

EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA PLIO-CUATERNARIA DEL UMBRAL DE CAMARINAL (ESTRECHO DE GIBRALTAR) BASADA EN SONDEOS MARINOS

M. Esteras¹, J. Izquierdo¹, N.G. Sandoval¹ y A. Bahmad²

¹ SECEGSA, C/ Estébanez Calderón 3, 28020 Madrid (España). E-mail: seceg1@retemail.es

² SNED, 31 Charia Alaouiyine, Rabat (Marruecos). E-mail: sned@sned.gov.ma

Resumen: La perforación de sondeos marinos con penetraciones de hasta 222 m, permite realizar una nueva interpretación del Umbral Central o de Camarinal del Estrecho de Gibraltar. Donde tradicionalmente se había reconocido una elevación constituida por *flyschs* resistentes a la erosión, se han encontrado dos paleocanales de dirección E-O, excavados hasta profundidades en torno a los 650m, separados por un afloramiento de *flysch* (Monte Tartesos). La edad de su erosión no ha podido ser determinada, pudiéndose remontar a la apertura inicial del Estrecho, durante el Plioceno Inferior o bien responder a la posterior acción erosiva de las corrientes. El relleno de estos canales se produjo inicialmente por una importante acumulación de brechas arcillosas resultado del colapso gravitacional de áreas próximas al umbral potencialmente inestables. Una nueva etapa erosiva desmanteló parcialmente los depósitos de brechas arcillosas y labró un nuevo surco en el paleocanal meridional, que fue colmatado por arenas lito-bioclásticas transportadas por las intensas corrientes del Estrecho. Se produjo posteriormente y sólo limitada a ciertas zonas, la sedimentación de un conglomerado constituido por cantos líticos y biogénicos de clara procedencia costera o de plataforma. Por último, coronando la secuencia, se instaló en el Estrecho un régimen de corrientes que favoreció el desarrollo de una gran productividad biogénica generando importantes acumulaciones bioclasticas cementadas en forma de montículos (litohermos). Dataciones de U/Th indican una edad de entre 150-180 ka para el primer metro de estos sedimentos.

Palabras clave: Estrecho de Gibraltar, paleocanales, avalanchas submarinas, brechas, Plio-Cuaternario

Abstract: Boreholes drilled in the Strait of Gibraltar down to 222 m allow us to carry out a new interpretation of its Main Sill (Camarinal Sill). The Main Sill has been hitherto interpreted as a N-S range of *flysch* units resistant to marine erosion. The results now acquired show that it consists of two E-W paleo-channels, eroded until 650 m deep and separated by a central *flysch* outcrop (Monte Tartesos). The ages of the main events involved in the erosion of the channels are not yet fixed. The first stages could be contemporaneous with the opening of the Strait during the lower Pliocene or result of a later marine currents erosion. The infilling of the channels was initially due to the deposition of clay breccias result of the gravitational collapse of unstable areas placed in the surroundings. These breccias were partly eroded in the southern channel during a new erosional stage, which was followed by deposition of bio-lithoclastic sands transported by the intense Strait currents. Afterwards, but limited to certain areas, a conglomerate made of lithic and bioclastic pebbles of a clear coastal and platform origin was deposited. The last unit is constituted by a well cemented mounds of bioclastic limestone (lithoherms) favoured by the high biogenic productivity associated to the current regime. The samples dated with U/Th in the first upper meter show an age of 150-180 ka.

Key Words: Gibraltar Strait, paleo-channels, submarine slumps, breccia, Plio-Quaternary

Esteras, M., Izquierdo, J., Sandoval, N.G. y Bahmad, A. (2000): Evolución morfológica y estratigráfica plio-cuaternaria del Umbral de Camarinal (Estrecho de Gibraltar) basada en sondeos marinos. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4):539-550

El Umbral de Camarinal, situado en la fachada atlántica del Estrecho de Gibraltar (Fig. 1), está constituido en su parte profunda por una sucesión de altos topográficos (Fig. 6,B), Monte Seco (-85 m) y Monte Tartesos (-155 m); los collados con máximas profundidades de -300 m se localizan al N y S del Monte Tartesos. A ambos flancos del Umbral se desarrollan fuertes taludes que descienden hacia las depresiones de las Hoyas de Levante (-505 m) y de Poniente (-635 m).

El Estrecho de Gibraltar se localiza en la parte frontal del denominado Arco de Gibraltar, resultado de la deriva hacia el O, en el límite Mioceno inferior-medio del bloque de Alborán sobre los dominios corticales Sudibérico y Magrebí (Balanyá *et al.*, 1988). El Umbral ha sido interpretado como un relieve residual del prisma acrecional del Complejo de Flyschs que, en homología (Didon *et al.*, 1973) bien comprobada, unía las dos orillas con anterioridad a la apertura del Estrecho.

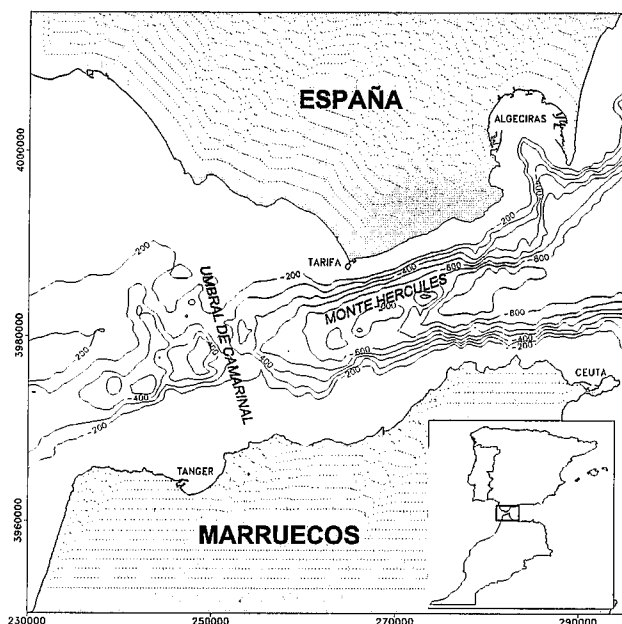


Fig. 1.- Situación general del área de estudio.

Por su abrupta morfología, en el Umbral deberían aflorar las formaciones de *flyschs* con litología más competente, en especial los tramos oligo-aquitanienses de las unidades de Algeciras (Beni-Ider), Bolonia (Tala-Lakrah), o Aljibe (Numídico).

El objetivo de esta contribución es el análisis de los resultados de las investigaciones realizadas, principalmente con sondeos, para el proyecto de la Comunicación fija Europa-África a través del Estrecho de Gibraltar mediante un túnel ubicado en el Umbral de Camarinal, zona donde se presentan las mínimas profundidades.

