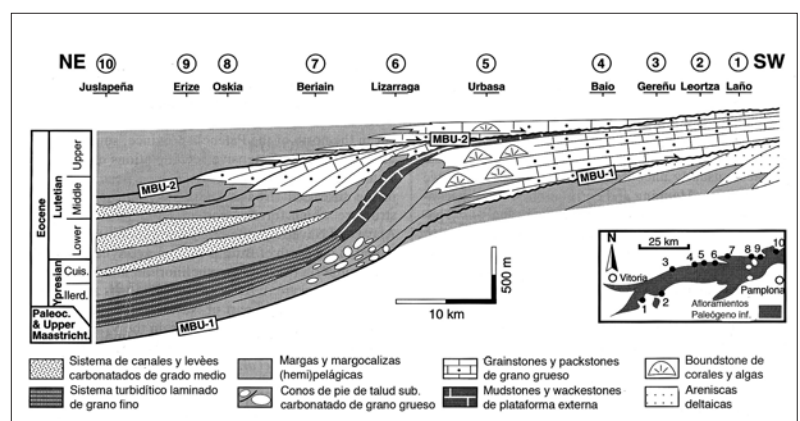
etapa (55-30 Ma), en la que se generaron unas facies peculiares (tectofacies flysch) (Fig. 15), cuyos sedimentos procedían, en gran parte, de áreas internas de la cuenca, que comenzaban a elevarse, emerger y ser erosionadas (Pujalte et al., 2000). Es la etapa de cuenca remanente, que aquí se define como un estadio previo a la cuenca de antepaís, en la que aún perduran procesos de sedimentación marina, especialmente de tipo flysch. La transición entre estas dos etapas es poco precisa como consecuencia de su diacronismo y de los procesos de erosión.

En el extremo NW de la CVC (San Vicente de La Barquera-Cabo de Oyambre) se conservan materiales de facies marinas relativamente profundas hasta el Oligoceno. En este sector la tectofacies flysch del Eoceno superior y Oligoceno sugiere la existencia de un pulso tectónico importante y característico de la etapa de cuenca remanente. Esta tectofacies podría representar, bien el episodio tectónico final de esta etapa, o bien, por su edad (Oligoceno), por la procedencia meridional del flysch (no procede de las zonas internas del N), y por correlación temporal con el margen S, el tránsito a la etapa de cuenca de antepaís. En el margen SE de la CVC (Sinclinorio de Urbasa-Andia) también se conservan materiales en facies de plataformas carbonatadas someras marinas, hasta el Eoceno medio (Figs. 12 y 16) y sobre ellos, o sobre



Fig. 15. Turbiditas de la base del Eoceno en los acantilados de la Punta de Mariantón (Zumaia).

Fig. 16. Diagrama litoestratigráfico del flanco N del Sinclinorio de Urbasa (Álava y Navarra) que muestra la distribución de las plataformas carbonatadas desarrolladas durante el Cretácico final-Eoceno medio en el margen Ibérico de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Fig. tomada de Pujalte et al. (2000).



