

MUNIBE (Ciencias Naturales - Natur Zientziak)	Nº 47	37-51	SAN SEBASTIAN	1995	ISSN 0214-7688
---	-------	-------	---------------	------	----------------

Estudio sedimentológico de los depósitos resedimentados de Edad Daniense del Pico Egoarbitza (Elgeta, Gipuzkoa)

Sedimentological study of the resedimented deposits at Danian age from the Egoarbitza mountain (Elgeta, Gipuzkoa)

PALABRAS CLAVE: Superficie de truncación erosional, resedimentación, corrientes gravitacionales, slope apron

KEY WORDS: Erosive truncational surfaces, resedimentation, gravitational currents, slope-apron.

HITZ-GAKOAK: Higadura-gainazal, birmetaketa, grabitate-korronteak, slope-apron.

Agustín MATILLA *

RESUMEN

Durante la época Paleocena la Cuenca Vasco-Cantábrica estuvo sometida a episódicas variaciones relativas del nivel del mar cuyos efectos habrían definido las condiciones básicas en que se produjo el depósito de series estratigráficas en las que destaca la presencia de numerosas superficies de truncación erosional así como la existencia de una elevada proporción de materiales groseros de resedimentación, producto de la destrucción parcial de una plataforma carbonatada somera adyacente y por efecto de inestabilidades ocasionadas por las condiciones eustáticas anteriormente citadas. El afloramiento estudiado aporta nuevos datos acerca de las dos primeras secuencias Paleocenas generadas en este contexto, interpretadas (BACETA *et al.*, 1991) como producto del depósito, en condiciones de mar profundo, de corrientes gravitacionales densas generadas a favor de una importante pendiente deposicional y presentando todo el conjunto características sedimentológicas propias de un modelo sedimentario de "slope apron".

SUMMARY

During the Paleocene the Basque-Cantabrian Basin was affected by episodic sea-level relative changes. In this conditions stratigraphic bodies were deposited where erosive truncational surfaces and a large amount of resedimented coarse-grained materials can be seen as the result of the partial destruction of a marginal shallow-water carbonate platform and the previously mentioned eustatic unabilities. The studied outcrop offers new data about the two first Paleocene depositional sequences generated in this context, which are interpreted (BACETA *et al.*, 1991) as the result of the deposition in deep water of dense gravitational currents originated in depositional slopes and have sedimentological features that allow to integrate then in a "slope-apron" model.

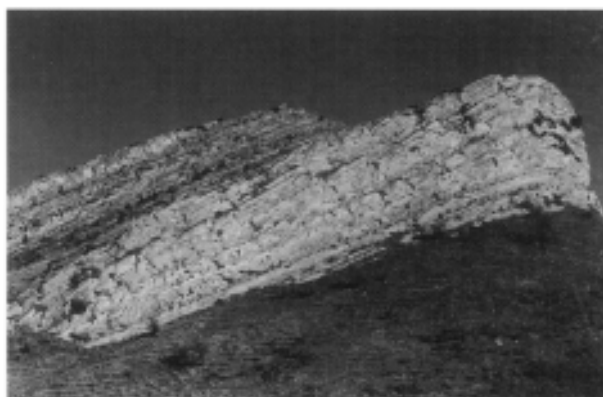
LABURPENA

Paleozenoan zehar Euskal-Kantabriar Arroak itsas-mailaren hainbat aldaketa erlatibo jasan zituen. Egoera honetan, higadura-gainazal ugariak eta birmetatutako materiale larrien portzentaia altuak nabarmenduriko gorputz estratigrafiko batzuk metatu ziren alboko sakonera txikiko karbonatozko plataformaren suntsipenaren ondorio gisa, lehenago aipaturiko baldintza eustatikoek eragindako ezegonkortasunei erantzunez. Ikertutako azaleramenduak kontestu honetan eraturiko Paleozenoko lehenengo bi metaketa-sekuentziei buruzko datuak eskeintzen ditu (BACETA *et al.*, 1991) itsaso sakoneko metaketa gisa interpretatu direlarik eta, bere osotasunean, "slope-apron"-en modelu sedimentarioen ezaugarri sedimentologikoak izanik.

INTRODUCCION

El presente trabajo, basado principalmente en estudios sedimentológicos de detalle, ha sido realizado sobre unos materiales de edad Cenozoica ubicados en las cercanías de la pequeña localidad guipuzcoana de Elgeta.

En relación a los relieves adyacentes, dichos materiales suponen un importante resalte topográfico o "crestón", constituido por roca prácticamente desnuda de vegetación, lo cual le confiere una imagen muy característica (Fotografía 1). Se trata del pico



Fot. 1: Vista general del afloramiento del Pico Egoarbitza

* Sociedad de Ciencias Aranzadi. Dept. de Geología. 20003 Donostia-San Sebastián.

Egoarbitza, de 739 m. de altitud, y al que podemos acceder gracias a una pista forestal que, partiendo de la carretera comarcal que une las localidades de Elgueta y Eibar (C-2639) se dirige a los caseríos de Egoetxeaga e Iturbe.

La geología estructural de la región es relativamente compleja debido al hecho de que los materiales estudiados se encuentran situados en el cierre periclinal del Sinclinorio de Punta Galea-Oiz o Sinclinorio de Vizcaya, estructura de representación cartográfica muy importante (Figura 1). Concretamente en este área dicha estructura presenta una orientación N 120-125° E y una vergencia general hacia el Norte. Su flanco meridional se encuentra fuertemente verticalizado, mientras que su flanco septentrional es mucho menos buzante, llegando en ocasiones a horizontalizarse parte del mismo.

El afloramiento de Egoarbitza se encontraría en el núcleo de esta importante estructura, es decir formando parte de sus materiales más modernos. Se trata de una sucesión de margas y calizas con frecuentes intercalaciones de calcarenitas y brechas calcáreas de base fuertemente erosiva, datadas en una edad Paleocena y englobadas estratigráficamente dentro de la Unidad de Oiz, y más concretamente en el Sector de Durango (Figura 2).

El resalte que constituye esta serie posee una altura máxima de 38 m. y una longitud aproximada de 210m., disminuyendo paulatinamente su presencia hacia el flanco NW. La estratificación de los materiales se realiza en capas de 30-40 cm de espesor medio (pudiendo alcanzar un máximo de 2 m.), con una dirección aproximada de N 340° E y un buzamiento

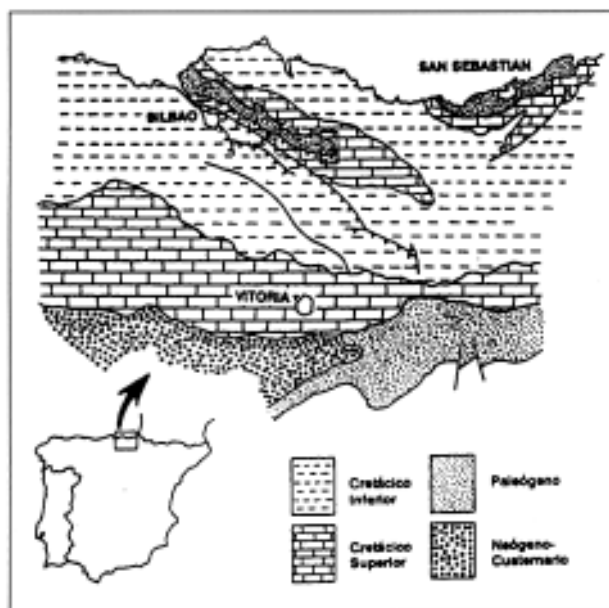


Fig. 1: Localización y contexto geológico general para la zona de estudio, situada en el cierre periclinal (CE) del Sinclinorio de Vizcaya.

de 35-40° NE relativamente constante (aunque a cierta distancia, y debido a un efecto óptico, da la impresión de que existe un cambio brusco del mismo en la serie).

Finalmente, existe un importante sistema de diaclasado vertical que dificulta en gran medida el estudio de la serie, así como diversas fallas de tipo normal y escaso desarrollo, que alteran la estratificación general de la misma.

POSICION ESTRATIGRAFICA DE LA SERIE ESTUDIADA

A partir del Cretácico superior y hasta el Eoceno final, la placa ibérica sufrió un desplazamiento hacia el Norte respecto a la placa europea. Tal movimiento provocó la subducción del Golfo de Vizcaya bajo la citada placa ibérica y, con ello, la destrucción de las cuencas Mesozoicas intraplaca y el consiguiente desarrollo de las cuencas Terciarias de antepaís (PLAZIAT, 1981; PUIGDEFABREGAS, y SOUQUET, 1986). Así en la Cuenca Vasco-Cantábrica debieron existir condiciones marino profundas desde el Cretácico superior hasta el Eoceno medio, intervalo del que además se ha preservado un registro estratigráfico prácticamente continuo. Esta cuenca sería estrecha y elongada según una dirección general E-W. Como zonas someras en el Norte se encontraría la plataforma de Las Landas y en el Sur la plataforma Ibérica y es precisamente de este último lugar de donde provendrían los materiales que hoy constituyen la serie de Egoarbitza.

A continuación veamos brevemente cuales debieron ser las condiciones de depósito, tanto para los materiales que forman el objetivo de este trabajo, como para las secuencias infra y suprayacentes entre los que se intercalan.