Investigaciones realizadas

Inicialmente, las investigaciones se centraron en la sísmica de reflexión monocanal (*sparker*, *geopulse*, *uniboom*, etc.) cubriendo, con más de 8.000 km de perfiles, toda el área del Estrecho entre los meridianos 5°10' y 6°04'. El resultado (Sanz *et al.*, 1991) fue la cartografía de pequeñas cuencas cuaternarias en la parte central del Estrecho y el inicio de las cuencas de Alborán y de Cádiz en las fachadas mediterránea y atlántica, respectivamente. En el resto del área, incluido el Umbral, la respuesta sísmica es la de un basamento acústico sin reflectores internos, que fue interpretada como perteneciente al Complejo de Flyschs. Los perfiles de sísmica multicanal realizados con posterioridad, apenas mejoraron la información sísmica: todo el Umbral presentaba una respuesta de basamento acústico (Fig. 2A), atribuida, equivocadamente, a afloramientos de sustrato de *flyschs*, y únicamente en la cuenca cuaternaria que se desarrolla entre el Umbral y Tarifa (Fig. 2B) aparecen reflectores sísmicos interpretables.

Las 2.000 muestras de gravedad y los sondeos cortos (con menos de 5 m de penetración) perforados con sondas autónomas, mostraron que en las dos plataformas continentales y en el Monte Tartesos afloran las

mismas unidades de *flysch* que en las dos orillas. Los taludes continentales aparecen frecuentemente cubiertos por brechas de pendiente muy cementadas con clastos duros de turbiditas (Sandoval *et al.*, 1996), mientras que en los dos collados del Umbral están ampliamente representadas las calizas litohermicas, actualmente en estado de bioconstrucción (Izquierdo *et al.*, 1996). La batimetría multihaz (escala 1:5.000 y equidistancia de 1 m), así como los registros del sonar de barrido lateral y los reconocimientos visuales con un minisubmarino tripulado (Shimkus *et al.*, 1996), confirmaron la existencia de grandes estructuras de *flyschs* en ambas plataformas y de extensos campos de litohermos en las zonas más profundas, a partir de la cota -220m.

Como la determinación del espesor del recubrimiento del sustrato de *flyschs* por métodos geofísicos se reveló ineficaz, su investigación tuvo que realizarse con sondeos mecánicos profundos (Fig. 3) desde barcos con posicionamiento dinámico.

Debido al fuerte régimen de corrientes del Estrecho, donde se llegan a superar 6 nudos de velocidad en mareas vivas, las primeras perforaciones resultaron infructuosas.

En las campañas *Bucentaur 97* y *Norskald 98-99* se operó únicamente en mareas muertas (2 "ventanas" mensuales de 5 a 8 días) en las que las corrientes son inferiores a 3 nudos). Los sondeos se realizaron con el sistema *piggy-back*, empleando baterías testigueras tipo HDB.GR y varillaje de 3,5" de diámetro. La tubería de 5" API utilizada como *miniriser*, estuvo tensionada por un bastidor de fondo (*frame*) y revestida con carenas anti-corriente (*fairings*). Con este modo operativo se consiguieron realizar en 8 meses de trabajos, un total de 12 sondeos a testigo continuo (Fig. 3), la mitad de los cuales sobrepasaron los 100 m, con una penetración máxima de 222 m.

Litologías perforadas

Las litologías que a continuación se describen son todas las que se han atravesado en los sondeos (Fig. 3,B). El alto porcentaje de testigo recuperado, generalmente superior al 90%, permite matizar la naturaleza y génesis de los materiales perforados, que se limitan a distintas sucesiones de las unidades de *flyschs* y a recubrimientos y rellenos postorogénicos.

De techo a muro la sucesión de litologías es la siguiente:

Calizas litohermicas

Reconocidas en los muestreos con tomatestigos de gravedad y por primera vez perforadas en la campaña de sondeos cortos *Kommandor Therese 94*, representan la formación más superficial que recubre, de forma casi generalizada, los fondos del Estrecho a partir de la isobata 220 m, a los que protege de la erosión submarina.

Estas calizas coralinas constituyen litohermos (montículos de tamaño decamétrico, alargados en el