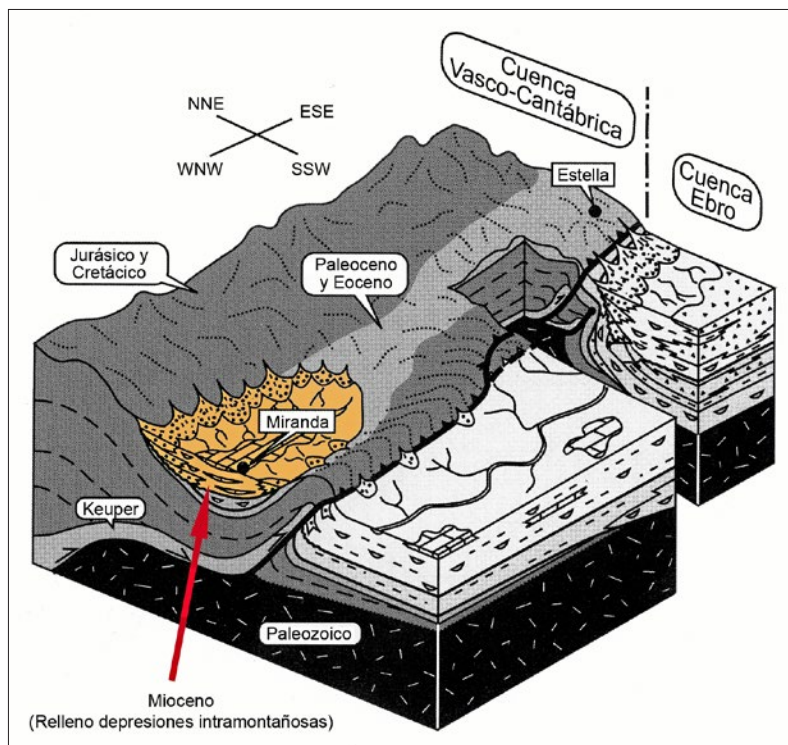


Fig. 17. Reconstrucción de las cuencas intramontañosas de Miranda y Villarcayo (Mioceno). Fig. modificada de Pujalte et al. (2002).

materiales más antiguos, depósitos continentales discordantes del Oligoceno y del Mioceno, claramente pertenecientes a la etapa de cuenca de antepaís (Pujalte et al., 2000). Por todo lo expuesto, se puede plantear una migración temporal en sentido de E a W del tectonismo compresivo y de las etapas tectonoestratigráficas asociadas, desde los Pirineos occidentales al extremo noroccidental de la CVC.

Los depósitos más característicos e importantes de la etapa de cuenca remanente en la zona de la Cuenca Vasca son la potente y extensa unidad de turbiditas siliciclásticas conocida como tectofacies flysch y aflorante en la costa de Gipuzkoa (Cabo Higuer-Getaria) y en el núcleo del Sinclinatorio de Bizkaia (Pujalte et al., 2000).

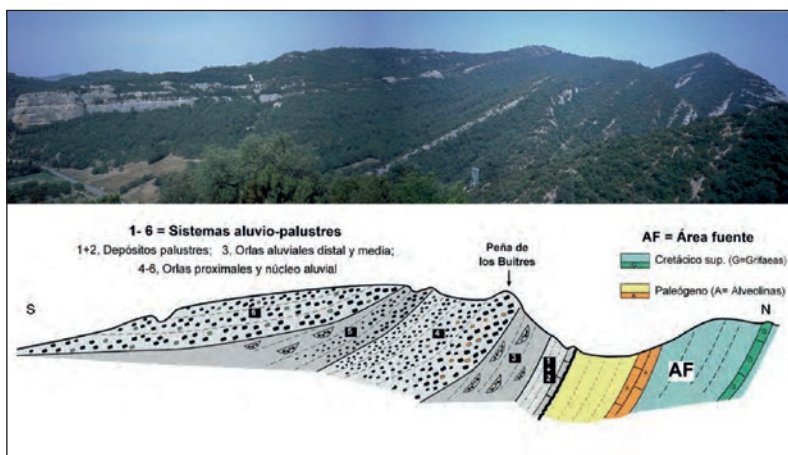


Fig. 18. Panorámica y corte geológico simplificado del margen septentrional de la cuenca intramontañosa de Villarcayo (transversal del río Jerea, entre Quintanilla la Ojada y Quintana Entrepeñas, Burgos). El relleno mioceño de la cuenca (unidades 1 a 6) se sitúa en discordancia angular (DA) sobre el sustrato, y forma una discordancia progresiva (DP) o abanico de capas, que se acuñan hacia el N (Peña de los Buitres), donde se localizaba el borde tectónicamente activo de la cuenca, y se abren hacia el S, donde se situaba el centro de la cuenca. La discordancia progresiva refleja que la sedimentación y la deformación tectónica compresiva fueron simultáneas.

## Últimos procesos tectonoestratigráficos de la cuenca: cuencas intramontañosas

Las cuencas intramontañosas son cuencas de carácter fundamental o exclusivamente continental y de pequeño tamaño, en comparación con las descritas previamente, desarrolladas en el interior de un orógeno durante el proceso final de deformación del mismo, y alimentadas en gran medida de los materiales erosionados en las elevaciones circundantes. Dentro de la CVC su desarrollo fue progresivo y esencialmente ocurrió durante el Mioceno (30-15 Ma), seguramente relacionado con la reactivación de la fase tectónica de vergencia S (Martínez-Torres y Eguíluz, 2014). Se individualizaron dos cuencas intramontañosas en el margen meridional de la CVC, la Depresión de Villarcayo y la Depresión de Miranda-Treviño (Fig. 12). Los materiales más antiguos de su relleno, exclusivamente de naturaleza continental (palustre y aluvial) han sido datados como Mioceno. En general, los materiales oligocenos, también continentales, yacen bajo los miocenos en discordancia angular o cartográfica, o en disconformidad, por lo que se les debe considerar de una fase previa a la génesis de la depresión intracadena (Fig. 17).