Durante el período Albiense-Cenomaniense Inf. tiene lugar el depósito de potentes series terrígenas de carácter turbidítico relacionadas con complejos de sistemas deltaicos de procedencia N y S respectivamente, que constituyen el denominado "Flysch Negro" (ROBLES *et al*, 1989). Posteriormente, y a lo largo de buena parte del Cretácico superior, un cambio drástico en los dispositivos sedimentarios debido a la existencia de una transgresión marina de primera magnitud variará totalmente la distribución paleogeográfica de la cuenca. Hacia el Campaniense y Mastrichtiense inferior se produce un progresivo enriquecimiento de materiales detríticos en la serie, debido a un proceso de basculamiento generalizado hacia el W provocado por la compresión y elevación del macizo pirenaico, constituyéndose el denominado flysch Campaniense ("flysch greseux" de MATHEU, 1986). Este conjunto es depositado durante un período de mar en constante regresión. En el área de estudio

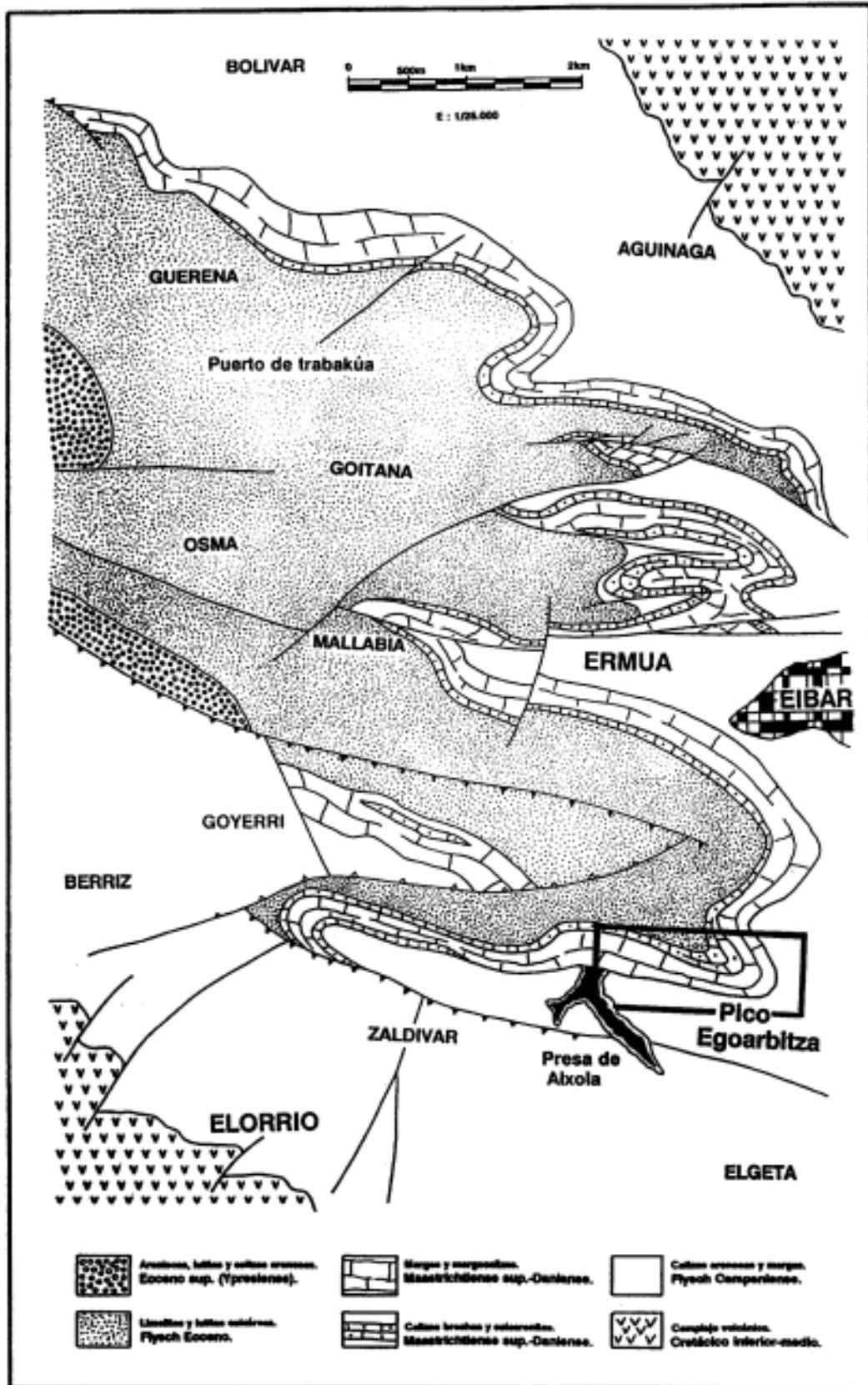


Fig. 2: Cartografía de detalle del área de estudio, destacando los afloramientos de edad Paleocena y en especial el ubicado en el Pico Egoarbitza, objetivo principal de esta publicación. Basado en mapas geológicos, escala 1:25.000, del Ente Vasco de la Energía (EVE), números; 62-IV (Durango), 63-III (Eibar), 87-II (Elorrio) y 88-I (Bergara).

este tramo posee una potencia muy importante, cercana a los 2.500 metros, generada gracias a una velocidad de depósito importante, durante un intervalo temporal relativamente corto de 6-7 m.a. Se trata de una monótona serie de lutitas calcáreas oscuras y turbiditas de grano fino y tonalidades grises en las cuales se puede observar una difusa granoclasificación positiva, así como frecuentes series de Bouma incompletas (Tb-c, Tc, Tc-e). Esta serie puede ser estudiada en la pista de acceso al pico Egoarbitza, a la altura del caserío Arriola.

A lo largo del Maastrichtiense el "Flysch Greuseux" es reemplazado por un sistema margocalizo depositado en unas condiciones marinas transgresivas de mayor profundidad y tranquilidad, presentando además asociaciones típicas de zonas alejadas de la costa. En este tramo han podido ser definidas dos secuencias deposicionales (PUJALTE *et al*, 1989) que constituyen la base del pico Egoarbitza, difícil de estudiar y reconocer debido a la importante cobertura vegetal que lo cubre casi en su totalidad.

Según estudios realizados por diversos autores (RATT, 1959; PLAZIAT, 1975; PUJALTE *et al*, 1989 y BACETA *et al*, 1991) a lo largo del Paleoceno continúa la etapa transgresiva iniciada en el período anterior, sin embargo los materiales depositados son muy diferentes. Se trata de margas y calizas con frecuentes intercalaciones de calcarenitas y brechas de grano fino-medio, depositadas en períodos de importante inestabilidad. El depósito de estos materiales de re-sedimentación estará controlado por movimientos eustáticos cumpliéndose que, a mayor caída relativa del nivel del mar, mayor cantidad de depósitos gravitacionales y mayores superficies de truncación erosional ocasionadas por éstos. Para este tramo han sido definidas cinco secuencias deposicionales (PUJALTE *et al*, 1988), siendo el estudio de las dos primeras el objetivo de este artículo.

A este conjunto, y a partir de una aparente para-conformidad, le sucede el Flysch Eoceno, constituido en la zona de estudio por una potente serie de margas y turbiditas calcáreas con series de Bouma incompletas (Tb, Tc, Te y en ocasiones Td y Th) y frecuentes estructuras de escape de agua, depositadas de manera rápida en un período de mar en aparente regresión. Destaca la superproducción de foraminíferos plantónicos existente en estos materiales, probablemente indicativo de un período de temperaturas cálidas.

A comienzos del Oligoceno, con el plegamiento Alpino, se produciría una emersión de estos materiales, retirándose el mar prácticamente hasta su actual línea de costa y comenzando un ciclo erosivo que todavía perdura (Figura 2).

OBJETIVOS Y METODOLOGIA

El objetivo principal de este artículo es la realización de un estudio sedimentológico detallado de las dos primeras secuencias deposicionales del período Paleoceno y más concretamente (PUJALTE *et al*, 1989b; BACETA *et al*, 1991) del intervalo comprendido entre el Danés Superior y el Tanetiense, con el fin de aportar nuevos datos tanto estratigráficos como de arquitectura de facies, que ayuden a concretar el modelo deposicional de la serie estudiada. Con este propósito se ha realizado primeramente una exhaustiva revisión bibliográfica (contrastada posteriormente en el campo), no solo de los materiales de edad contemporánea a los del afloramiento objeto de estudio, sino también de las secuencias infra y suprayacentes al mismo.

Posteriormente se llevó a cabo el proceso de levantamiento de numerosas columnas estratigráficas de alto detalle (escala vertical centimétrica), escogiendo finalmente para la presente publicación aquellas cuya ubicación mostrase datos sedimentológicos más destacables (Figuras 3 y 4). La potencia de las mismas oscila entre 8,2 y 21,4 metros y reflejan tanto datos litológicos como estructurales.