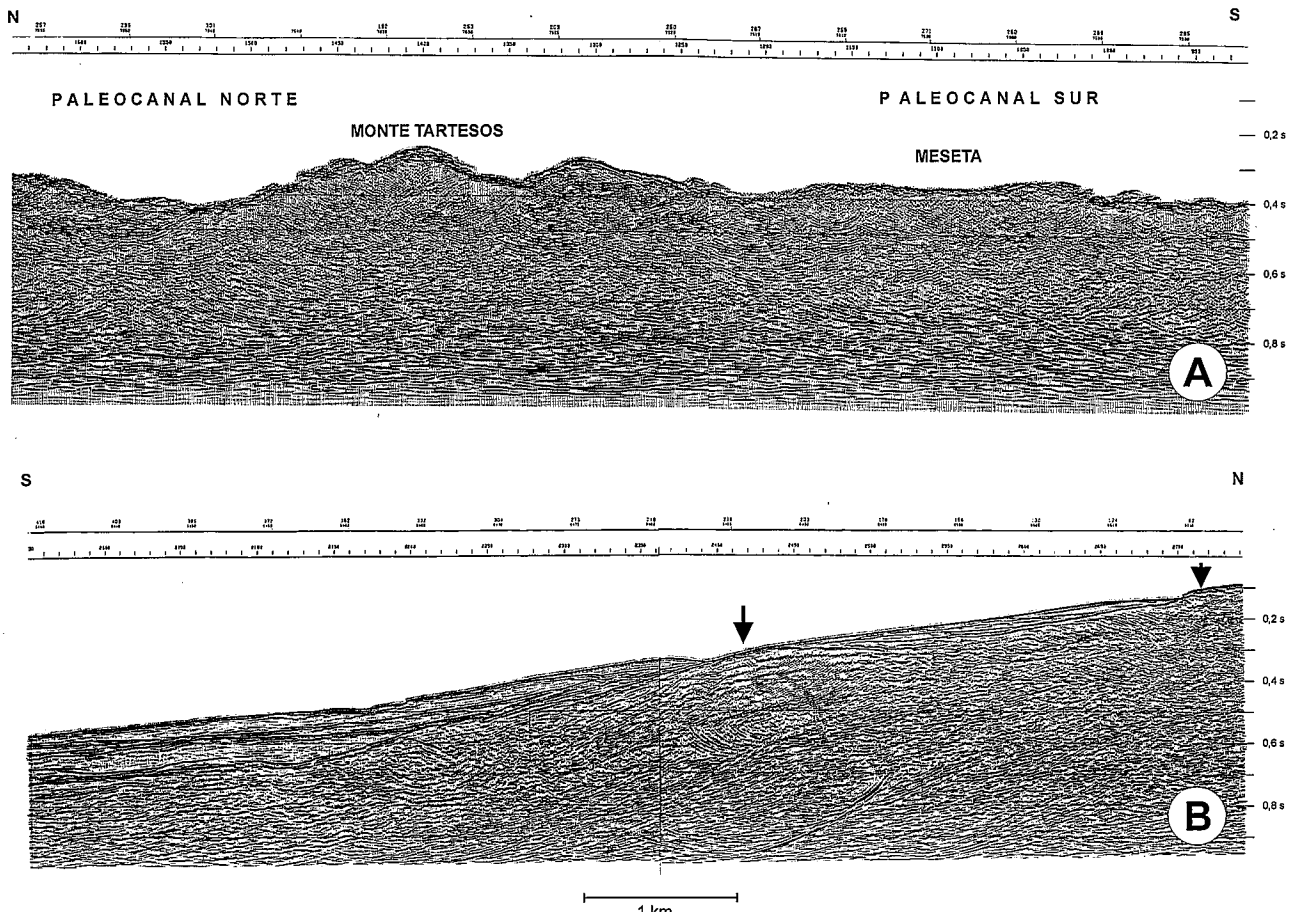


Fig. 2.- Perfiles de sísmica multicanal (ver situación de los perfiles en figura 5,B): A) Línea HR-3023. Perfil que corta los dos paleocanales cuyo relleno plio-cuaternario presenta idéntica respuesta sísmica que los afloramientos de *flysch* del Monte Tartesos. Longitud: 5,5 km. B) Línea HR-7050. Depósitos cuaternarios con reflectores interpretables en la cuenca de Tarifa sobre el substrato de *flysch* que aflora al Norte y centro del perfil (flechas). Longitud : 6 km.

sentido de las corrientes dominantes E-O) en los que los bioclastos han sufrido una cementación penecontemporánea a su desarrollo (Izquierdo *et al.*, 1996). El esqueleto (Fig. 4A) de las calizas está constituido por restos de una fauna afótica de aguas frías en la que predominan los corales ahermatípicos (Álvarez *et al.*, 1995), fundamentalmente los ramificados (*Lophelia pertusa*, *Dendrophyllia cornigera*, *Madrepora oculata*) y formas solitarias (*Caryophyllia cyathus*, *Desmophyllum cristagally*); son también muy frecuentes los balanos (*Verruca sp.*) y briozoos. La matriz es muy abundante; la fracción arenosa está formada por bioclastos y en menor proporción litoclastos (cuarzo y cantos de *flysch*); la fracción micrítica es también muy importante, llegando en algún caso a constituir el componente esencial de la matriz, tratándose de un barro micrítico de precipitación directa u originado por la erosión de los fragmentos mayores. Prácticamente la matriz rellena todos los huecos entre bioclastos. El cemento es calizo e igualmente abundante. Frecuentemente, existen huecos deposicionales de tamaño centimétrico, a veces recubiertos por una pátina de óxidos de hierro y manganeso.

Los litohermos se generan en un ambiente de aguas profundas y frías, sometidas a un régimen de corrientes capaz de aportar grandes cantidades de nutrientes y de modelar y estructurar las acumulaciones de fragmentos

bioclasticos, principalmente de corales (Neumann *et al.*, 1977). Los campos de litohermos son los responsables de la actual organización geomorfológica de los altos fondos del umbral y zonas circundantes. Están presentes en toda el área, con un espesor máximo de 24m reconocido en sondeos (BU-2A), pero que se estima podrían alcanzar una potencia de unos 40-50 m en los litohermos más desarrollados.

Al contrario de lo que ocurre en algunas zonas del Mediterráneo, donde las comunidades coralinas se han extinguido en la última época postglaciar (Pleistoceno terminal), en el Estrecho de Gibraltar, subsisten y, si bien se aprecia una menor productividad actual, son numerosos los ejemplares vivos extraídos con sacatesigos de gravedad o directamente observados con el minisubmarino de la campaña *Rift-Argus 94* (Shimkus *et al.*, 1996).

Las dataciones con ^{14}C realizadas por la Universidad "La Sapienza" de Roma en 6 testigos correspondientes a 3 sondeos cortos situados en el área de La Meseta, dieron unas edades comprendidas entre 22 ka y 35 ka BP, para una profundidad entre 0,21 y 2,70 m. Posteriores dataciones realizadas en el laboratorio GEOTOP de la Universidad de Montreal por el método del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ en 4 muestras de testigos del sondeo BU-3C, dan edades entre 155,3 ka y 186,6 ka (estadio isotó-

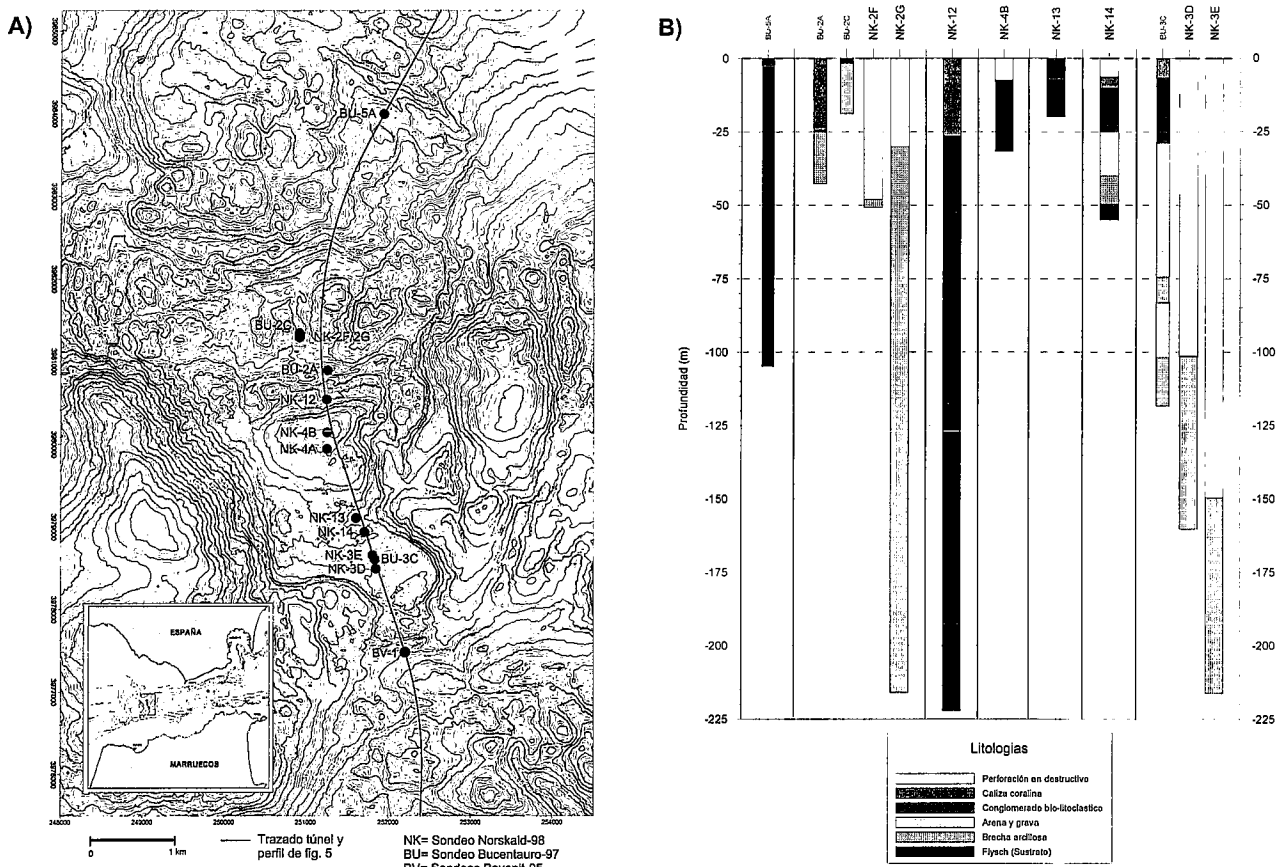


Fig. 3.- A) Situación de los sondeos realizados durante las campañas *Bucentaur 97* y *Norskald 98/99*. B) Columnas litoestratigráficas sintéticas de los principales sondeos.