El concepto aquí seguido para determinar la individualización y desarrollo de estas cuencas, se basa en aspectos tectonosedimentarios que muestran la siguiente pauta evolutiva:

- Instauración y desarrollo de una cuenca de carácter palustre localizada sobre una superficie de discordancia o disconformidad en el núcleo de una incipiente depresión sinclinal de orientación general WNW-ESE.
- Desplazamiento progresivo hacia el S del área palustre, colmatación y recubrimiento total por sistemas aluviales progradantes hacia el S y elevación del flanco N del sinclinal.
- Pulsos de levantamiento en el flanco N de los sinclinales que originan una discordancia progresiva en los sistemas aluviales procedentes de dicho margen, que se abre hacia el SSW (centro de la cuenca intracadena) y con desarrollo de discordancias angulares internas hacia el NNE que constituye el borde de la depresión.

La fuerte discordancia progresiva del margen norte de las cuencas concluye con una marcada discordancia angular en el techo (Fig. 18). Con estos datos es factible plantear la hipótesis de que estas cuencas intramontañosas representen un caso mixto, con una primera fase evolutiva como cuencas intracadena<sup>1</sup> relacionadas con la reactivación tectónica de vergencia S y con la génesis de la discordancia progresiva, y una fase final como cuencas intramontañosas<sup>2</sup>, representada por los materiales superiores discordantes y escasamente deformados.

<sup>1</sup> Cuenca sedimentaria sinorogénica, en general de gran escala, que se delimita en sectores ubicados dentro de una cadena montañosa durante la fase de plegamiento

<sup>2</sup> Cuenca sedimentaria postorogénica que se delimita en sectores ubicados dentro de una cadena montañosa inmediatamente después del plegamiento y en la que se acumulan volúmenes importantes de sedimentos

En la sucesión aluvial de estas cuencas queda muy bien registrado el cambio, de naturaleza y edad, de los cantos que forman el relleno de los canales aluviales a lo largo de la sucesión estratigráfica. En los abanicos inferiores y medios los cantos erosionados son de las calizas con alveolinas de edad Eoceno basal (*Fig. 18*); por el contrario, en los abanicos superiores y, por tanto, más jóvenes, los cantos mayoritariamente son de calizas con grifaeas del Cretácico Superior, que en el área fuente están situadas debajo de las calizas con alveolinas (*Fig. 18*). Es decir, la superposición deducida del análisis de los cantos es inversa a la sucesión de los materiales en el área fuente, reflejando el proceso conocido como fenómeno de la montaña invertida.

A partir de este periodo la CVC pasó a ser definitivamente una cuenca deformada o cordillera de plegamiento, siendo la erosión uno de los procesos geológicos más activos. Actualmente se comporta, por tanto, como un área fuente y los materiales erosionados en ella y transportados por los ríos que nacen en la cordillera, nutren de depósitos a las tres cuencas sedimentarias marinas de la península Ibérica: Cantábrica, Mediterránea y Atlántica.

## ELEMENTOS GEOLÓGICOS SINGULARES DE LA CVC

Recientemente se ha publicado el inventario de Lugares de Interés Geológico (LIGs) de la Comunidad Autónoma del País Vasco (Mendía et al., 2013) en el que se enumeran y clasifican gran parte de los elementos geológicos más significativos de esta región (Mendía et al., 2014). Algunos de estos elementos aparecen descritos con mayor detalle en los libros publicados con motivo del XVIII Simposio sobre enseñanza de la Geología celebrado en Bilbao en Julio del 2014: “Geología de campo: 12 excursiones geológicas por la Cuenca Vasco-Cantábrica” (Bodego et al., 2014a) y en los distintos capítulos del libro “Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica” (Bodego et al., 2014b). De entre todos estos elementos nos vamos a permitir destacar algunos por su significado, su excepcionalidad, sus condiciones de afloramiento, su interés paisajístico o su transcendencia a nivel mundial.

