

FACIES DE RELLENO Y ORIGEN DE LA EXCAVACION ALBIENSE DE ALDABIDE (MACIZO DE GORBEA. BIZKAIA)

Irene Gómez-Pérez,
Pedro Angel Fernández-Mendiola y
Joaquín García-Mondéjar (*)

RESUMEN

En el tránsito de plataforma-cuenca de Itxina-Orozko, al NW del Macizo Urganiano de Gorbea (Bizkaia) existe una unidad de resedimentación con grandes olistolitos (Aldabide), de edad Albiense inferior, que descansa sobre una superficie cóncava de erosión a techo de margas de talud. Estudios cartográficos y estratigráficos de detalle han demostrado que la unidad de Aldabide no constituye un único episodio de resedimentación, sino que consta de cuatro niveles principales de megabrechas con olistolitos, separados por margas autóctonas hemipelágicas. Se propone un origen por deslizamientos pendiente abajo de bloques de caliza semi-consolidada procedentes del margen de plataforma para la excavación basal, al menos en parte, y para las excavaciones asociadas a cada megabrecha. El origen de la excavación basal se relaciona también con fenómenos de "slumping" retrogradante. Las causas últimas de todos estos deslizamientos habrían sido pulsaciones tectónicas sinsedimentarias y, quizás, eustatismo.

SUMMARY

The Lower Albian Aldabide unit, located at the NW corner of the Urganian Gorbea Massif (Bizkaia, northern Spain), consists mainly of big limestone olistoliths filling a scoop-shaped surface on top of autochthonous marls and marly limestones. Detailed mapping and sedimentological analysis of the Aldabide unit have revealed the presence of four main resedimentated intervals, with platform-derived blocks up to 100 m. long, separated by autochthonous marls. A retrograding slumping followed by drag related with debris flows is invoked to explain the origin of the basal truncational unconformity, whose minimum relief is 32m. Mostly drag action by debris flow seems to have caused the truncation at the base of each of those megabreccias. A relevant tectonic pulse, coupled or not with an eustatic change, could well explain the origin of the unconformity at the base of the Aldabide unit, while minor pulses of both, tectonism and eustatism, could explain the intermittent appearance of megabreccias on top of it.

LABURPENA

Gorbea mendien Ipar mendebaldean kokatutako behe Albiar garaiko Aldabide unitatea, ezpondako margen sabaian dagoen gainazal erosiboaren gainean metatutako olistolito handiaz osatuta dago. Aldabide ezpondan egindako kartografia eta ikerketa sedimentologiko zehatzen ondorioz, marga autoktono hemipelagikoz lau bersedimentaziozko tramu bereiztu dira. Gainazal erosi-bo nagusia, zein megabretxa bakoitzak asoziatua daraman erosioaren jatorria azaltzeko, plataforma ertzean jatorria duten semi-konsolidatutako kararri-blokeen malda beherantzako irristadura proposatu da. Gainazal erosi-bo nagusian, jatorri honez gain, "slumping" erretrogradanteen eragina ere kontutan hartu behar dugu. Baina irristadura guzti honen azken arrazoia, poultazio tektoniko sinsedimentarioak eta, agian, eustatismoa izango lirakeke.

(*) Universidad del País Vasco. Departamento de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Apartado 644. 48080 Bilbao.

INTRODUCCION

El Macizo Urganiano de Gorbea, integrado básicamente por rocas carbonatadas de edad Aptiense-Albiense medio, se encuentra situado en el flanco sur del Anticlinorio de Bilbao, en la parte central de la región Vasco-Cantábrica (RAT, 1959). Esta constituido por calizas de plataforma somera con rudistas, corales y orbitolinas, y por margas, lutitas, areniscas, calcarenitas y brechas calizas, de talud y cuenca.



FOTO 1.

Vista panorámica de margen de plataforma definido por la unidad caliza de Itxina en su extremo noroccidental, donde desaparece en cambio lateral a facies de cuenca. Las masas calizas en primer término corresponden a grandes olistolitos del relleno del cañón de Aldabide.

El área de Aldabide se localiza en el sector más occidental del Macizo de Gorbea, correspondiente al municipio de Orozko, en la parte SW de la provincia de Bizkaia. Los materiales aflorantes representan una situación paleogeográfica de talud, justo al pie del margen arrecifal con resalte de la unidad caliza de Itxina en su tránsito NW a la unidad de cuenca de Ibarra (Fotografía 1). En dicha área FERNANDEZ-MENDIOLA (1986) citó la presencia de facies carbonatadas de resedimentación en masa con grandes olistolitos, dispuestas sobre una superficie cóncava hacia arriba que excava la serie infrayacente de talud (Fotografía 2) (Fig. 1).