pico 7) a profundidades de 1,1 y 1,5 m. Los autores de estas últimas dataciones (informe interno) atribuyen las importantes diferencias de edad observadas en muestras de profundidad similar, al hecho de que una contaminación del 1 al 3% por carbono oceánico actual, puede proporcionar edades aparentes ¹⁴C del orden de 25 ka a 35 ka.

Estas edades, que se atribuyen en la bibliografía mediterránea a los niveles marinos altos del Pleistoceno, se han demostrado posteriormente debidas a contaminaciones.

Dos muestras del mismo sondeo, tomadas a profundidades de 3,3 y 3,7 m de profundidad, se salen fuera del método de datación por desequilibrios entre el ²³⁰Th/²³⁴U/²³⁸U, pero al no ser muy altas las relaciones ²³⁰Th/²³⁴U ni ²³⁴U/²³⁸U, GEOTOP indica que estas muestras representarían, con ciertas dudas, un episodio marino más antiguo que el estadio isotópico 7, eventualmente el 9 o incluso el 11.

Conglomerados basales

Únicamente están presentes en la zona de La Meseta (Fig. 5). Se han reconocido en los sondeos BU-3C y NK-14, donde se cortaron 22 y 15 m de espesor, respectivamente. El contacto es neto con las calizas coralinas y gradual con las arenas infrayacentes.

Son conglomerados lito-bioclásticos, con alta heterometría y matriz-soportados, en los que los clastos lí-

ticos están constituidos por distintas litologías de *flyschs*, fundamentalmente areniscas finas convolutadas con litofacies del Paleoceno-Cretácico Superior; los bioclastos son piezas de balanos y fragmentos de gasterópodos, bivalvos, corales solitarios y gran abundancia de rodolitos (Fig. 4B y D). Los cantos de *flyschs*, de hasta 5 cm de diámetro, están muy rodados, siendo subesféricos o planares y algunos presentan huellas de moluscos litófagos, hechos que evidencian su génesis costera. La matriz es arenosa micrítica y muy abundante, ocupando en algún tramo la casi totalidad del testigo. El cemento es calizo, de proporción variable y aunque abundante en general, disminuye progresivamente hacia la zona basal, donde llega estar ausente.

Las 7 muestras de balanos y rodolitos de testigos del sondeo BU-3C, tomadas entre 8,05 y 19,60 m de profundidad se salen de los límites de datación por ²³⁰Th/²³⁴U, pero, por el índice de fijación relativa del uranio, GEOTOP, también con dudas, indica que, al igual que la base de las calizas coralinas, podrían representar el estadio isotópico 9 o incluso el 11.

Arenas litobioclásticas

Según las perforaciones realizadas, únicamente están representadas en la zona de La Meseta. En el sondeo BU-3C se testificaron entre los 29 y 102 m de profundidad (con una intercalación de brechas arcillosas entre 74 y 83 m). También se encontraron a 15 m en el