Los diapiros son uno de los rasgos singulares de la CVC (Serrano y Martínez del Olmo, 2004; Apraiz y Mendía, 2014). Este tipo de estructuras afloran perfectamente, permitiendo un análisis detallado de su evolución (Francovic, 2010; Quintá et al., 2012), algunos presentan un interés histórico indudable gracias a la explotación de sal (Añana, Poza de la Sal, Leintz Gatzaga), que además ha creado paisajes mineros candidatos a ser patrimonio de la Humanidad por la UNESCO.

Las calizas urgonianas son probablemente los materiales más representativos del paisaje de la CVC, esencialmente de su parte septentrional. La mayor parte de los resaltes topográficos están generados por estos materiales (Rat, 1959; García-Mondéjar, 1990; Bodego y López-Horgue, 2014). Además, destacan por su gran diversidad de fósiles, fácilmente reconocibles en el campo y por su histórica utilización como roca ornamental y de construcción.

El ámbar alavés presenta dos peculiaridades, que unidas, lo hacen prácticamente único en el mundo. La calidad de sus inclusiones es excepcional (Alonso et al., 2000) y su antigüedad (Cretácico Inferior, 115-121 Ma) (Martínez-Torres, 2014) completan un conjunto que ha despertado el interés de científicos de todo el mundo (*Word Congress on Amber Inclusions*, Vitoria-Gasteiz, 1998).

En la transversal del río Nansa (W de Cantabria) entre el embalse de La Cohilla y Sarceda afloran de forma espectacular los materiales representativos de las tres primeras etapas del proceso de rifting de la CVC (rift del Triásico, etapa inter-rift y rift del Golfo de Bizkaia) (Robles, 2014b). Además en este corte afloran los niveles de rocas madre de hidrocarburos y los potenciales niveles para la explotación del shale-gas (García-Portero y Esteban-Arispe, 2014) mediante la técnica de fracturación hidráulica (*fracking*).

La CVC es uno de los lugares del mundo con mayor concentración de estratotipos (Apellaniz et al., 2014a, 2014b). En ella se definen 5 estratotipos: el del Santoniense (86.3 Ma; cantera de margas de Olazagutia), el del Maastrichtiense (72.1 Ma; cantera abandonada en Tercis les Bains; Aquitania), el del Selandiense (61.6 Ma) y el del Thanetiense (59.2 Ma) están en la playa de Itzurun (Zumaia; Gipuzkoa) y el del Luteciense (47.8 Ma; playa de Gorrondatxe en Getxo; Bizkaia).

La Sierra de Cantabria corresponde al límite entre la zona de pliegues y fallas y la cuenca de antepaís del orógeno pirenaico en la CVC, es, por tanto, la continuación occidental del cabalgamiento sudpirenaico. Atravesando cualquiera de los valles que de N a S cortan la Sierra (Pancorbo, Conchas de Haro, puerto de La Herrera,...) se puede observar un corte representativo de este límite (Martínez-Torres, 1993; Abalos y Llanos, 1994), en el que además de apreciar cabalgamientos espectaculares y pliegues asociados, se diferencian claramente dos mundos geomorfológica y paisajísticamente diferentes.

La multitud de iniciativas científicas, administrativas, didácticas y sobretodo promocionales llevadas a cabo durante la última década sobre el Geoparque de Zumaia lo han convertido en una atracción turístico-geológica de primer orden (Hilario, 2012; Hilario et al., 2014). Sin embargo, los acantilados de Zumaia son referencia científica internacional desde los años 60, gracias a la continuidad de sus series y a la calidad de sus afloramientos (Baceta et al., 2010; Orue-Etxebarria et al., 2011; Orue-Etxebarria et al., 2012).

El hierro ha influido de manera notable en el desarrollo y la evolución histórica de Bilbao, sus alrededores y otros sectores del País Vasco. En el sector de Gallarta-La Arboleda (Bizkaia) se puede reconocer sobre el terreno las principales características de los yacimientos que durante muchos años fueron el motor de la economía de esta región (Gil et al., 1992; Gil y Arostegi, 2014).

Los acantilados de Barrika (Bizkaia) son una maravilla geológica en los que se ve cómo puede estar estructurada la corteza en profundidad. Son el lugar idóneo para visualizar distintas clases de pliegues, de fallas y otras estructuras tectónicas (Cuevas et al., 1999). Además, permite observar distintas series de tipo flysch y estructuras sedimentarias asociadas a estos materiales turbidíticos con todo lujo de detalles (Apraiz, 2014).