El presente estudio se ha centrado en el relleno de la paleoexcavación de Aldabide, con el fin de establecer su secuencia vertical y lateral en un corte transversal, así como su posible origen. Los datos obtenidos revelan claramente que la excavación condicionó la localización de megabrechas calizas, al menos las basales de la serie, pero también revelan que no se puede establecer una conexión genética simple entre excavación y relleno. Esto último viene atestiguado por la peculiar estratigrafía del relleno, con alternancia de 4 niveles principales de resedimentación en masa y niveles autóctonos de talud. Para obtener todos estos resultados han sido necesari-

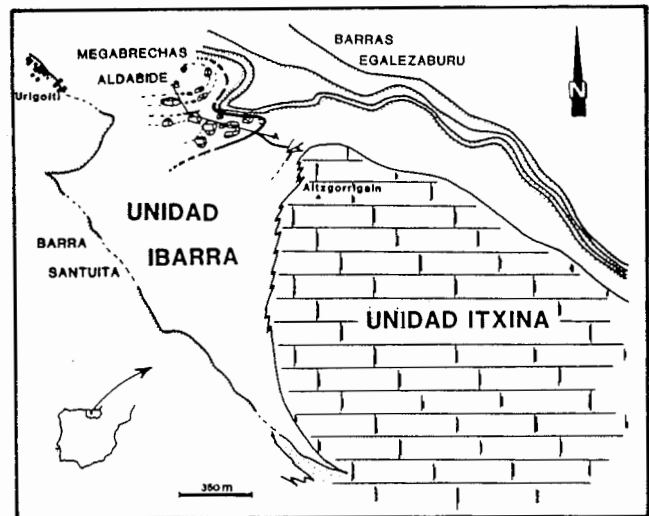


Fig. 1. Cartografía de la zona NW del Macizo de Gorbea, donde se muestra la localización de las megabrechas de Aldabide en relación con las series adyacentes de plataforma y talud. Modificada de Fernández Mendiola (1986).



FOTO 2.

Excavación basal del cañón de Aldabide. Se observa en la parte derecha de la foto una serie pseudohorizontales, con un nivel de referencia superior, que es truncada por una superficie de erosión sobre la cual se disponen varios niveles de resedimentación en masa con grandes olistolitos (masas calizas en el lado izquierdo de la foto).

rios una cartografía de detalle de la serie de Aldabide, el levantamiento de una columna compuesta con representación de todos los episodios sedimentarios desarrollados en el área, y la construcción de un corte de correlación transversal al eje de la excavación.

Investigaciones en curso sobre áreas vecinas completarán el encuadre regional de la serie aquí estudiada, y permitirán establecer su importancia paleogeográfica. En los apartados que siguen se describe en primer lugar los tipos de facies encontrados, después la sucesión vertical de unidades, y, finalmente se ofrece una discusión sobre las posibles causas de la formación de la excavación y de su relleno.

TIPOS DE FACIES

Sobre una superficie de excavación en las margas infrayacentes se sitúan los materiales que constituyen su relleno, y que se organizan en cuatro niveles principales separados por intervalos de margas autóctonas. Como referencia para su estudio nos han servido unas barras calcareníticas inferiores, las barras de Egalezaburu, y una barra superior, también calcarenítica, denominada barra de Santuita (Fig. 2).

grandes olistolitos y suelen compensar los relieves dejados por estos tras su inmovilización. Constituyen depósitos formados in situ por decantación de material fino carbonatado exportado de plataformas someras. El fango micrítico, mezclado con limos y arcillas en proporciones variables, contribuye a establecer unas condiciones de fondo adversas para la vida y proliferación de organismos bioconstructores. La escasez de luz, propia de una batimetría relativamente profunda con aguas contaminadas por partículas en suspensión, contribuye de igual modo a la inhabilitabilidad.

Facies alóctonas: materiales de resedimentación que se intercalan entre las facies autóctonas y cuya formación tuvo lugar en áreas someras desde las que se desplazaron gravitatoriamente, depositándose en zonas más profundas, donde quedaron en reposo.