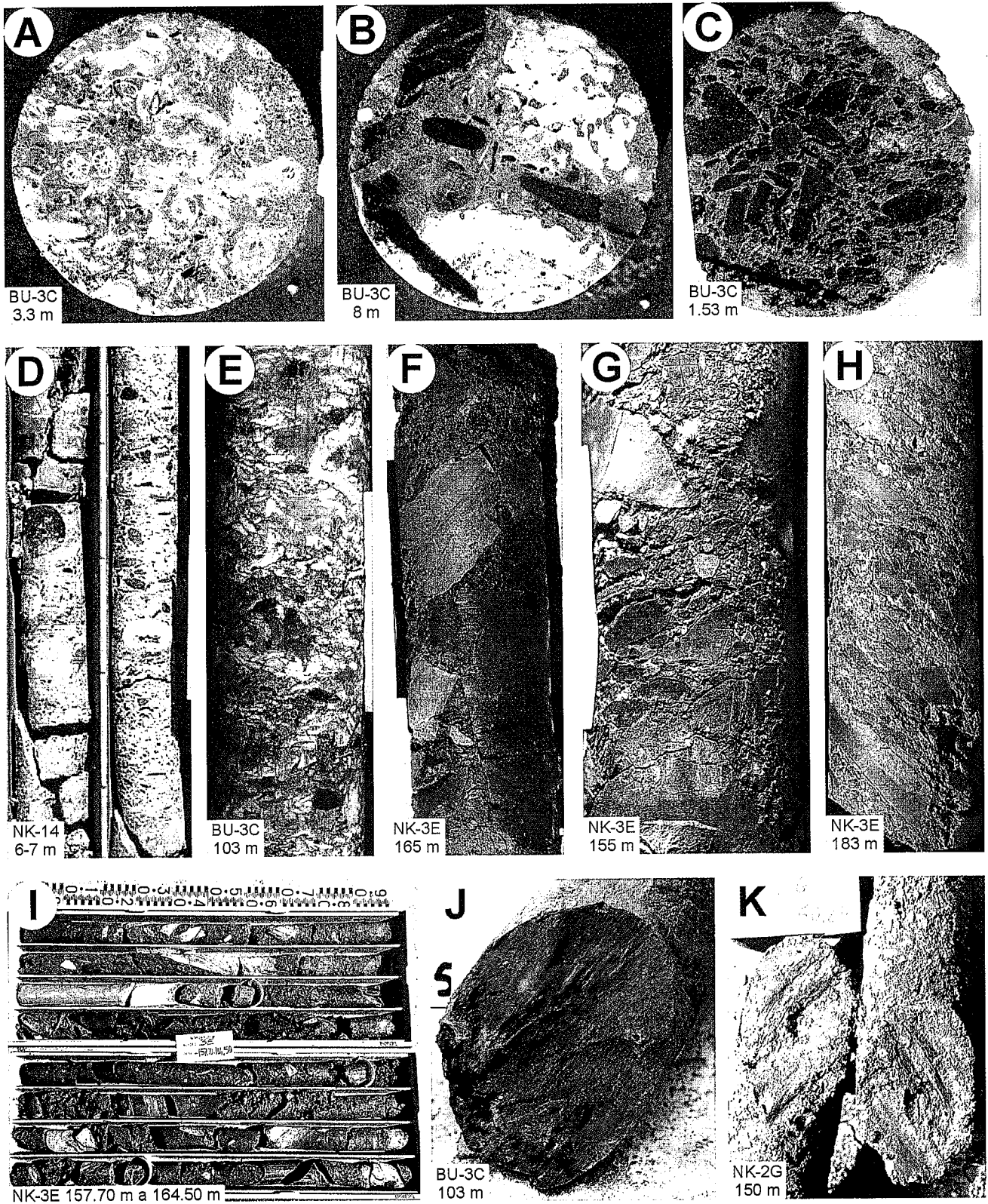


Fig. 4.- Testigos de sondeos \bar{A} 4,5 cm. A) Sección en calizas coralinas. B) Sección en conglomerados bio-litoclásticos con rodolitos y cantos de *flysch*. C) Sección en brechas arcillosas. D) Conglomerados con una cierta ordenación subhorizontal en los cantos planares. E) Arenas bioturbadas no cementadas. F) y G) Heterometría en clastos pelíticos y matriz de la brecha arcillosa. G) Imbricación-ordenación planar (35° de inclinación) de clastos pelíticos de la brecha. I) Caja de testigos de la brecha arcillosa, donde se aprecia la elevada heterometría y angulosidad de los clastos de pelitas y calcarenitas. J) Estrías de una sola orientación en la cara de un canto de la brecha arcillosa en el contacto con la matriz. K) Estrías de fricción en el interior de la matriz arcillosa de la brecha.

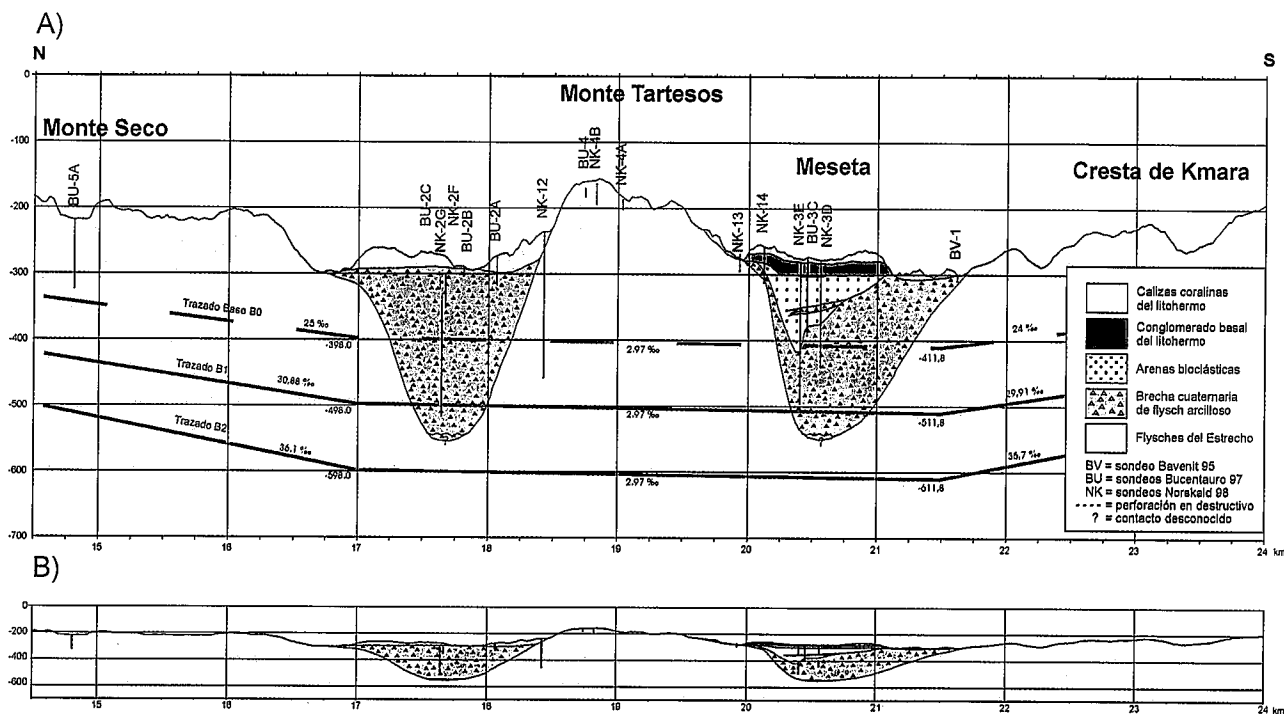


Fig. 5.- Corte geológico del sector central del Umbral (ver situación en figura 3A). A) Paleocanales con los sondeos realizados y trazados propuestos para la solución túnel del Enlace fijo. Ev = 5 x Eh. B) Perfil de Ev = Eh.

NK-14. Los sondeos, NK-3D y 3E perforaron en destructivo esta litología, sin recuperación de ripios.

Estas arenas gruesas (su clasificación granulométrica entraría dentro de la denominación grava) están constituidas fundamentalmente por granos de cuarzo y bioclastos muy fragmentados de balanos, corales solitarios y equínidos; también existen pequeños cantos muy rodados de *flyschs*. Los granos de cuarzo, en general, son homométricos, entre 1 y 1,5 mm, están muy rodados y alguno de ellos parece eolizado; probablemente proceden de la erosión de las areniscas numídicas y del *flysch* de Algeciras. Los cantos biogénicos y de *flysch* están profundamente alterados, respectivamente a calcita pulverulenta (diagénesis que dificulta cualquier tipo de datación) y a arcillas, que hacen el efecto de matriz, lo que confiere al conjunto una cierta cohesión. Están muy compactadas y saturadas de agua, por lo que se han podido testificar con una importante recuperación que alcanza frecuentemente el 100%. En general, los testigos tienen un aspecto exterior de roca dura, aun cuando el cemento está totalmente ausente y la cohesión es escasa (Fig. 4E).

El contenido medio en carbonatos es del 60%, con valores máximos del 71% y corresponde, en su práctica totalidad, a bioclastos o calcita procedente de su alteración.

Los análisis de una muestra del sondeo BU-3C a 41,5 m y de dos bioclastos a 95,75 m, indican que los carbonatos han experimentado prolongados efectos diagénéticos por el aumento de las relaciones $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ y del $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, siendo significativamente más altos que en los niveles superiores. La tendencia al enriquecimiento creciente en isótopos descendientes parece ser típica de las formaciones del Pleistoceno Medio e Inferior, ³ estadio isotópico 11, del Mediterráneo occidental (Hillaire-Marcel *et al.*, 1996).

Brechas arcillosas

Esta formación ha sido ampliamente testificada (unos 400 m de testigo recuperado) en los sondeos NK-2G y en el grupo BU-3C y NK-3D y NK-3E.