## CONSIDERACIONES FINALES

La CVC, sin la espectacularidad de los Pirineos o de la cordillera Cantábrica que la limitan por oriente y occidente, preserva algunas características geológicas que la hacen única. En ella se puede describir, con gran precisión, el proceso evolutivo completo de una cuenca sedimentaria, que aunque pequeña en extensión, alcanza unas dimensiones espectaculares en la vertical. Se trata de un proceso de aproximadamente 250 Ma en el que la corteza continental comienza a estirarse y hundirse, en el que se instaura un mar que progresivamente aumenta en tamaño y profundidad y en el que la corteza continental llega a estar hiperextendida pero no se forma corteza oceánica, a pesar de la presencia de un significativo vulcanismo submarino. Este proceso se modifica radicalmente cuando la extensión es sustituida por fuerzas compresivas que provocan la inversión tectónica de la cuenca, la variación de los procesos sedimentarios y el levantamiento de los materiales que actualmente constituyen la CVC.

## BIBLIOGRAFÍA

Abalos, B. y Llanos, H. (1994). Structure of the "Sierra de Cantabria" (Southern Pyrenean Frontal Thrust, Basque Country, Spain): a new perspective from section balancing. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences*, París, 319, 475-481.

Alonso, J., Arillo, A., Barrón, E., Corral, J.C., Grimalt, J., López, J.F., Martínez-Declós, X., Ortuño, V., Peñalver, E. y Trincão, P.R. (2000). A new fossil resin with biological inclusions in lower Cretaceous deposits from Alava (Northern Spain, Basque-Cantabrian Basin). *Journal of Paleontology*, 74(1), 158-178.

Apellaniz, E., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Pujalte, V., Payros, A., Bernaola, G. y Caballero, F. (2014a). Estratotipos de la Cuenca Vasco-Cantábrica: clavos de oro para un lujo geológico. En: *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 183-185.

Apellaniz, E., Baceta, J.I. y Orue-Etxebarria, X. (2014b). El flysch de Zumaia: curioseando a través de millones de años de historia de la Tierra. En: *Geología de campo: 12 excursiones geológicas por la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 83-102.

Apraiz, A. (2014). Un espectáculo de pliegues y fallas: Barrika, donde el flysch se estremece. En: *Geología de campo: 12 excursiones geológicas por la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 103-120.

Apraiz, A. y Mendia, M. (2014). Diapiros y ofitas: icasi inseparables! En: *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 162-164.

Aranburu, A. (1998). *El Aptiense-Albiense de Trucíos-Güeñes (oeste de Bizkaia)*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencia y Tecnología, UPV/EHU, 606 p.

Aranburu, A., Fernández-Mendiola, P.A. y García-Mondejar, J. (1992). Contrasting styles of paleokarst infill in a blockfaulted carbonate ramp (Lower Albian, Trucios, N Spain). *Geogaceta*, 11, 42-44.

Arnáiz, I. y Robles, S. (1992). Caracterización geofísica de las facies terrígenas continentales del Cretácico medio

de la parte suroccidental de la Cuenca Vasco-cantábrica aplicada a su interpretación sedimentaria, distribución de lignitos y análisis de cuenca. *Actas del III Congreso Geológico de España*, Salamanca, Tomo 1, 45-49.

Arnáiz, I., Robles, S. y Pujalte, V. (1991). Correlación entre registros de sondeos y series de superficie del Aptiense-Albiense continental del extremo SW de la Cuenca Vasco-cantábrica y su aplicación a la identificación de zonas ligníferas. *Geogaceta*, 10, 65-68.

Baceta et al., 2010; Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004). La Cordillera Pirenaica: definición, límites y división. En: *Geología de España* (Ed.: J.A. Vera). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 233-241.

Bodego, A. y López-Horgue, M. (2014). Las calizas urgonianas: un mar tropical lleno de vida. En: *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 170-172.

Bodego, A., Mendia, M., Aranburu, A. y Apraiz, A. (2014a). *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica*. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, Bilbao, 256 p.

Bodego, A., Mendia, M., Aranburu, A. y Apraiz, A. (2014b). *Geología de campo: 12 excursiones geológicas por la Cuenca Vasco-Cantábrica*. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, Bilbao, 218 p.