Varían desde brechas con grandes olistolitos, brechas de bloques menores, slumps y lechos de "debris flows", hasta calcarenitas o margas arrastradas por los grandes bloques en

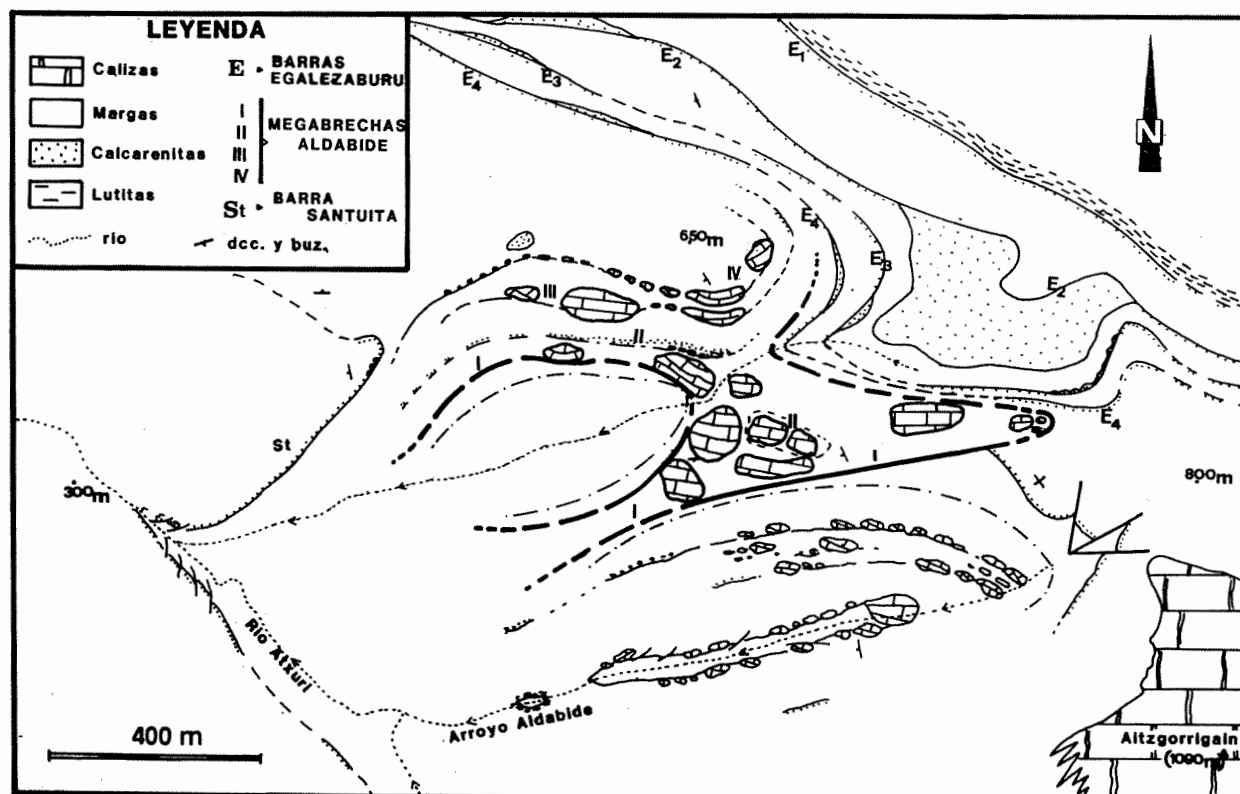


Fig. 2. Cartografía de detalle de las megabrechas de Aldabide (I- IV), con representación a escala de los bloques alóctonos de mayor tamaño.

Las facies que constituyen el relleno se pueden dividir básicamente en 2 tipos:

Facies autóctonas: se trata predominantemente de margas monótonas de colores grises con escaso contenido faunístico y bioturbación local, que muestran unas características uniformes en todo el relleno. Aparecen deformadas cerca de los

su deslizamiento. Dominan, no obstante, las litologías clásicas con origen en la plataforma.

DEPOSITOS BRECHOIDES: Se han distinguido megabrechas (clastos mayores de 1 m.: COOK et al., 1972; CONAGHAN et al., 1976) con o sin olistolitos (clastos mayores de 4 m.: ABBATE et al., 1970); brechas medias

(clastos de 10 cm. a 1 m.); brechas finas (clastos de 1 cm. a 10 cm.); y microbrechas (clastos de 1 mm. a 1 cm.: AGIRREZABALA y GARCIA-MONDEJAR, 1989).