Se trata de una brecha polimíctica (Fig. 4C) de coloraciones gris-verdosas y marrón-rojizas en la que los clastos son fundamentalmente argilíticos y todos pertenecientes a distintos tramos de las unidades de *flyschs* conocidas en el Estrecho, especialmente de sus sucesiones basales. Las dataciones con nanoplancton calcáreo determinadas en los cantos pelíticos de coloración rojiza, están comprendidas entre el Eoceno y Oligoceno, mientras que en los de colores grisáceos la edad es generalmente Senoniense y, en un caso, Cretácico Inferior.

Los clastos presentan una heterometría muy alta (Fig. 4I). En general el tamaño medio es centimétrico, pero existe gran variabilidad, desde clastos milimétricos a bloques superiores a 1 m, tanto de calcarenitas y areniscas calcáreas, como de pelitas y argilitas rojas (Fig. 4F).

Los clastos argilíticos rojos son generalmente muy angulosos, irregulares de forma y tamaño (hasta 1,5 m), tal como corresponde a la rotura de una formación masiva, como las pelitas oligocenas; los cantos argilíticos de coloraciones grises tienden a formas paralelepípedicas debido a la estratificación y diaclasado que presentan los *flyschs* del Cretácico y Paleoceno de los que proceden. Los clastos calcareníticos son muy angulosos y es frecuente, en los de mayor tamaño, que sus caras sean planas, paralelas a la estratificación y que una de ellas corresponda a la base de banco y presente figuras de corriente.

Dada la gran heterometría con abundantes finos de arcillas, que hacen el efecto de matriz, se produce un empaquetamiento muy denso que, junto con la humedad natu-

pre invertido (con abundantes figuras de corriente en base de banco), oscila entre 50 y 75°. Es de señalar que las pelitas superiores, en el contacto con las calizas coralinas, se encuentran muy alteradas en el primer metro y que la alteración penetra hasta unos 10 m, siendo visible por el cambio a tonalidades amarillentas de los cantos pelíticos rojos.

Los sondeos situados en el alto del Monte Tartesos, BU-4, NK-4A y NK-4B, cortaron argilitas grises y calcarenitas del Paleoceno, con buzamientos entre 30-60°, también invertidos.

El sondeo NK-13, situado en el límite morfológico entre el Monte Tartesos y la Meseta, alcanzó, por debajo de 7 m de calizas coralinas, el sustrato de *flysch* representado por 12 m de argilitas grises fisuradas, con pequeñas intercalaciones de calcarenitas subhorizontales, con alto grado de fracturación y alteración. Las dataciones realizadas con nannoplancton en la base del sondeo, indican una edad Campaniense superior-Maastrichtiense inferior. El sondeo NK-14, ubicado algo más al Sur, en el área septentrional de La Meseta, cortó la misma litología bajo un relleno de brechas.

El contacto del *flysch* con los materiales suprayacentes (calizas coralinas o brechas) es siempre neto y el *flysch* se encuentra alterado, tal como corresponde a un contacto erosivo.

Resultados obtenidos

Las campañas de sondeos han puesto de manifiesto que bajo los campos de litohermos que tapizan los dos collados del Umbral, existen dos profundos paleocanales colmatados por una importante sedimentación plio-cuaternaria (Fig. 5).

Ambos paleocanales están separados por el Monte Tartesos, fuerte elevación topográfica que se sitúa en el centro del Umbral, constituida por un afloramiento de *flyschs* en sucesión invertida, perteneciente a la unidad de Algeciras o Bolonia; un sondeo perforado en su ladera septentrional, hasta la cota -457 m, cortó una columna litológica nada dislocada, que asegura su atribución al sustrato de *flyschs* e impide cualquier atribución a un gran bloque deslizado.

Los sondeos realizados en la zona central de los paleocanales, a pesar de su importante profundidad, hasta la cota -520 m, no alcanzaron el sustrato. El paleocanal Norte, según los datos disponibles, está relleno exclusivamente por brechas arcillosas, mientras que la colmatación del paleocanal Sur es más compleja, ya que en el depósito de brechas, que alcanzan la misma altura, cota -300 m, se ha excavado un nuevo paleocanal, relleno por arenas y gravas lito-bioclásticas coronadas por conglomerados.

Evolución geológica de los paleocanales del Umbral de Camarinal. Discusión

La morfología del Umbral y las sucesiones estratigráficas en el relleno de los paleocanales permiten emitir una hipótesis preliminar, que será corroborada en

posteriores campañas de investigación, sobre los sucesivos procesos de erosión y sedimentación que se han desarrollado en los mismos. La secuencia evolutiva estaría constituida por las siguientes etapas expuestas en los bloques diagrama de la figura 6A:

1) *Fase erosiva 1* (Fig. 6A-1): Durante esta etapa se produce el modelado de los canales en el sustrato de *flysch*. La edad de esta erosión no es determinable, por cuanto los sedimentos más antiguos conocidos que los fosilizan (brechas) no contienen elementos líticos o biológicos datables. Así pues, su configuración tanto puede ser herencia de la inicial apertura del Estrecho de Gibraltar producida hace unos 5,5 Ma, como ser muy posterior, ya que durante el amplio periodo que sigue a la génesis del Estrecho, la intensa erosión submarina asociada al intercambio de aguas entre los dos mares ha podido retocar profundamente la primitiva morfología del Estrecho haciendo avanzar hacia el este o el oeste el primer umbral submarino.

De todas formas es un hecho que en esta zona se ha producido una intensa erosión, prolongada en el tiempo como lo demuestra la alteración de los afloramientos de *flyschs* y no la de las brechas que los cubren. Con los datos actuales, el sustrato se encuentra por debajo de la cota -515 m y si se considera que las actuales Hoyas de Poniente representan un resto del primitivo canal erosivo, sus profundidades máximas (-635 m) indicarían que la incisión llegó a profundidades de este orden. En cualquier caso, durante esta etapa se generaron dos valles de dirección E-O entre los que queda como testigo el Monte Tartesos, cuyas laderas presentan pendientes que superan el 70%. Los datos existentes indican que la erosión ha sido submarina e iniciada en materiales blandos, probablemente pertenecientes a las sucesiones basales fundamentalmente arcillosas, de las unidades de Bolonia/Tala Lakrah o Algeciras/Beni Ider que forman parte de bloques de *flyschs* estructurados E-O por fallas en la misma dirección.

2) *Fase de relleno* (Fig. 6A-2): La erosión de los canales queda interrumpida por la brusca sedimentación de las brechas arcillosas que los colmatan hasta, aproximadamente la cota -300 m.