Brinkmann, R. y Lögters, H. (1968). Diapirs in western Pyrenees and Foreland, Spain. En: *Diapirism and Diapirs* (Eds.: J. Braunstein y G.D. O'Brian). American Association of Petroleum Geologist Memories, 8, 275-292.

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, Facultad de Ciencia y Tecnología, UPV/EHU, 519 p.

Carracedo, M., Mendia, M., Sarrionandia, F. y Juteau, T. (2014). Vulcanismo submarino de edad cretácica en la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *Geología de campo: 12 excursiones geológicas por la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 33-50.

Cuevas, J., Aranguren, A., Badillo, J.M. y Tubia, J.M. (1999). Estudio estructural del sector central del Arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantábrica). *Boletín Geológico y Minero*, 110, 3-18.

Fernández-Martínez, J. y Velasco, F. (1996). The Troya Zn-Pb carbonate-hosted sedex deposits, Northern Spain. *Economic Geology* (Special Monogr.), 4, 364-77.

Floquet, M. (2004). El Cretácico Superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica y áreas adyacentes. En: *Geología de España* (Ed.: J.A. Vera). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 299-306.

Francovic, A. (2010). *Análisis cinemático de la pared de sal Euskal Balea (Golfo de Bizkaia) y de los diapiros salinos de Salinas de Añana y Maestu (Cuenca Vasco-Cantábrica, Álava)*. Tesis doctoral UPV/EHU, 324 p.

García-Mondéjar, J. (1990). The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque-Cantabrian basin (northern Spain): general characteristics, controls and evolution. En: *Carbonate Platforms: Facies, Sequences and Evolution* (Eds.: M.E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.F. Sarg y J.F. Read), Backwell, IAS, Special Publications, 9, 257-290.

García-Mondéjar, J., Aranburu, A., Rosales, I. y Fernández-Mendiola, P.A. (1993). El surco paleogeográfico de Trucíos-Somorrostro (Albiense inferior, W de Vizcaya). *Geogaceta*, 13, 38-42.

García-Mondejar, J., Fernández-Mendiola, P.A., Agirrezabala, L.M., Aranburu, A., López-Horgue, M.A., Iriarte, E. y Martínez de Retuerto, S. (2004). El Aptiense-Albiense de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *Geología de España* (Ed.: J.A.

Vera). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 291-296.

García-Portero, J. y Esteban-Arispe, J.M. (2014) Exploración para hidrocarburos en la Cuenca Vasco-Cantábrica: pasado, presente y expectativas de futuro. En: *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 217-236.

Gil Crespo, P.P. Velasco, F., Martínez, R. y Casares, M.A. (1992). Yacimientos de carbonatos de hierro de Bilbao. En: *Recurso minerales de España* (Eds.: G. Guinea y M. Frias). Colección de Textos Universitarios, CSIC, Madrid, 585-601.

Gil Crespo, P.P. y Arostegi, J. (2014). Las mineralizaciones de hierro del "Criadero de Bilbao" en el sector de Gallarta - La Arboleda. En: *Geología de campo: 12 excursiones geológicas por la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 135-146.

Gil Crespo, P.P., Herrero, J.M., Yusta, I., Pesquera, A., Arostegi, J. y Velasco, F. (2014). Yacimientos de minerales metálicos en la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *Evolución geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 209-216.

Gómez-Pérez, I. (1994). *El modelo de plataforma carbonatada-cuenca de Gorbea (Aptiense superior-Albiense)*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencia y Tecnología UPV/EHU, 443 p.

Gómez-Pérez, I., Fernández-Mendiola, P.A. y García-Mondejar, J. (1998). Platform margin paleokarst development from the Albian of Gorbea (Basque-Cantabrian region, N Iberia). *Acta Geologica Hungarica*, 41/1, 3-22.

Gräfe, K.U., Floquet, M. y Rosales, I. (2002). Late Cretaceous of the Basque-Cantabrian Basin. En: *The Geology of Spain* (Eds.: W. Gibbons y T. Moreno), The Geology of Spain. Geological Society (London), 281-284.

Hilario, A. (2012). *El biotopo del flysch*. Diputación Foral de Gipuzkoa, 244 p.