Los olistolitos constituyen las facies más espectaculares del relleno del cañón. Se cuentan más de 12 grandes bloques organizados en cuatro niveles principales y asociados a otras facies de resedimentación. Su tamaño es variable, con 45 a 130 m. de extensión máxima en planta, siendo la media de 70 m. para los bloques mayores; se encuentran también numerosos bloques menores, pero con tamaños por encima del límite de 4 m. usado para definir los olistolitos. Están constituidos por calizas wackestone, con un casi total dominio de facies coralinas, de idénticas características a las que conforman clinofomas "in situ" del talud superior de Itxina. Suelen presentar silicificaciones parciales de los restos fósiles (corales, equinodermos y otros fragmentos esqueléticos).

Estos bloques habrían sufrido una litificación temprana y en el momento de su resedimentación se debían hallar en un estado semiplástico, lo que nos es indicado por las inyecciones de margas que suelen poseer. Su emplazamiento determinó excavación del sustrato y creación de irregularidades y relieves diferenciales en el fondo marino, luego rellenados por facies autóctonas, de modo que frecuentemente los encontramos solapados por marga.

Su origen se sitúa en zonas más someras, donde las condiciones eran favorables para la vida de organismos bioconstructores. Ya que la estratificación de los bloques mayores coincide en términos generales con la de las facies autóctonas encajantes y no hay evidencias de inversión en los mismos, suponemos que se emplazaron por deslizamiento gravitatorio bien sobre megabrechas o sobre una matriz cohesiva sustentadora durante el transporte. El depósito se produce cuando el rozamiento aumenta de forma crítica y disminuye la pendiente (HISCOTT, 1985).

Lateralmente aparecen diversos tipos de brechas asociadas a los olistolitos. El contenido en matriz es variable, oscilando entre fabricas de orto- a parabrechas. Estas últimas se formarían por la incorporación de parte del sustrato cohesivo inferior a la masa en movimiento, mezclándose con los bloques menores originados por la fragmentación durante el transporte de los bloques mayores, o bien como producto directo de erosión en zonas someras.

Las microbrechas suelen presentar matriz calcarenítica y margosa y trama de bioclastos-intraclastos. Se sitúan en algún caso a techo de niveles de debritas, siendo reflejo de suspensión turbulenta en la parte superior de estas (HAMPTON, 1972).

El movimiento se habría mantenido gracias al soporte de la matriz y la flotabilidad de los clastos. En estos supuestos el depósito se produce al aumentar la cohesión y el rozamiento, quedando el flujo "congelado" y cesando el movimiento.

CALCARENITAS: Formadas por material carbonatado de grano entre 0,062 y 1 mm. (FOLK, 1962), arrastrado por corrientes intermitentes desde la plataforma. Dan lugar a depósitos estratificados, bien en continuidad lateral o hacia techo de un nivel de resedimentación en masa, conformando en el segundo caso una secuencia positiva. Aunque no presentan internamente la secuencia clásica de Bouma, las atri-

buidos a corrientes de turbidez. Están separadas entre sí por depósitos finos margosos.

SLUMPS y MARGAS DISTORSIONADAS: Capas plegadas y rotas que constituyen depósitos caóticos de material autóctono de talud. Se formaron por deslizamiento gravitacional propio y arrastre a favor de la pendiente, o bien en relación con la base y el frente de deslizamiento de los olistolitos. Pueden englobar parches irregulares de brechas calizo-margosas, engullidas en su movimiento.

ESTRATIGRAFIA DE RELLENO

El relleno está conformado por al menos 4 niveles principales de resedimentación, incluyendo todos ellos grandes olistolitos, entre los que se intercalan facies margosas autóctonas. La potencia total del relleno suma 72 m., habiéndose representado en una columna sintética (Fig. 3), realizada a partir de columnas parciales, dada la discontinuidad de los afloramientos.