La naturaleza litológica de las brechas, con clastos de heterometría muy alta, subangulosos, fundamentalmente arcillosos, de edades relativamente constantes (Cretácico Superior y Eo-Oligoceno) y la ausencia de estratificación y gradación, así como la inexistencia de intercalaciones de otros materiales extraños a los *flyschs*, indican que se trata de un depósito de avalancha submarina tipo *debris flow* o coladas de derrubios de alta densidad y viscosidad. Los deslizamientos submarinos de esta tipología se generan en afloramientos con pendientes fuertes en los que se sobrepasa la resistencia de los materiales a favor de discontinuidades (estratificaciones, contactos, fallas) y frecuentemente son inducidos por movimientos sísmicos (Lowe, 1982). Se ha descrito (Braga y Comas, 1999) una pequeña intercalación de brechas de similares características en el mar de Alborán, interpretada como una sísmica intercalada entre secuencias turbidíticas distales.

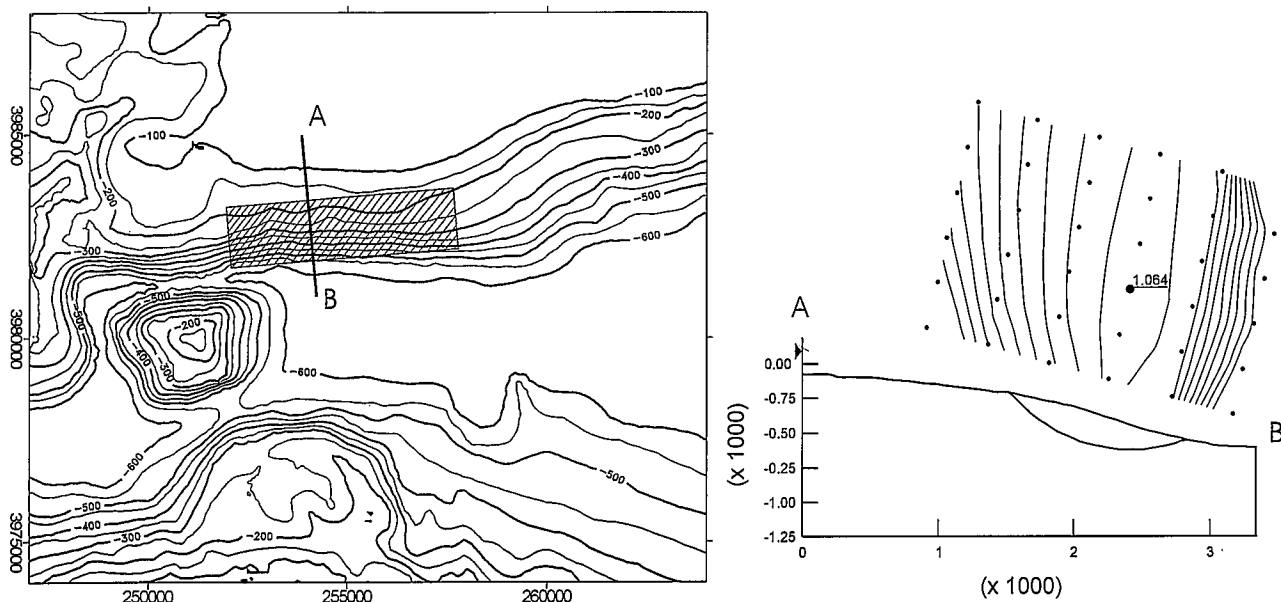


Fig. 7.- Batimetría en la fase erosiva I con el Monte Tartesos aislado entre los dos canales. En trama, el área potencialmente deslizante deducida a partir de un análisis por elementos finitos de la estabilidad del talud A-B. Se representa el centro de rotación del caso más desfavorable (F.S.=1064).

El gran volumen de brechas implicado en el relleno de los paleocanales no permite suponer que las brechas puedan haberse originado a partir de deslizamientos de sus propias laderas, ya que estas no pueden generar suficiente cantidad de materiales. Con los datos actuales, es obligado pensar que el área fuente de las brechas debieron ser afloramientos de *flyschs* más alejados de los canales, pudiéndose plantear, como más probables las dos hipótesis que se exponen y sitúan en la figura 6B:

a) En la hipótesis que se considera más probable, el bloque deslizado se ubicaría en el área comprendida entre el Monte Seco y el Espolón de Tarifa (Fig. 6B1). La actual morfología de la zona deslizada, a pesar de presentar un retoque erosivo posterior y una sedimentación reciente bien controlada por geofísica (Fig. 2B), permite inferir la situación de la cicatriz de la cabecera del deslizamiento y suponer con cierta seguridad (cartografía geológica y perfiles sísmicos), que en esta zona existen *flyschs* poco armados, tipo Almarchal o sucesiones basales, que son los constituyentes de las brechas. También cabe decir que, morfológicamente y por geofísica, se ha detectado, siguiendo aproximadamente la curva batimétrica -200 m, un deslizamiento en los materiales cuaternarios sub-actuales que genera, en las proximidades del Espolón de Tarifa, un claro *rollover*. Finalmente, se destaca que el volumen potencialmente deslizante en esta área es de gran entidad, unos 6,5 km³, máxime si se tiene en cuenta que pudo afectar incluso a zonas parcialmente emergidas, ya que la época en que se produjo el deslizamiento es anterior a la abrasión de la plataforma continental actual.

Un cálculo aproximado (Fig. 7), realizado por el método de elementos finitos, de la estabilidad del talud existente con anterioridad al deslizamiento submarino, indica un factor de seguridad para el mismo próximo a 1. Las pendientes consideradas son las propuestas para el talud norte de la figura 6 A 1. Los parámetros geotéc-

nicos empleados ($c'=1,2$ kg/cm², $\phi=23^\circ$, $\rho=2,3$ gr/cm³ y saturación 100%) proceden de los ensayos realizados en muestras de sucesiones basales de *flysch* que constituyen los clastos de las brechas arcillosas.

El área potencialmente deslizante coincide con la propuesta en la reconstrucción paleogeográfica (Fig. 6A 2). El terreno se ha considerado como un suelo cohesivo homogéneo, sin planos de debilidad ni estructuración interna. Para estas condiciones un factor de seguridad próximo a 1 indica que el terreno es susceptible al deslizamiento; este parámetro sería inferior a 1 si la estructura interna del macizo rocoso fuera desfavorable (buzamientos a favor de la pendiente, planos de debilidad internos, etc.), hecho que parece bastante probable. Por otra parte, un primer deslizamiento rotacional del tipo del indicado crearía, a su vez, inestabilidades en la cabecera que generarían nuevos desprendimientos.

Así pues, la avalancha generada alcanzaría el fondo del Estrecho y su frente se desplazaría hacia el sur y oeste, taponando los dos canales, hasta llegar a las Hoyas de Poniente que quedarían como un resto erosivo.

b) En la otra hipótesis, la zona deslizada correspondería a la Cresta Kmara (Fig. 6B-2). Por una parte, este relieve presenta una morfología sospechosa por cuanto sobresale de la alineación general del talud de la plataforma continental marroquí y, por otra, en el interior de su estructura arqueada aparecen dos hoyas con profundidades superiores a los 300 m. Estos datos indicarían que toda la Cresta Kmara pudiera estar afectada por varias superficies de deslizamiento de bajo ángulo que dislocasen profundamente el afloramiento y que el frente deslizado, mucho más brechificado, rellenase el Canal Sur y, contorneando el Monte Tartesos, alcanzase también el Canal Norte hasta colmatarlo a una cota similar. Esta hipótesis podría explicar satisfactoriamente el relleno del Canal Sur, pero lo hace de manera forzada en el Canal Norte.