Hilario, A., Mendiola, I., Zulaika, J. y Barriuso, L. (2014). El Geoparque de la costa vasca: flysch and karst experience. Un proyecto educativo basado en la gestión sostenible del patrimonio geológico. En: *Geología de campo: 12 excursiones geológicas por la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 147-163.

Lagabrielle, Y., Labaume, P. y De Saint Blanquat, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Iherzolite bodies. *Tectonics*, 29, TC4012, doi:10.1029/2009TC002588.

López-Horgue, M.A., Aranburu, A., Fernández-Mendiola, P.A. y García-Mondejar, J. (2000). Existencia de una discordancia angular con laguna de Albiense medio en el Complejo Urgoniano de Ranero (Ramales-Karrantza, región vasco-cantábrica). *Geogaceta*, 28, 89-92.

Lotze, F. (1960). Zur Gliederung der oberkreide in der Baskischen Depression (Nordspanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 10, 132-144.

Lundin, E.R. y Doré, A.G. (2011). Hyperextension, serpentinization, and weakening: A new paradigm for rifted margin compressional deformation. *Geology*, 39, 347-350.

Martínez-Torres, L.M. (1993). Corte balanceado de la Sierra Cantabria (Cabalgamiento de la Cuenca Vasco-Cantábrica sobre la Cuenca terciaria del Ebro). *Geogaceta*, 14, 113-115.

Martínez-Torres, L.M. (2014). El ámbar alavés. En: *Evolución geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 173-175.

Martínez-Torres, L.M. y Eguíluz, L. (2014). Dinámica cortical y pulsos termo-tectónicos alpinos en la Cuenca Vasco-Cantábrica y Pirineo occidental. En: *Evolución geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 105-118.

Martínez-Torres, L.M., Pujalte, V., y Robles, S. (2003). Los yacimientos de ámbar del Cretácico Inferior de Montoria- Peñacerrada (Álava, Cuenca Vasco-Cantábrica): estratigrafía, reconstrucción paleogeográfica y estructura tectónica. *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Álava*, 18 (Núm. Espec. 1), 9-32.

Mendia, M., Hilario, A., Apellaniz, A., Aranburu, A., Carracedo, M., Cearreta, A., Eguíluz, L., Gil-Crespo, P.P., Gozález, M.J., López-Horgue, M., Martínez-Torres, L.M. y Mugerza, I. (2013). El inventario de Lugares de Interés Geológico de la Comunidad Autónoma del País Vasco (CAPV). En: *Patrimonio Geológico, un recurso para el desarrollo* (Eds.: Vegas et al.). Cuadernos del Museo Geominero, nº 15. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 457-466.

Mendia, M., Monge-Ganuzas, M. y Hilario, A. (2014). Geodiversidad y patrimonio geológico. En: *Evolución geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 197-207.

Muñoz, J.A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees cristal balanced cross-section. En: *Thrust Tectonics* (Eds: McClay, K). Chapman & Hall, London, 235-246.

Olivet, J.L. (1996). Cinématique de la plaque Ibérique. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 20, 131-193.

Orue-Etxebarria, X., Baceta, J.I. y Apellaniz, E. (2011). 145 años de investigaciones geológicas en el flysch Deba-Zumaia. *Euskonews & Media*, 568, 1-4.

Orue-Etxebarria, X., Baceta, J.I., Apellaniz, E., Martín Rubio, M. y Bernaola, G. (2012). *Geodiversidad de la franja litoral Deba-Zumaia. Un paseo geológico virtual*. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, 58 p.

Pérez-García, A., Robles, S. y Vicente-Bravo, J.C. (1993). Modelo genético de las secuencias arenosas de plataforma de la Fm Balmaseda (Albiense de la Cuenca Vasco-Cantábrica). *Geogaceta*, 14, 76-79.

Pérez-García, A., Robles, S. y Vicente-Bravo, J.C. (1997). Arquitectura estratigráfica del sistema de plataforma dominada por tormentas de la Fm. Valmaseda (Albiense sup.-Cenomaniense inf. de la cuenca Vasco-cantábrica). *Geogaceta*, 22, 153-156.

Pérez-Gussinyé, M. y Reston, T.J. (2001). Rheological evolution during extension at passive non-volcanic margins: onset of serpentinization and development of detachments leading to continental break-up. *Journal of Geophysical Research*, 106, 3961-3975.