En base a estas columnas fue realizada finalmente una correlación global de todas las series con el fin de lograr el establecimiento de un panel de facies bidimensional que reflejase de una manera gráfica cada una de las características estratigráficas del afloramiento (Figura 5). Es concretamente esta última figura la que concentrará el objetivo crítico de este trabajo, intentando de esta manera complementar (siempre desde un punto de vista constructivo) estudios anteriormente realizados en esta zona por otros autores.

ASOCIACIONES DE FACIES

La presente clasificación se basa en la utilizada por PUJALTE, BACETA *et al* (1989) con el fin de describir las secuencias deposicionales Maastrichtiense superior-Eoceno inferior de la Cuenca Vasca, siendo expuesta en el XII Congreso Español de Sedimentología (Leioa-Bilbao, 1989) y ha sido realizada en función de los siguientes parámetros físicos: litología, granulometría, estructura interna y morfología de las capas.

A/Debitas: Acumulaciones de depósitos gravitacionales de alta competencia de flujo ("entrainment"), constituyendo estratos irregulares de potencias variables (30-40 cm - 1,5 m.) caracterizados por un marcado carácter poligénico, así como por una nula organización interna de la fábrica de clastos, siendo además la naturaleza de los mismos extremadamente variable, destacando en este sentido: (Figuras 3 y 4)

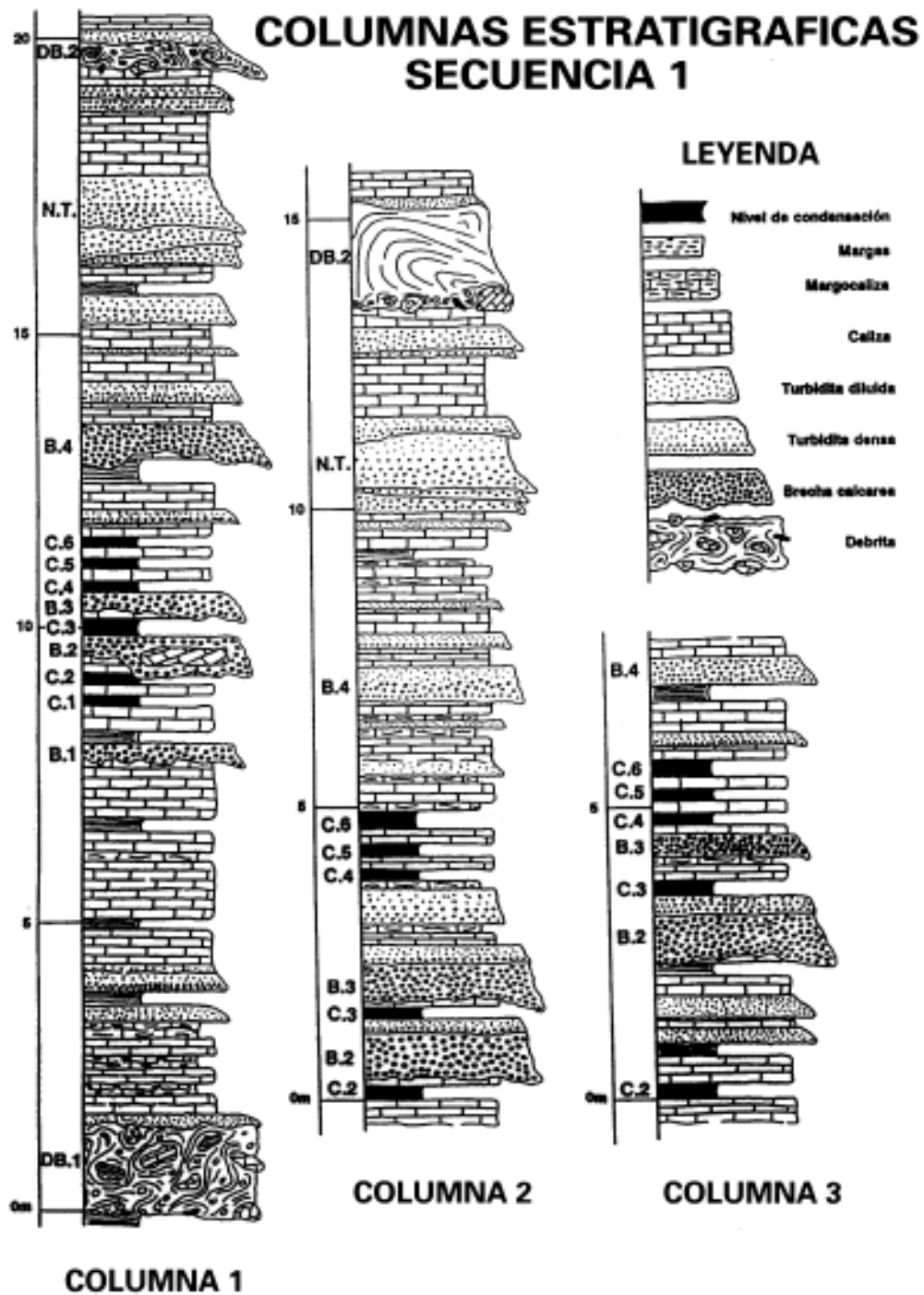


Fig. 3: Columnas de detalle para la Secuencia 1 (MATILLA SANZ, A. 1995).

- Clastos calizos paleocenos, sin duda los más abundantes (algunos de ellos, aunque minoritarios, de carácter somero).

- Clastos volcánicos, de tonalidades verdes y, casi con total seguridad provenientes del retrabajamiento de materiales de edad Cretácico superior.

- Clastos blandos de composición margosa, producto de la removilización de depósitos Maastrichtienses.

- Clastos carbonizados, de pequeñas dimensiones y tonalidades negras, posiblemente provenientes del Wealdiense.

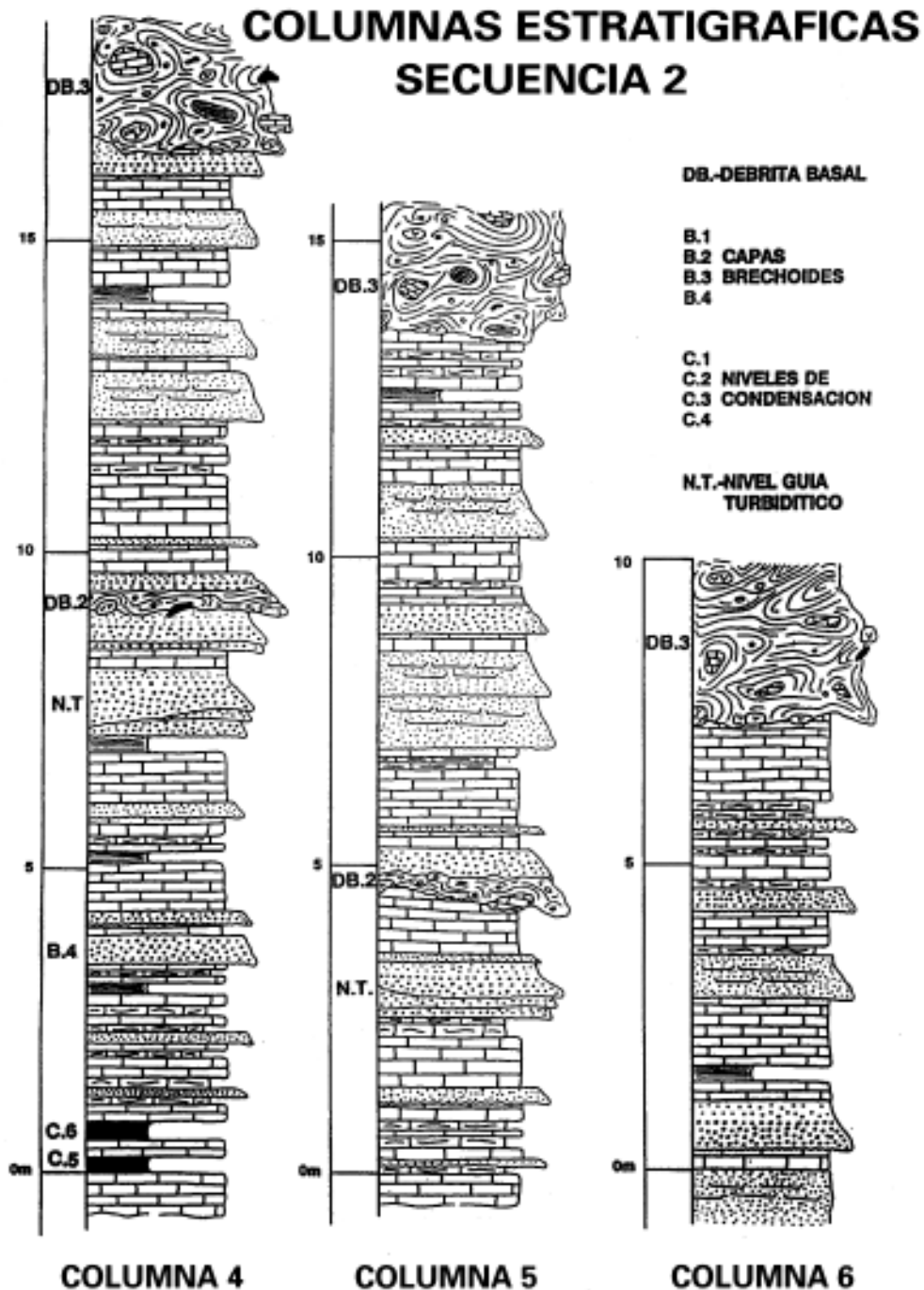


Fig. 4: Columnas de detalle para la Secuencia 2 (MATILLA SANZ, A. 1995).