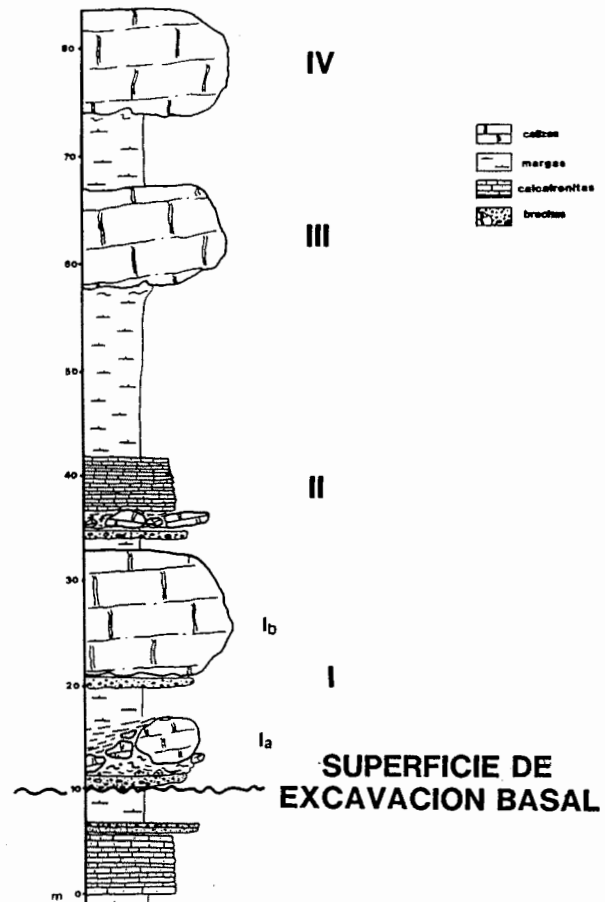


Fig. 3. Columna estratigráfica compuesta en la que se representan los niveles principales de resedimentación y los tramos margosos autóctonos, dispuestos sobre la cicatriz erosiva de Aldabide.

Nivel I- Es el más bajo estratigráficamente, y también el más importante, ya que incluye al menos 6 olistolitos de tamaño superior a 40 m., slumps, y margas distorsionadas, implicando el mayor volumen de material resedimentado. No se trata de un único episodio, sino que esta compuesto por 2 intervalos separados por margas autóctonas:

I.a) intervalo inferior de resedimentación en masa que incluye bloques métricos calizos (megabrecha), solapados por margas autóctonas.

I.b) intervalo superior y principal, con grandes olistolitos de hasta 130 m. de longitud, megabrecha de olistolitos, cuya base llega a hacer desaparecer por erosión el nivel inferior.

Estos dos niveles conforman una secuencia negativa sobre la superficie cóncava de excavación basal. En general el nivel I presenta buena continuidad lateral salvo en sentido NNW, en el que experimenta acuñaamiento, coincidiendo con un margen de la superficie de excavación basal (Fig. 4).

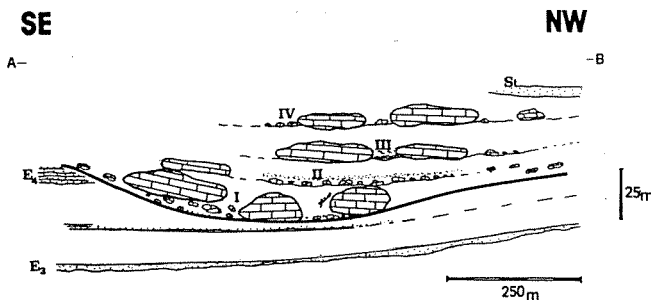


Fig. 4. Corte estratigráfico transversal al cañón erosivo de Aldabide. E3 y E4 son las barras superiores de Egalezaburu; I, II, III y IV los 4 niveles megabrechoideos de relleno del cañón y St la barra de Santuita.

Nivel II- Está separado del anterior por diferentes potencias de margas según los puntos, pudiendo llegar a tocarse, dada la compensación de relieves que se produce tras el depósito del nivel I. Se compone de un intervalo de resedimentación en masa, megabrecha con olistolitos, al menos 2, que lateralmente evoluciona a una megabrecha sin olistolitos, a una debrita calcarenítica y finalmente a niveles de turbidez. Hacia techo presenta un intervalo de calcarenitas estratificadas que lateralmente se adelgaza y se intercala con margas. Conforman, en general, una bisecuencia negativa-positiva, que culmina con la reinstauración de la sedimentación autóctona. Es el nivel que menor volumen de bloques resedimentados lleva asociado.

Nivel III- Se sitúa a 12-15 m. del nivel II e incluye 3 olistolitos calizos mayores, de hasta 90 m. de longitud, y numerosos bloques de menor tamaño. Lateralmente a los olistolitos presenta varias facies de resedimentación en masa,

tipo slump, debritas y ortobrechas. Implica menor volumen de resedimentación que el nivel I.