Pujalte, V, Robles, S., Zapata, M., Orue-Etxebarria, X. y García-Portero, J. (1989). Sistemas sedimentarios, secuencias deposicionales y fenómenos tectoestratigráficos del Maastrichtiense Superior-Eoceno Inferior de la cuenca Vasca (Guipúzcoa y Vizcaya). *XII Congreso Español de Sedimentología, Guía de Excursiones*, Exc. Nº 2, 45-88. IGME, UPV/EHU y EVE. Bilbao.

Pujalte, V., Robles, S., Robador, A., Baceta, J.I. y Orue-Etxebarria, X. (1993). Shelf-to-basin Palaeocene palaeogeography and depositional sequences, western Pyrenees, north Spain. En: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations* (Eds.: H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq y G.P. Allen), Blackwell, IAS, Special Publications, 18, 369-395.

Pujalte, V., Robles, S., Orue-Etxebarria, X., Baceta, J.I., Payros, A. y Larruzea, I.F. (2000). Uppermost Cretaceous-Middle Eocene strata of the Basque-Cantabrian Region and western Pyrenees: a sequence stratigraphic perspective. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 191-211.

- Pujalte, V., Baceta, J.I. y Payros, A. (2002). Tertiary: Western Pyrenees and Basque-Cantabrian region. En: *The Geology of Spain* (Eds.: W. Gibbons y T. Moreno), Geological Society (London), 293-301.
- Pujalte, V., Robles, S., García-Ramos, J.C. y Hernández, J.M. (2004). El Malm-Barremiense no marinos de la Cordillera Cantábrica. En: *Geología de España* (Ed.: J.A. Vera). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 288-291.
- Quintá, A., Tavani, S. y Roca, E. (2012). Fracture pattern analysis as a tool for constraining the interaction between regional a diaper-related stress fields: Poza de la Sal Diapir (Basque Pyrenees, Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 363, 521-532.
- Rat, P. (1959). *Les Pays crétacés vasco-cantabriques (Espagne)*. Thèse publiée par l'Université de Dijon, 18, 525 p.
- Robles, S. (2014a). Evolución geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *Evolución geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego, et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 9-103.
- Robles, S. (2014b). Evolución geológica de la zona occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica durante el Mesozoico. Reconocimiento de rocas madre de hidrocarburos y de yacimientos potenciales de gas no convencional (Shale gas & fracking) del Jurásico. En: *Geología de campo: 12 excursiones geológicas por la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Eds.: Bodego et al.). Servicio Editorial de la UPV/EHU, Bilbao, 165-184.
- Robles, S. y Pujalte, V. (2004). El Triásico de la Cordillera Cantábrica. En: *Geología de España* (Ed.: J.A. Vera). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 274-276.
- Robles, S. y Pujalte, V. (2009). *Análogo Geológico de la Fm Calizas de Gaviota en Vera de Bidasoa-Zugarramurdi (Navarra) y Tercis les-Bains (Francia)*. Informe y Guía de Campo para GESSAL-REPSOL.
- Robles, S., Quesada, S., Rosales, I., Aurell, M. y García-Ramos J.C. (2004). El Jurásico marino de la Cordillera Cantábrica. En: *Geología de España* (Ed.: J.A. Vera). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 279-285.
- Roest, W.R. y Srivastava, S.P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from late Cretaceous to the present. *Geology*, 19, 613-616.
- Rosales, I. (1999). Controls on carbonate platform evolution on active faults blocks. The Lower Cretaceous Castro Urdiales platform (Apitan-Albian, northern Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 69, 447-465.
- Rosales, I., Fernández-Mendiola, P.A. y García-Mondejár, J. (1994). Carbonate depositional sequence development on active fault blocks. *Sedimentology*, 41, 861-882.
- Rosales, I., Robles, S., y Quesada, S. (2002). Early Cretaceous of the Basque-Cantabrian Basin. En: *The Geology of Spain* (Eds.: W. Gibbons y T. Moreno). Geological Society, (London), 273-281.
- Serrano, A. y Martínez del Olmo, W. (2004). Estructuras diapíricas de la zona meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *Geología de España* (Ed.: J.A. Vera), SGE-IGME, Madrid, 334-338.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., Mohn, G. y Thinon, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems: insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*, 33, 1239-1276. doi: 10.1002/2014TC003529 ■

*Este artículo fue recibido el día 30 de abril y aceptado definitivamente para su publicación el 5 de junio de 2014.*