Tanto la morfología como las dimensiones de estos clastos son variables, desde decimétricos hasta un tamaño máximo en la serie de casi 1,5 m. de diámetro para un canto de composición margosa, y todos ellos se encuentran flotando en una matriz lutítico-margosa de grano fino ("matrix supported"), constituyente mayoritario de estos tramos (A₂-MUTTI & RICCI LUCCHI (1975); A12,A13-PICKERING *et al*(1986); DF-MUTTI(1987); MYG-GUIDO GHI BAUDO(1992).

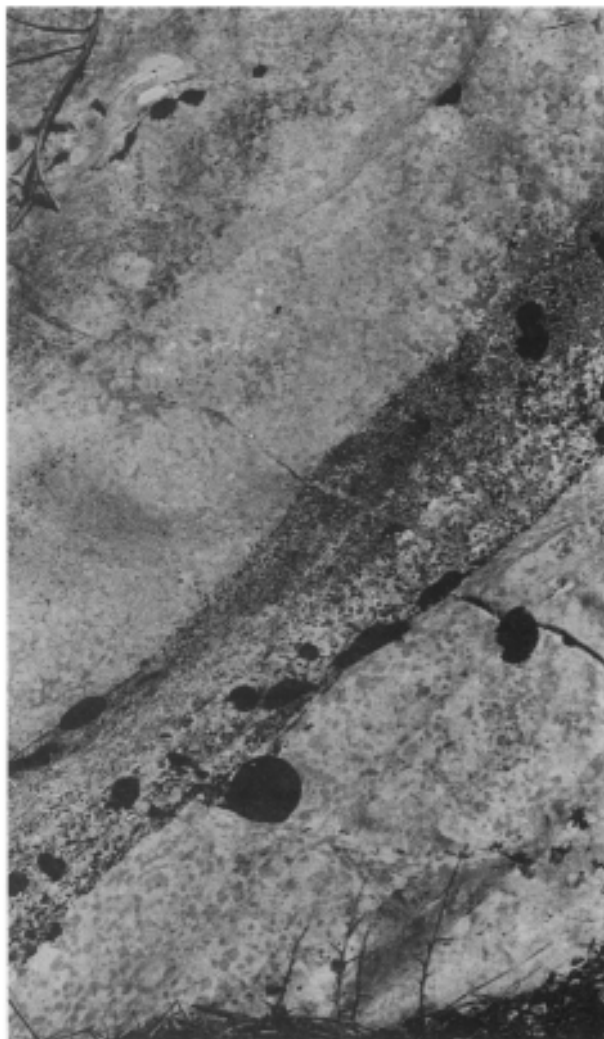
Esta variabilidad composicional así como el carácter netamente erosivo de su base (llegando en ocasiones a profundizar de manera importante en el substrato infrayacente), implica la existencia de importantes períodos de removilización y mezcla de materiales de edades muy diferentes, probablemente acontecidos durante etapas de resedimentación en momentos de inestabilidad (MULLINS y VAN BUREN, 1979). El emplazamiento de estos depósitos se efec-

tuaría mediante flujos fangosos o "mud flows" (POSTMA, 1985) en zonas de slumps rotacionales retrogradantes iniciados en las partes altas del talud (pudiendo incluso llegar a alcanzar el borde de la plataforma), los cuales sufrirían una paulatina conversión pendiente abajo, acentuándose los procesos de fracturación de clastos, así como la deformación plástica de todo el conjunto.

B/Brechas: Organizadas en capas decimétricas masivas de carácter basal netamente erosivo y constituidas por clastos centimétricos, homomorfos, de calizas paleocenas sin ningún tipo aparente de organización interna, salvo en determinadas ocasiones una ligera imbricación basal de cantos (A₁-MUTTI & RICCI LUCCHI (1975); AIT-PICKERING *et al* (1986); GF-Muni (1987); SM-GUIDO GUIBAUDO (1992). Al contrario que en las facies de debritas, la matriz es minoritaria situándose los clastos en contacto directo ("grain supported"). Los flujos granulares, o coladas de derrubios, mecanismo de depósito de estos materiales, señalan la existencia de importantes pendientes deposicionales asociadas (SCHLAGER, 1979).

C/Turbiditas: Capas prácticamente tabulares de composición mayoritariamente carbonatada (salvo la esporádica presencia de diminutos clastos volcánicos) debidas al depósito o decantación de flujos en suspensión y corrientes de densidad inerciales, generadas por procesos de inestabilidad en los bordes de la plataforma continental (POSTMA, 1985,b). Pueden ser divididas en densas y diluidas (C₁ y C₂-MUTTI & RICCI LUCCHI (1975); C₂₁ y C₂₂-PICKERING *et al* (1986); TC-Murri (1987); SM-GUIDO GUIBAUDO (1992). Las turbiditas densas, con potencias entre 40cm y 1,3m, presentan en numerosas ocasiones laminación paralela y gradación granulométrica bien desarrollada (Fotografía 2), así como frecuentes estructuras sin-sedimentarias de escape de agua, destacando en este sentido las estructuras dish o en "platos" (LOWE y LO PICOLLO, 1976; ALLEN, 1984) indicativas de períodos de "freezing" o congelación del flujo, con sedimentación relativamente alta y en etapas de cierta inestabilidad, que rompen y deforman la estratificación original mediante la expulsión de fluidos intersticiales durante procesos de liquidización parcial (SELLEY, 1976; ALLEN, 1984,b). Los tramos de turbiditas densas (masivas) pueden en ocasiones contener tramos basales de litología ligeramente más grosera interpretados como pequeñas y difusas "alfombras tractivas" (LOWE, 1982).

Por otro lado las turbiditas diluidas son similares a las anteriores pero poseen un tamaño de grano inferior, así como potencias estratigráficas menores (10-40 cm). En ocasiones pueden ser consideradas auténticos grainstones esqueléticos. Presentan series de Bouma incompletas y suponen el depósito de



Fot. 2: Aspecto de campo de las facies C₂₁ (PICKERING *et al*, 1986) o de turbiditas densas, destacando su carácter granulométrico positivo bien desarrollado.

corrientes de turbidez de escaso volumen, proximales y probablemente generadas dentro de la propia cuenca, representando además un grado de evolución sedimentaria menor al de las turbiditas densas (PIPER, 1972; DAVIES y WALKER, 1974; STANLEY, 1978).

D/Calizas; Capas tabulares, decimétricas (20 cm-1'5 m.) de grano fino ("mudstone") y fractura concoide generadas por la decantación, tanto de pequeñas partículas de fango calcareo, como de diminutos foraminíferos planctónicos. Su contenido fosilífero es importante, destacando los foraminíferos planctónicos, indicativo de facies autóctonas depositadas durante períodos de calma en condiciones pelágicas o hemipelágicas.

E/Margas-Margocalizas; Producto de la mezcla o contaminación de depósitos carbonatados de decantación y minerales arcillosos transportados por corrientes. Capas de escasa potencia (15-30 cm) pe-