Nivel IV- A unos 6-8 m. del nivel III, presenta facies de resedimentación en masa constituidas por 3 olistolitos de tamaños variables, 80 m. de extensión el mayor, a los que se asocian bloques de menor tamaño. De los tres niveles que incluyen bloques mayores es el que menos volumen de resedimentación implica.

En cuanto a la superficie de erosión principal, en la base del nivel I, presenta una forma cóncava hacia arriba, y llega a profundizar un mínimo de 32 m. en la serie infrayacente. Se pone de manifiesto por la existencia de un neto truncamiento de capas y discordancia en la zona de cabecera del cañón, aunque según nos alejamos de ésta, la superficie se dispone paralelamente a la estratificación y los depósitos del relleno se hacen concordantes con los infrayacentes.

El truncamiento disminuye desde la cabecera hacia el NW. Esta geometría condiciona el relleno suprayacente, de forma que los primeros niveles de resedimentación, I y II, se halla más confinado, siendo los superiores, III y IV principalmente, más expansivos (Fig. 4).

INTERPRETACION

La superficie mayor de erosión y los materiales que la rellenan, se hallan en relación con el margen de plataforma sobreinclinado y con resalte de la unidad de Itxina. Esta sobreinclinación en el margen de plataforma se explica por la cementación temprana de los sedimentos carbonatados, que permite el mantenimiento de fuertes pendientes deposicionales (mayores a 30°: SCHLAGER y CAMBER, 1986), dando lugar a cliniformas de talud.

Las facies de margen de plataforma tempranamente litificadas pueden llegar a fragmentarse por diversas causas, generándose olistolitos o bloques desgajados, que se deslizan sobre los materiales blandos del talud, a favor de la pendiente. En muchos casos los olistolitos no viajan largas distancias, ya que aunque la pendiente inicial es muy fuerte, suele presentar una fuerte disminución en la base del talud.

En el caso de Aldabide es de destacar la concentración de los aportes gravitatorios en una zona erosiva cóncava hacia arriba, más deprimida, formada, al menos en parte, previamente a su relleno, y a la que se ha aplicado el término de cañón. Rasgos topográficos similares a este cañón han sido descritos en diversos casos de deslizamientos siliciclástico-carbonatados, tanto modernos (DINGLE 1977, PRIOR et al. 1984), como antiguos (ALVAREZ et al. 1985; AGIRREZABALA Y GARCIA-MONDEJAR, 1989). La escala de truncamiento intraformacional coincide aproximadamente con la descrita en el Mioceno del norte de Italia (CLARI y GHI-BAUDO, 1979), y con ejemplos actuales de "gullies" del surco Tongue of the Ocean, en las Bahamas (SCHLAGER y CHERMARK, 1979; SCHWAB et al., 1989). Otros ejemplos de truncamiento a mayor escala han sido documentados en la cuenca Sverdrup (DAVIES, 1977) y en varios márgenes de los bancos de las Bahamas (MULLINS y NEUMANN, 1979).

El origen de la superficie cóncava es erosivo, y la presencia de facies de mar relativamente profundo directamente encima y debajo de la misma sugiere una erosión submarina. Esto viene apoyado por la ausencia de facies costeras o huellas de exposición subáerea en el área del cañón, y por la improbable caída del nivel del mar de cerca de 100 m. que habría que invocar para proponer excavación subáerea, teniendo en cuenta los datos regionales sobre relieves alcanzados por clinofomas del Albiense (GARCIA-MONDEJAR, 1990).

Dos hipótesis en los extremos de un espectro continuo, se pueden avanzar para explicar la formación del cañón: "slumping" retrogradante por sobreinclinación de la parte alta del talud, quizás provocado por un aumento del tectonismo sinsedimentario, y canalización de flujos gravitatorios con "bypassing" de materiales procedentes de la plataforma, tal vez provocado por una caída relativa del nivel del mar.

El "slumping" retrogradante habría dado lugar a depósitos margosos y margocalizos en zonas pendiente abajo del cañón, con estructuras típicas de series blandas de talud deslizadas: pliegues y disposiciones caóticas de origen gravitacional. Paralelamente, es frecuente observar intensa deformación sinsedimentaria de capas bajo las superficies de "slide scar" (CONIGLIO, 1986). No ha sido posible, por el momento, efectuar un análisis detallado de la serie pendiente abajo del cañón, tanto para identificar a éste, o a su superficie de equivalencia lateral, como para descubrir posibles re sedimentaciones gravitatorias de series blandas de talud. La ausencia de afloramiento en planta de la base del cañón de Aldabide en el área estudiada, por otra parte, impide conocer si existe realmente una deformación generalizada bajo dicho cañón.