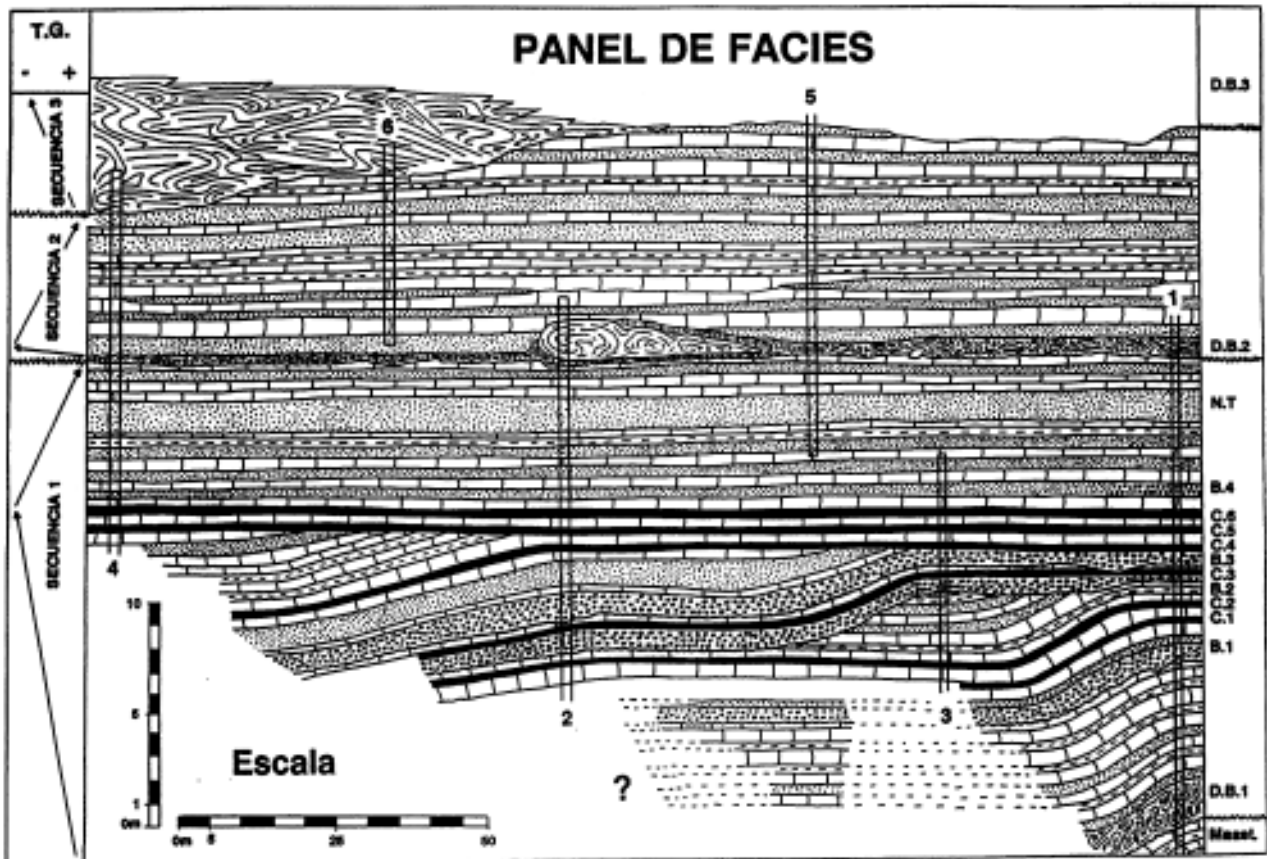


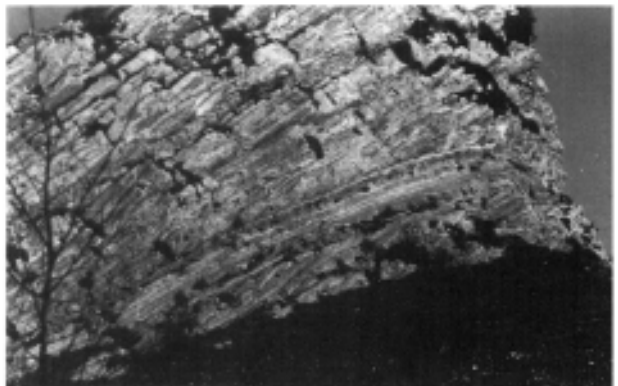
Fig. 5: Panel de facies global (señalando la localización exacta de cada una de las columnas estratigráficas levantadas) para las dos primeras secuencias deposicionales del afloramiento Paleoceno del Pico Egoarbitza: T.G.-Tamaño de grano (MATILLA SANZ, A. 1995).

ro con un gran desarrollo lateral. Presentan frecuentes estructuras de bioturbación (que deforman la fábrica original), indicativas de períodos de sedimentación lenta y tranquila. Podría incluso tratarse del depósito de corrientes de turbidez muy diluidas. En ellas podemos encontrar microfósiles correspondientes a las zonas de: *S. trinidadensis* - *M. angulata* y *P. pusilla* (BACETA *et al*, 1991b).

En la primera secuencia, y a una altura aproximada en la serie de entre 7 y 13 metros (Figura 3), podemos encontrar varias capas margosas de tonalidades rojizas o rosáceas (C.1, C.2, C.3, C.4, C.5 y C.6), fuertemente bioturbadas y que pueden ser utilizadas como eficientes niveles guía a la hora de realizar procesos de correlación. A pesar de que la potencia de estas capas es reducida (20-30 cm.) su continuidad lateral es importante, presentando una escasa variabilidad de facies a lo largo de toda ella (Figura 5 y Fotografía 3).

Dichos tramos pueden ser definidos como posibles niveles de condensación sedimentaria ("condensed sections"), es decir, se trataría de cuerpos rocosos de menor espesor que otros contemporáneos

o de intervalo temporal de duración equivalente, debido a una menor velocidad de sedimentación (FERNANDEZ-LOPEZ y GOMEZ, 1991), o bien como consecuencia de una tasa de sedimentación más escasa o incluso nula, de acuerdo con el significado propuesto por HEIM (1934).



Fot. 3: Aspecto general de la parte basal de la Secuencia 1, destacando las superficies de erosión bajo los tramos B.2 y B.3, así como la presencia de numerosos niveles de condensación sedimentaria.

Estas secciones o niveles condensados pueden ser fácilmente identificados por su alta concentración de fósiles planctónicos y bentónicos, así como por una intensa bioturbación y, según el modelo desarrollado por el Grupo EXXON (VAIL *et al*, 1987), se considera que son facies ligadas a superficies de máxima transgresión de la plataforma y por lo tanto de máxima profundización durante el desarrollo de la secuencia deposicional (HAQ *et al*, 1988).

PALEOCORRIENTES

El estudio de la dirección y sentido de las paleocorrientes es un punto indispensable a tener en cuenta para lograr un mejor conocimiento de las relaciones existentes entre la sucesión estudiada y los afloramientos adyacentes contemporáneos a la misma. De esta manera, han sido tenidos en cuenta diversos criterios a la hora de evaluar y contrastar los distintos valores obtenidos en el campo durante el proceso de toma de datos. Las estructuras principales en las que se ha basado dicho proceso son las siguientes:

A/Flutes ("flute casts"): Marcas de corrosión asimétricas originadas por la erosión diferencial, sobre fondos margosos, de turbiditas densas ligadas a procesos de separación de flujos. Los podemos encontrar especialmente en la parte terminal de ambas secuencias, siempre de manera aislada. Han sido estudiados seis calcos o moldes, situados siempre en el muro de capas calcareníticas, ofreciendo los siguientes valores;

N 334° E	N 350° E
N 337° E	N 352° E
N 345° E	N 355° E

B/"Grooves"o acanaladuras: De orden métrico, orientadas simétricamente y situadas en el techo de la segunda secuencia (Fotografía 6), nos marcan una dirección aproximada de N 340° E (podemos calcular la dirección del flujo que las ocasionó, pero no su sentido).

C/Imbricación de cantos: Generada por corrientes gravitacionales eventuales y en oleadas ("current surges"), de comienzo y final brusco. Se trata de un imbricación muy ligera que puede ser observada en la base de las capas B.2 y B.3, en la cara opuesta del crestón principal que nos muestra la Peña Egoarbitza. Debido al tamaño centimétrico de los clastos que la constituyen, así como su morfología subesférica, las paleocorrientes obtenidas pueden ser consideradas poco precisas, sin embargo la dirección calculada (N 340-350° E) parece coincidir de manera bastante aproximada con los valores extraídos de las estructuras anteriormente citadas.

D/Marcas de impacto: En un corte realizado en la pista forestal que se dirige al caserío Iturbe (punto aproximadamente equidistante entre el pico Egoarbitza y la presa de Aixola), y a lo largo de varios tramos pertenecientes a la zona media de la segunda columna, podemos observar la presencia de estas estructuras, fundamentalmente en las superficies de contacto entre calizas y turbiditas densas (PUJALTE y BACETA, comunicación personal). Pueden ser definidas como marcas de deformación originadas por el desplazamiento de flujos turbulentos sobre depósitos carbonatados aún sin consolidar. A pesar de la complejidad que entraña su interpretación podemos obtener unos valores aproximados para la dirección de flujo de N 345-360° E.

Como conclusión, y en base tanto a los valores obtenidos como a la precisión y fiabilidad de los mismos, podemos señalar que la dirección y sentido de las paleocorrientes para la serie estudiada debieron ser próximos a N 345-350° E (similares a valores ya adelantados por otros autores; PUJALTE *et al*, 1989c y BACETA *et al*, 1991c). Esto supone una dirección prácticamente perpendicular al afloramiento estudiado y por lo tanto éste puede considerarse un corte transversal respecto a la dirección de las corrientes que depositaron los materiales.

ARQUITECTURA DE FACIES

1. Descripción de las columnas.

Las secuencias deposicionales que componen el afloramiento estudiado se encuentran separadas, tanto entre sí como de las series infra y suprayacente, por superficies de erosión (Figuras 3 y 4), posiblemente originadas por el tránsito de materiales en forma de slumps desde zonas elevadas del talud continental, dentro de ambientes de alta eficacia de transporte (MUTTI, 1975,b), e interviniendo en este sentido importantes procesos de "by pass" sedimentario.

La serie estudiada se inicia con una importante superficie erosiva que representa el límite entre la sucesión margocaliza Maastrichtiense y los depósitos Paleocenos suprayacentes. Inmediatamente sobre ella se encuentra una potente capa (1'5m.) interpretada como el depósito de una corriente de tipo "debris flow" y constituida por un heterogéneo conjunto de clastos (mayoritariamente calizos) sin ningún tipo de organización interna, flotando en una matriz fina de carácter lutítico-margoso que puede llegar a constituir el 40-50% del total de la roca. El techo de este tramo es sumamente irregular y en él se sitúa, a modo de compensación sedimentaria, una gruesa capa turbidítica.

Posteriormente pasamos a un tramo constituido por una sucesión de calizas, margas y margocalizas

(con ocasionales intercalaciones de turbiditas diluidas) que son sustituidas en la vertical por un intervalo dominado por la presencia de capas brechoides, caracterizadas por un tamaño de grano centimétrico y su nula organización interna, que desaparecen en la vertical de manera extremadamente brusca. La base de estas capas se presenta netamente erosiva profundizando a escala decimétrica, e incluso métrica, en el substrato infrayacente (Fotografía 3). En la serie estudiada han podido ser identificadas cuatro capas de estas características (B.1, B.2, B.3 Y B.4) interpretadas como el depósito de esporádicos flujos gravitacionales turbulentos de alta densidad y sin cohesión interna, removilizados a favor de una pendiente deposicional inestable (Figura 3). Como ya veremos mas adelante la capa definida en este artículo como B.4 presenta en zonas adyacentes al afloramiento estudiado características asimilables a un depósito debrítico y es posible que su importancia como nivel de referencia a la hora de definir secuencias deposicionales sea superior a la que hasta el momento le ha sido concedida.

Esta última capa brechoide (B.4) delimita el final de un período marcado por el depósito de materiales groseros según una secuencia general positiva o "finning-thinning up", que da paso a una nueva etapa dominada por la presencia de depósitos atribuibles a corrientes de turbidez menos energéticas. Estos presentan frecuentemente series de Bouma incompletas, destacando los niveles Ta o de gradación vertical positiva, indicativos de etapas de depósito relativamente rápido. Sin embargo, y aunque la organización individual de estas capas es claramente positiva, su conjunto nos presenta una serie vertical negativa ("thickening-coarsening up") indicativa de un sistema deposicional progradante. En la parte final de este tramo encontramos las capas turbidíticas de grano más grueso, así como las más potentes (1'85-2m.). Además, la base de estas últimas pasadas turbidíticas es notoriamente erosiva, amalgamándose varias de ellas y constituyendo conjuntos múltiples que pueden ser utilizados como interesantes niveles de correlación (N.T).

El techo de esta primera secuencia es seccionado por una superficie erosiva de mayor entidad y bajo ángulo, seguida de un tramo de potencia extremadamente variable (25 cm-2'5 m.) constituido por el depósito de un flujo gravitacional fangoso ("debris flow"). En este tramo pueden ser encontrados los clastos de mayor tamaño (1'5 x 3'5 m). Se trata de un conjunto de naturaleza margosa (Fotografía 4) removilizado de materiales de edad Maastrichtiense y probablemente acumulados en una zona de relieve negativo originado por el tránsito y retrabajamiento de flujos energéticos en condiciones de "by pass" que erosionan el substrato pero sin realizar depósito asociado.



Fot. 4: Clastos de dimensiones métricas y carácter margoso, ubicados en el seno de la capa debrítica basal de la Secuencia 2 (D.B.2), columna 2.



Fot. 5: Aspecto del mismo intervalo basal (D.B.2) a la altura de la columna 4, donde constituye un tramo de apenas unos centímetros de potencia (destaca en la instantánea la presencia de un clasto de naturaleza volcánica y dimensiones considerables).

Este intervalo debrítico basal (D.B.2) representa el límite inferior de la segunda secuencia Paleocena que conforma la Peña Egoarbitza y su origen y características principales pueden ser interpretadas de manera similar al intervalo definido en la base de la primera secuencia (D.B.1) (Fotografía 5).

La potencia de esta segunda secuencia es ligeramente inferior a la primera y se encuentra constituida por una sucesión de calizas y calcarenitas turbidíticas densas, de base ligeramente erosiva (Figura 4) y con frecuentes series de Bouma incompletas (Ta, Tb-c). También pueden presentar estructuras sinsedimentarias de escape de agua que deforman la fábrica original de granos, destacando en este sentido las estructuras dish o "enplátano" (pequeñas láminas discontinuas ligeramente cóncavas hacia arriba, poligonales en planta, marcadas por un enriquecimiento o concentración de minerales arcillosos; LOWE, (1974) y los "pillar" o pequeñas chimeneas generados por el escape vertical de agua como respuesta a pequeños procesos de inestabilidad.

Aunque individualmente representan tramos positivos (con importantes procesos de dilución en la

vertical) la serie general, al igual que en la primera secuencia, es claramente negativa, encontrándonos en la parte alta de la serie las capas más potentes y de un mayor tamaño de grano (Figura 5).

La segunda secuencia es a su vez recortada por una nueva superficie erosiva de fuerte carácter angular, sobre la cual se sitúan nuevos depósitos fangosos (D.B.3), y que conforman la base de la tercera secuencia Paleocena. En la zona de estudio, este potente tramo debrítico (29-30m.) supone la presencia de un importante relieve negativo o vaguada que constituye el techo de la segunda secuencia y, por lo tanto, el tramo final de la serie objeto de estudio. Sus características litológico-estratigráficas son similares a las de los tramos definidos como D.B.1 y D.B.2, salvo en el porcentaje de matriz lutítica, que en este último intervalo puede llegar a ser del 75-80% ("debrita fangosa").

En la base de estos materiales podemos observar diversas estructuras erosivas generadas por el desplazamiento del flujo de sedimentos sobre el substrato infrayacente. En este sentido destaca la existencia de formas del lecho longitudinales o acanaladuras ("spurs & grooves") simétricas entre sí (lo que dificulta su interpretación como "tools marks"), probablemente debidas a la acción de un flujo multidireccional (rotación y traslación) secundario helicoidal sobre un substrato parcialmente consolidado, pudiendo actuar simultáneamente procesos de deformación plástica (WALTON, 1965; CARTON & STRIDE, 1970) o inestabilidades tipo Rayleigh-Taylor, y que nos ofrecen una dirección de paleocorrientes para dichos flujos próximas a N 340° E (Fotografía 6).



Fot. 6: Marcas de corriente longitudinales situadas en el techo de la Secuencia 2 (verticalizadas), interesantes para el cálculo de paleocorrientes.

2. Encuadre Paleogeográfico.

La interpretación paleogeográfica de la serie estudiada ha sido realizada en base a los siguientes criterios geológicos;

1 - Revisión bibliográfica y contrastación "in situ" para las sucesiones infra y suprayacentes con el fin de lograr un mejor entendimiento de las características propias de la cuenca a lo largo de un amplio intervalo temporal (punto 2: Historia General).

2 - Asociación de facies aflorante en la zona estudiada, destacando su elevada proporción de depósitos de flujos gravitacionales, tanto de carácter cohesivo como turbulento (puntos 3 y 4: Asociaciones de Facies y Descripción de las columnas).

3 - Importante variabilidad de facies, tanto transversal como longitudinal, según la dirección mayoritaria de las paleocorrientes definidas (punto 6: Paleocorrientes). En este sentido han sido revisados varios cortes de edad contemporánea a la serie objeto de estudio, destacando por su calidad sedimentológica los de Eibar-Ermua (presa de Aixola) y el puerto de Trabakua (BACETA y PUJALTE, 1990) (Figura 2).

El primero de ellos constituye un tránsito lateral de la serie de Egoarbitza y en él podemos encontrar materiales litológicamente similares, presentando a pesar de ello un mayor porcentaje de depósitos debríticos, agrupados en capas más potentes y constituidos por clastos menos seleccionados así como una potencia total de la serie menor (cercana a los 23 metros). Este hecho implica un modelo sedimentario con importantes diferencias laterales respecto a zonas relativamente adyacentes en la lateral. Este mismo carácter puede ser constatado en el corte aflorante en el puerto de Trabakua, donde destaca la inexistencia de depósitos gravitacionales respecto a los sedimentos autóctonos, constituidos en este sector por calizas hemipelágicas ("calizas del Danés") caracterizadas por un enorme contenido en microfósiles planctónicos (principalmente foraminíferos), característicos de medios profundos, tranquilos y de escasa energía (AGIRRE *et al*, 1987).

En base a los criterios definidos podemos relacionar el modelo sedimentario que generó el depósito de estas series Paleocenas con una situación de aguas profundas al pie de un talud carbonatado de pendiente relativamente pronunciada (4-15°), que pasaría a condiciones de mar abierto hacia el NNW, situándose por lo tanto las partes más someras (origen de los procesos gravitacionales de resedimentación), hacia el SSE (la divisoria plataforma-talud se cree que estaría en esta época situada al Norte de Navarra).