La canalización de flujos gravitatorios con "by-pass" de materiales habría tenido su lugar de origen en áreas someras de plataforma, bien a través de desplomes de materiales en el frente arrecifal, o bien mediante la aparición de corrientes de aguas densas -frías o hipersalinas- pendiente abajo, capaces de arrancar arena y fango del sustrato y de crear flujos de turbidez. Los datos disponibles apoyan la hipótesis de que los sedimentos habrían sido transportados por su propio exceso de densidad, y no por algún medio con movimiento propio. En este supuesto, además del depósito de los materiales margosos erosionados de la zona alta del talud, cabría esperar la presencia de materiales de origen somero -calizas- mezclados con ellos cañón abajo.

La diferenciación entre "slide scars" y "channel scours" suele efectuarse en base a la ausencia o presencia, respectivamente, de pequeños surcos en el fondo del cañón ("foot-wall"), así como por la existencia de depósitos residuales ("lag"). También el relleno del cañón suele ser indicativo de su modo de formación, especialmente si se revela que es multiepisdico. No se han podido identificar surcos en el fondo del cañón con los afloramientos disponibles, y además la geometría lítrica de la superficie de truncamiento parece favorecer la hipótesis de una estructura de deslizamiento gravitacional ("rotational slide scar").

El relleno del cañón muestra una alternancia de depósitos de resedimentación en masa (debritas) y depósitos autóctonos

de carácter hemipelágico (en el sentido de KUENEN, 1950). La naturaleza de los clastos (calizas someras) sugiere que los flujos gravitatorios tuvieron su origen en el margen de plataforma, y su tamaño apunta a desplomes de grandes volúmenes de material semi-consolidado. Además, la secuencia negativa **Ia-Ib** sugiere que parte, al menos, de la superficie erosiva basal proviene de los fenómenos de transporte asociados a **Ib**, es decir, a flujo de derrubios (Fig. 4).

El depósito de materiales de los tramos de resedimentación **II**, **III** y **IV** supuso excavaciones intermitentes del sustrato margoso autóctono, similares, aunque a menor escala, a las asociadas a la excavación basal. No existe en ningún caso "lag" basal revelador de posibles corrientes turbidíticas, y si algo de deformación por arrastre de los materiales infrayacentes (Fig. 3).

En resumen, el relleno del cañón sugiere la existencia de flujos de derrubios a gran escala, intermitentes, originados en el margen de plataforma, que excavaron significativamente materiales autóctonos hemipelágicos. Este hecho, unido a la geometría lítrica de la superficie basal y a la notable escasez de depósitos turbidíticos conservados, nos lleva a considerar que el origen del propio cañón fue el deslizamiento en masa pendiente abajo de grandes volúmenes de materiales, primero de margas y margocalizas del talud, ("slumping" retrogradante), y luego de caliza de plataforma semiconsolidada. La cicatriz de "slumping" creada en un primer momento fue moldeada por posteriores avenidas de derrubios. La repetición de flujos de derrubios (resedimentaciones **II**, **III** y **IV**) en un mismo eje (Fig. 4), revela la existencia de un foco puntual más que un frente suministrador de clastos en el margen de plataforma, así como el mantenimiento de una depresión topográfica en el talud receptora de los derrubios que intermitentemente se originaban en el frente arrecifal.

La alternancia de sedimentación autóctona-alóctona en la depresión del talud, o cañón, hubo de estar motivada por causas alocíclicas, ya que el tiempo representado por las margas autóctonas inter-debritas debió de ser relativamente grande, a tenor de su potencia. La brusquedad de instauración de facies de resedimentación de tal magnitud, justo al pie del frente arrecifal, sugiere, por otro lado, causas tectónicas, quizás actividad pulsante de fallas sinsedimentarias. Puede que el tectonismo determinara, o no, una exposición subáerea intermitente de la plataforma, o puede que otros mecanismos alocíclicos como variaciones absolutas del nivel del mar de intervalo de tiempo corto, fuesen causas adicionales, o, determinantes, de la ciclicidad descrita. Estudios en marcha podrán aclarar, esperamos, estas y otras cuestiones. En cualquier caso la superficie erosiva basal constituye muy probablemente un límite mayor de secuencia, quizás de validez regional.

AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo ha contado con la ayuda de una beca de Formación de Personal Investigador del Gobierno Vasco (I.G-P.), y con la financiación de los proyectos P.G.V. 8806.2 y U.P.V. 121.310 -E 014/90.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V., and PASSERINI, P. (1970): "Olistostromes and olistoliths". *Sed. Geology*, 4: 521-557.
- AGIRREZABALA, L. M. y GARCIA-MODEJAR, J. (1989): "La serie de talud urgoniano de Ea (Bizkaia): caracteres sedimentológicos e implicaciones paleogeográficas". Libro homenaje a Rafael Soler. A.G.G.E.P: 15-25.
- ALVAREZ, W., COLACICCHI, R. y MONTANARI, A. (1985): "Synsedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones". *Journal Sedim. Petro.* 55 (5): 720-734.
- CLARI, P. y GUIBAUDO, G. (1979): "Multiple slump scars in the Tortonian type area (Piedmont Basin, northwestern Italy)". *Sedimentology*, 26: 719-730.
- CONAGHAN, P. J., MOUNTJOY, E. W. F. EDGEcombe, D. R., TALENT, J. A. and OWEN, D. E. (1976): "Nubrigyn algal reefs (Devonian), eastern Australia: Allochthonous blocks and megabreccias". *Geological Society of America Bulletin*, 87: 516-530.
- CONIGLIO, M. (1986): "Synsedimentary submarine slope failure and tectonic deformation in deep-water carbonates, Cowhead Group, western Newfoundland". *Can. Jour. Earth. Sci.* 23: 476-490.
- COOK, H. E., MCDANIEL, P. N., MOUNTJOY, E. W. and PRAY, L. C., (1972): "Allochthonous carbonates debris flows at Devonian bank ('reef') margins Alberta, Canada". *Bull. Canadian Petroleum Geology*, 20: 439-497.
- DAVIES, G. R. (1977): "Turbidites, debris sheets and truncation structures in upper Paleozoic deep-water carbonates of the Sverdrup Basin, Artic archipelago". In *Deep-water carbonate environments*. Ed. by Cook, H.E. y Enos, P., S.E.P.M. Spec. Publ. 25: 221-247.
- DINGLE, R. V. (1977): "The anatomy of a large submarine slumps on a sheared continental margin (SE Africa)". *J. Geol. Soc. London*, 134: 293-310.
- FERNANDEZ-MENDIOLA, P. A. (1986): "El Complejo Urganiano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao". Tesis doctoral, U. P. V., 421 pp.
- FOLK, R. L. (1962): "Spectral subdivision of limestone types". In: Ham (ed.) *Classification of carbonate rocks*. Am. Ass. Petr. Geol. Mem. 1: 62-65.
- GARCIA-MONDÉJAR, J. (1990): "The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque Cantabrian Basin (northern Spain): general characteristics, controls and evolution". *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 9: 257-290.
- HAMPTON, M. A. (1972): "The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents". *Journal of Sedim. Petrol.*, 42, 4: 775-793.
- HISCOTT, R. N. y JAMES, N. P. (1985): "Carbonate debris flows, Cow Head Group, Western Newfoundland". *Journal of Sedim. Petrol.*, 55, 5: 735-745.
- KUENEN, PH. H. (1950): "Marine Geology". Ed. Wiley, J. New York. 568 pp.
- PRIOR, D. B., BORNHOLD, B. D. y JOHNS, M. W. (1984): "Depositional characteristics of a submarine debris flow". *Journal of Geology*, 92: 707-727.
- RAT, P. (1959): "Les pays crétacés basco-cantabriques". *Publ. Univ. Dijon*, XVIII. 525 pp.
- SCHLAGER, W. (1986): "Submarine slope angles, drowning unconformities and self-erosion of limestone scarpments". *Geology*, 14, 9: 762-766.
- SCHLAGER, W. y CHERMAK, A. (1979): "Sediment facies of platform- basin transition, Tongue of the Ocean, Bahamas". In: Doyle L. J., Pilkey O. H. (eds.) *Geology of continental slopes*. Society Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 27: 193-208.
- SCHWAB, W. C., UCHUPI, E., BALLARD, R. D. y DETTWEILER, T. K. (1989): "Sea-floor observations in the Tongue of the Ocean, Bahamas: An Argo/ Sea-MARC Survey". *Geo-Marine Letters*, 9: 171-178.