Este modelo asumiría características similares al definido por MULLINS y COOK ("carbonate slope apron model", 1986), es decir se trataría de un "slope-apron" (PUJALTE *et al*, 1989 y en prensa) de tipo "pie de talud", caracterizado por la acumulación de depósitos gravitacionales no-canalizados originados en zonas más someras a favor de estructuras de slump y durante períodos de importante inestabilidad sedi-

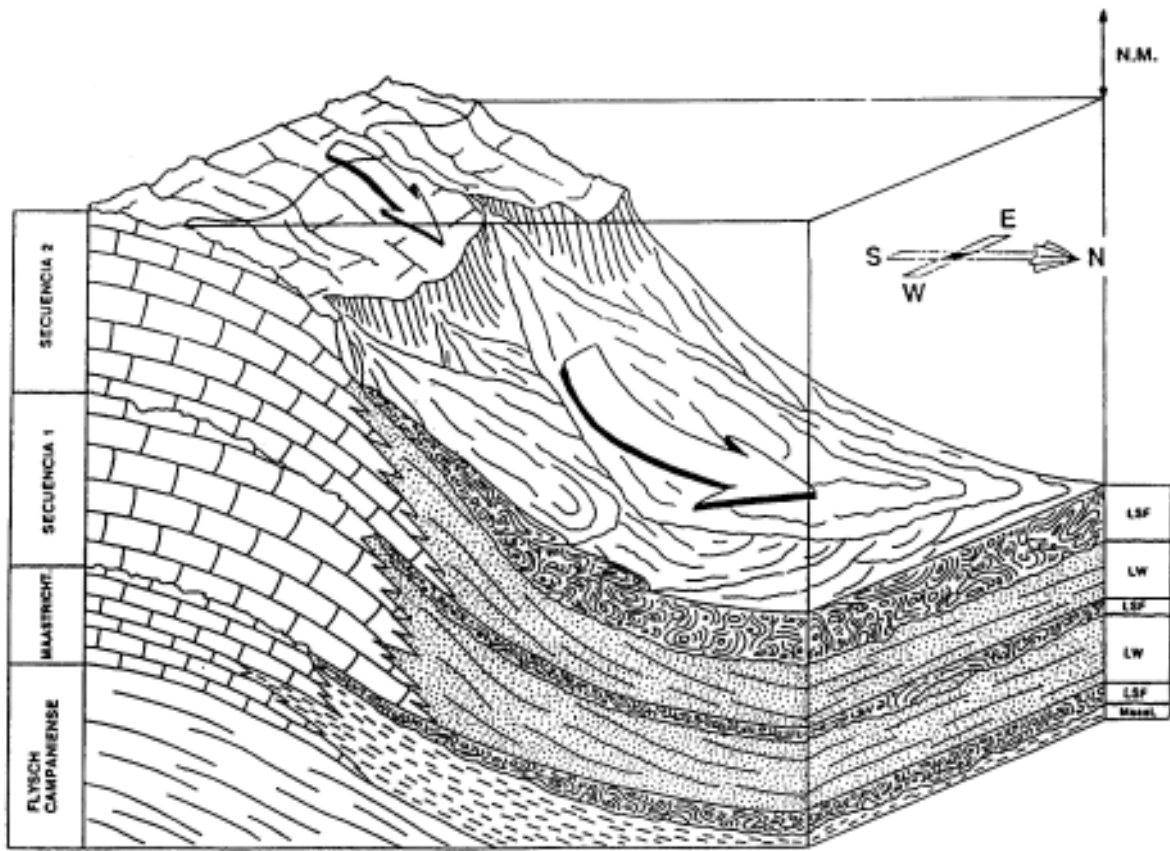


Fig. 6: Interpretación final del modelo sedimentario actuante en el área de estudio durante el período de generación de las secuencias deposicionales analizadas en este artículo (MATILLA SANZ. A. 1995)

mentaria (Figura 6), modelo que se contrapone al clásico "fan delta" turbidítico caracterizado por su morfología radial en abanico (NORMARK, 1978; NILSEN *et al*, 1980), y su mecanismo de depósito a favor de desarrolladas estructuras canalizadas (sistemas tributarios y distribuidores), diluyéndose lentamente hacia zonas de mayor profundidad en forma de lóbulos expandidos (WALKER, 1978; NORMARK, 1970; MUTTI y RICCI LUCCHI, 1978).

Las primeras teorías a favor de facies de inestabilidad asociadas a modelos de "slope-apron" fueron formuladas por PRAY *et al* (1967), COOK *et al* (1979) y actualizadas por MULLINS y COOK (1986b) y en ellas se hace referencia a mecanismos de transporte gravitacionales originados por caídas relativas del nivel del mar y favorecidos por la existencia de pendientes deposicionales adyacentes a una plataforma carbonatada somera (MULLINS, 1983; Mc ILREATH y JAMES, 1978; MULLINS *et al*, 1986), creándose estrechos pero numerosos cañones o surcos incisivos respecto al talud infrayacente, de actividad esporádica y a favor de los cuales se produce la llegada hasta zonas profundas de los materiales más groseros mediante transporte en masa (JORDAN, 1981; COOK, 1983). Esta podría ser

la explicación a las superficies de erosión que podemos encontrar en la base de los tramos D.B.1 y 2, y B.1, 2, 3 y 4 (Figura 3) es decir, dichas discontinuidades habrían sido originadas por el movimiento de caída esporádica y localizada de materiales groseros, muy probablemente incluyendo procesos de "by pass", y según modelos de compensación y relleno de depresiones preexistentes (SHANNUGAM y BENEDICT 1978). Según autores canadienses se podría hablar de "canales de chute" o estrechos surcos erosivos de escasa escala longitudinal y actividad temporal extremadamente corta, que realizan incisiones en el talud aprovechando zonas de debilidad estructural, perdiendo rápidamente su poder erosivo a medida que se adentran en zonas profundas de la cuenca.

3. Análisis secuencial.

Según el modelo desarrollado por el Grupo EXXON (VAIL *et al*, 1987) mediante estudios geofísicos basados en sísmica de reflexión, una secuencia deposicional o "secuencia de tercer orden" es un conjunto tridimensional de litofacies ligadas genéticamente por procesos y ambientes activos (actuales) o

deducidos (antiguos), limitado por superficies de discontinuidad y constituido a su vez por una serie de cortejos sedimentarios ("systems tracts") que se interpretan como formados en respuesta a cambios relativos del nivel del mar, primariamente controlados por variaciones eustáticas (Figura 6).

De esta manera, la sucesión estudiada puede ser dividida (PUJALTE *et al.*, 1990b, BACETA y PUJALTE, 1991d) en dos secuencias deposicionales incompletas, separadas por sendas superficies de erosión, relacionadas o motivadas por variaciones relativas del nivel del mar en la cuenca (coincidiendo de manera general con los ciclos eustáticos de HAQ *et al.* (1988), para el período Paleoceno). A una primera caída del nivel del mar le seguiría una etapa de importantes inestabilidades, dominada por la generación de flujos gravitacionales masivos y que ocasionaría la formación de la superficie erosional que separa la secuencia de Egoarbitza de la sucesión margocaliza Maastrichtiense infrayacente. Este primer tramo (de 13-14 m. de potencia) constituye el L.S.F ("low stand slope fan") de la primera secuencia deposicional ("tipo 2" de la clasificación de depósitos turbidíticos de MUTTI, 1977; "sistemas de canal-levee" de VAIL, 1986), y es seguido por un período más tranquilo, de nivel de mar en ascenso, caracterizado por la progradación de un sistema turbidítico ("progradational parasequence set") y que puede ser interpretado como el L.S.W ("low stand wedge") de esta misma secuencia ("tipo 3" de MUTTI, 1977,b).

Ambos cortejos sedimentarios se encuentran separados por una etapa de mayor tranquilidad, con ocasionales intercalaciones de llegadas energéticas y que promueve la generación de delgados niveles de condensación sedimentaria (C.1, 2, 3, 4, 5, y 6) (Figura 5). Sin embargo dentro del cortejo sedimentario basal (L.S.F.) de esta primera secuencia deposicional podemos observar como el poder erosivo de algunas capas brechoides, especialmente las denominadas B.2 y B.3, es en apariencia incluso superior al que se presupone pudo ocasionar la capa debrítica D.B.2 (en base a datos obtenidos para este afloramiento) y sin embargo este límite da paso a una nueva secuencia deposicional. A pesar de ello no debemos olvidar otras características importantes de este estrato, tales como su porcentaje de matriz o su composición claramente poligénica (incluyendo clastos calizos, volcánicos, carbonosos y margosos de tamaños considerables). Sin embargo estos rasgos también podemos llegar a constatarlos en la capa B.4 a escasa distancia del afloramiento estudiado, hecho que nos invita a plantearnos la heterogeneidad del sector basal de esta primera secuencia deposicional cuya complejidad estructural quizás sea superior a la que hasta el momento le ha sido adjudicada, pudiendo dividirse al menos en dos nuevas sub-se-

cuencias cuyo límite intermedio sería la citada capa B.4 (Figura 5).

A este período le sucede una nueva caída del nivel del mar que provoca consecuencias similares a las definidas anteriormente, es decir; erosión basal de la primera secuencia y depósito de facies groseras debríticas de composición heterogénea. En esta segunda secuencia deposicional el L.S.F tan sólo se encuentra representado por el tramo decimétrico que supone la capa D.B.2.

A este tramo se le superpone otra potente serie turbidítica progradante interpretada como el L.S.W de la segunda secuencia deposicional. De la misma manera una nueva y más importante caída relativa del nivel del mar provoca la creación de la superficie erosiva existente en el techo de esta última secuencia, que constituye asimismo el techo de la serie estudiada en el sector del pico Egoarbitza (Figuras 5 y 6). Sobre esta nueva superficie de truncación erosional encontraremos posteriormente un potente tramo de depósitos gravitacionales fangosos (D.B.3), que constituyen el límite superior del afloramiento estudiado.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio fue iniciado durante la licenciatura y concretamente para la asignatura de Sedimentología impartida por el Catedrático D. VICTORIANO PUJALTE, al que agradezco, al igual que al nuevo Doctor JUAN IGNACIO BACETA, su inestimable ayuda y comprensión. También a AITOR PAYROS por la lectura crítica del trabajo, así como a DANIEL SANTOS por su profesionalidad y excelente labor fotográfica realizada.

BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, Z., ORUE-ETXEBERRIA, X. & ARRIOLA, A.
1987 "Contribución a un mejor conocimiento del tránsito Cretácico-Terciario y del Paleoceno en el flanco norte del Sinclinorio de Bizkaia mediante los foraminíferos planctónicos". *Kobie XVI*, 185-214.
- APELLANIZ, E., LAMOLDA, M. A. & ORUE-ETXEBERRIA, X.
1983 "Posición estratigráfica de las Calizas del Danés, País Vasco". *Revista Española de Micropaleontología XV*, 447-455.
- BACETA, J. I., PUJALTE, V. & ORUE-ETXEBERRIA, X.
1991 "Rasgos erosivos y deposicionales en la zona proximal de un slope-apron carbonatado del Paleoceno inferior (Eibar. Cuenca vasca)". *Geogaceta 10*, 76-78.
- COOK, H. E.
1979 "Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development". *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special publ.*, 27, 287-305.

- COOK, H. E.
1983 "Ancient carbonate platform margins, slopes and basins". Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Short Course Notes.
- DAVIES, I. C. & WALKER, R. G.
1974 "Transport and deposition of resedimented conglomerates: the Cap Enrage Formation, Gaspé, Quebec". *Journal of Sedim. Petrol.*, 44, 1200-1216.
- EVE (Ente Vasco de la Energía)
(en prensa). "Mapas geológicos del País vasco, escala 1:25.000". Números; 62-IV (DURANGO), 63-III (EIBAR), 87-II (ELORRIO) Y 88-I (BERGARA).
- FERNANDEZ-LOPEZ, S. & GOMEZ, J. J.
1991 "Condensación: significados y aplicaciones al análisis de cuencas". *Estudios Geol.*, in litt.
- GUIBAUDO, G.
1992 "Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification". *Sedimentology* 39, 423-454.
- GOMEZ, J. J., FERNANDEZLOPEZ, S.
1992 "Secciones condensadas y máximos transgresivos. Una relación equívoca". *Geogaceta* 11, 130-137.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R.
1988 "Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles". Sea level changes. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 42, 71-108.
- HAQ, B. U.
1989 "Sequence stratigraphy and sea level changes: A global model". XII Congreso Español de Sedimentología. Bilbao. Volumen de Conferencias y Simposios.
- HEIM, A.
1934 "Stratigraphische Kondensation". *Eclog. Geol. Helv.*, 27, 372-383.
- ITGE (Instituto Tecnológico Geo-Minero de España)
1975, en prensa. "Mapa Geológico, escala 1:50.000". N°88 (VERGARA).
- JORDAN, T. E.
1981 "Enigmatic deep-water redepositional mechanisms, upper part of Oquirrh Group, Utah". *Sediment. Petrol.*, 51, 879-894.
- LOUTIT, T. S., HARDENBOL, J., VAIL, P. R. & BAUN, G. R.
1988 "Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences". Sea level changes. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 42, 183-213.
- LOWE, D. R.
1976 "Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposition". *Sedimentology* 23, 258-308.
- LOWE, D. R.
1982 "Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents". *J. Sedim. Petrol.*, 52, 279-297.
- LOWE, D. R.
1983 "Water escape structures". *Sedimentology* 22, 157-204.
- LOWE, D. R. & LO PICCOLO, R. D.
1974 "The characteristics and origins of dish and pillar structures". *J. Sedim. Petrol.*, 44, 484-501.
- McILREATH, I. A. & JAMES, N. P.
1978 "Facies models 13: Carbonate slopes". *Geosci. Can.*, 5, 189-199.
- MULLINS, H. T. & VAN BUREN, H. M.
1979 "Modern modified carbonate grain flow deposit". *Sediment. Petrol.*, 48, 747-752.
- MULLINS, H. T.
1983 "Modern carbonate slopes and basins of the Bahamas". Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Short Course Notes.
- MULLINS, H. T. & COOK, H. E.
1986 "Carbonate aprons models alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration". *Sedimentary Geology* 48, 37-79.
- MUTTI, E.
1977 "Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees, Spain)". *Sedimentology* 24, 107-131.
- MUTTI, E. & NORMARK, W. R.
1987 "Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts". *Marine Clastic Sedimentology*, 1-38.
- MUTTI, E. & RICCI LUCHI, F.
1975 "Turbidite facies and facies associations". Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines. IX Int. Congr. Sedim. Nice-75. Field trip A.11.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F.
1978 "Turbidites of the northern Apennines: Introduction to facies analysis". *Int. Geol. Rev.*, 20, 125-166.
- NILSEN, T. H., WALKER, R. G. & NORMARK, W. R.
1980 "Modern and ancient submarine fans: Discussion and replies". *Bull. Am. Assoc. Geol.*, 64, 1094-1112.

- NORMARK, W. R.
1970 "Growth patterns of deep sea fans". *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 54, 2170-2195.
- NORMARK, W. R.
1978 "Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: Characters for recognition of sandy turbidite environments". *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 62, 912-931.
- ORUE ETXEBERRIA, X.
1983 "Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Sinclínorio de Vizcaya (corte de Sopelana-Punta Galea). Parte I** *Kobie*, XIII, 175-249.
- PICKERING, K. T., STOW, D., WATSON, M. & HISCOTT, R.
1986 "Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments". *Earth Sci. Rev.*, 23, 75-174.
- PIPER, D. J. W.
1972 "Turbidite origin of some laminated mudstones". *Geol. Mag.*, 109, 115-126.
- PLAZIAT, J. C.
1975 "Signification paléogéographique des calcaires conglomérés des brèches et des niveaux à Rhodophycées dans la sédimentation carbonatée du bassin Basco-Béarnais à la base du Tertiary (Espagne-France)". *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XVIII.
- PLAZIAT, J. C.
1981 "Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36, 263-320.
- POSTMA, G. & ROEP, Th.
1985 "Resedimented conglomerates in the bottom-set of Gilbert-type gravel deltas". *Journal of Sedimentary Petrology*, v, 55.
- POSTMA, G.
1986 "Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation". *Geology*, 14, 291-294.
- PRAY, L. C., COOK, H. E., McDANIEL, P. N. & MOUNTJOY, E. W.
1967 "Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins, Alberta, Canada". *Soc. Pet. Geol. Can.*, 128-129 (abstracts).
- PUIGDEFABREGAS, C. & SOUQUET, P.
1986 "Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". *Tectonophysics*, 129, 173-203.
- PUJALTE, V., BACETA, J.I., ROBLES, S. & ORUE-ETXEBERRIA, X.
1989 "Arquitectura de facies del Flysch carbonatado paleoceno del sector de eibar (Cuenca Vasca, Guipuzcoa, y Vizcaya)". Simposio sobre turbiditas. XII Congreso Español de Sedimentología. Bilbao.
- PUJALTE, V., ROBLES, S., ORUE-ETXEBERRIA, X. & ZAPATA, M.
1988 "Secuencias deposicionales del tránsito Cretácico-Terciario del surco Flysch de la Cuenca Vasco-Cantábrica: Relaciones con la tectónica y los cambios del nivel marino". *Simposio sobre Nuevas Tendencias en el Análisis de Cuencas*, S.G.E., 251-259.
- PUJALTE, V., ROBLES, S., ZAPATA, M., ORUE-ETXEBERRIA, X. & GARCIA-PORTERO, J.
1989 "Sistemas sedimentarios, secuencias deposicionales y fenómenos tectonoestratigráficos del Maastrichtiense superior-Eoceno inferior de la Cuenca Vasca (Guipuzcoa y Vizcaya)". XII Congreso Español de Sedimentología. Bilbao. 46-89.
- RAT, P.
1959 "Les Pays Crétacés Basque-Cantabriques (Espagne)". Thèse Fac. Sc. Publ. Univ. Dijon, XVIII, 525 pp.
- ROBLES, S., PUJALTE, V., VICENTE, J. C. & QUESADA, S.
1989 "El complejo turbidítico del flysch negro (Albiense-Cenomaniense inferior, Vizcaya): Caracterización e interpretación genética de sus elementos deposicionales y erosionales". XII Congreso Español de Sedimentología. Bilbao. 127-166.
- SHANMUGAN, G. & BENEDICT, G. L.
1978 "Fine-grained carbonate debris-flow, Ordovician basin margin, southern Appalachians". *J. Sedim. Petrol.*, 48, 1233-1240.
- STANLEY, D. J., PALMER, H. D. & DILL, R. F.
1978 "Coarse sediment transport by mass flow and turbidity current processes and downslope transformation in Annot Sand-Stone canyon-fan valley systems". *Sed. in Submarine Canyons, Fans and Trenches*, 85-115.
- WALKER, R. G.
1978 "Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps". *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 62, 932-966.
- WARD, P. D.
1988 "Maastrichtian Ammonite and Inoceramid ranges from Bay of Biscay Cretaceous-Tertiary Boundary sections". *Rev. Esp. de Micropaleontología*, N° extraordinario, 127-140.