3) *Fase erosiva 2* (Fig. 6A-3): Una vez rellenos los canales y la zona en que actualmente se sitúan las Hoyas de Levante, Cresta de Hispalis y parte de la Cuenca de Tarifa, se produce una importante erosión de la lengua del deslizamiento, haciendo desaparecer todas las brechas situadas al este del Monte Tartesos, quedando preservadas del orden de 1 km³ de éstas, únicamente en el meridiano de esta elevación, donde se crearía ya un pseudo-umbral. En el Paleocanal Sur se excava, en el relleno de las brechas, un nuevo canal cuya profundidad, según el sondeo BU-3C, sería del orden de 100 m (podría ser superior) y presentaría pendientes relativamente fuertes, por lo que se deduce de los sondeos NK-14 y BU-3C (Fig. 5).

En el Paleocanal Norte no parece que se haya excavado un canal similar al encontrado bajo la zona de La Meseta, según indican los sondeos de la campaña *Bucentaur 97* que está distribuidos a intervalos regulares, controlando la mitad sur del paleocanal. Sí es importante señalar que, en los tramos superficiales de estos sondeos, aparecieron niveles milimétricos de arenas de cuarzo y fósiles cuaternarios que pueden representar, tanto una remoción erosiva de las brechas con contaminación de materiales posteriores (hipótesis más probable), como la incorporación de estos materiales a la brecha durante la fase del deslizamiento.

4) *Fase de sedimentación, etapa I* (Fig. 6A-4): En esta etapa de relleno, grandes volúmenes de arenas serían transportadas por las corrientes de fondo, probablemente en forma de megadunas submarinas, desde el Mediterráneo al Atlántico (o viceversa) atravesando el Umbral anteriormente generado por la lengua de deslizamiento. Parte de estos sedimentos móviles quedarían atrapados en el canal labrado en las brechas que rellenan el Paleocanal Sur, mientras que inestabilidades generadas en las laderas del mismo, producirían pequeños deslizamientos constituyendo brechas resedimentadas de segunda generación que se indentarían entre las arenas; serían las brechas que aparecen intercaladas en las arenas litobioclásticas del sondeo BU-3C (Figs. 3B y 5) que, aunque escasos, contienen elementos bioclásticos extraños a las auténticas brechas.

En el Canal Norte, ya constituido como un collado del Umbral, se produciría un *by-pass* de las dunas por su parte alta, con una sedimentación escasa o nula.

Las Crestas Hispalis y otros relieves que se desarrollan con claras orientaciones N-S al oeste del Umbral, podrían representar grandes dunas, posteriormente fosilizadas, generadas en esta fase en la que domina el transporte de fondo, similares a las que actualmente se desarrollan al este de la Cresta Kmara por acción de las corrientes de fondo de aguas mediterráneas.

5) *Fase de sedimentación, etapa II* (Fig. 6A-5): Con posterioridad y, aparentemente en tránsito gradual con las arenas, se produce un depósito de conglomerados muy rodados, de indudable origen litoral (costa marroquí). Retenemos como hipótesis probable, que constituyeran un abanico de dimensiones reducidas que se

depositó exclusivamente sobre la parte alta del Paleocanal Sur, preservando de la erosión, tanto a las arenas como a las brechas infrayacentes. La forma de zapatilla que presenta La Meseta puede corresponder a la morfología del abanico inicial, más o menos retocada. Prácticamente, estos conglomerados no aparecen en el Paleocanal Norte, donde sólo el sondeo BU-2C cortó 1 m. Las brechas cementadas que aparecen en varios sondeos y muestras de superficie de otras zonas de los taludes continentales, tienen una génesis muy diferente, ya que representan encostramientos recientes de derrubios de ladera.

Esta fase debe asociarse a un cambio en las condiciones paleoclimáticas, que modificaron los procesos asociados a las corrientes oceánicas en el Estrecho, principal agente erosivo en el área. Probablemente representan un descenso del nivel del mar que dio lugar a que depósitos inicialmente originados en las plataformas (como los conglomerados basales) sufrieran removilizaciones y fueran transportados hacia zonas más profundas.

6) *Fase erosiva 3* (Fig. 6A-6): Es de escasa entidad y sólo parece haber originado la excavación de las Hoyas de Levante, depresión ovalada que interrumpe las alineaciones N-S, que se desarrollan al E del Monte Tartesos. En el Umbral parece que solo afectó a la erosión del pedúnculo de unión entre el abanico de los conglomerados de La Meseta y su canal de alimentación, situado al pie de la Cresta Kmara. En el canal que, aproximadamente a la cota -300 m, se desarrolla entre La Meseta y la Cresta Kmara existen criterios para pensar que los conglomerados están erosionados, ya que el único sondeo realizado en esta zona, el BV-1 (3 m de penetración), cortó directamente las brechas arcillosas y, por otra parte, dicha cota coincide con la zona de contacto de la brecha con los conglomerados, en los sondeos BU-3C y NK-14.

7) *Fase de bioconstrucción* (Fig. 6A-6): Es la única fase cuya edad es conocida por dataciones con ¹⁴C y Th/U de los sedimentos de La Meseta y por datos conocidos en otras partes del Mediterráneo. Indica nuevamente fuertes cambios en las condiciones paleoclimáticas que dan lugar a la variación de los procesos de erosión-sedimentación en el Estrecho al verse alteradas en gran manera las corrientes submarinas en esta área.

Durante las últimas bajadas del nivel del mar, en las aguas frías y en las zonas afóticas, se desarrollaron colonias de corales ahermatípicos, cuya productividad biológica, si bien disminuida, ha continuado hasta la actualidad. Los litohermos en el Estrecho se instalan en las zonas de cumbres submarinas con profundidades superiores a los 200 m. Según los datos de los sondeos parece que se fijan tanto sobre sedimentos relativamente blandos (brechas en el Paleocanal Norte), como duros (conglomerados en La Meseta). El mayor espesor reconocido es de 24 m, pero es posible que puedan alcanzar 40-50 m. La morfología de los litohermos y su

importante tamaño (del orden de varios metros) hacen relativamente fácil su cartografía en planta por criterios morfológicos, tanto en la batimetría multihaz, como en los registros de sonar de barrido lateral. Así es posible conocer su existencia, entre otros lugares, en la parte alta de las Crestas Híspalis, en todo el Paleocanal Norte, en La Meseta y en el pequeño collado que, a la cota -300 m, se desarrolla al sur de la misma. Su localización preferencial en las líneas de cumbres está muy condicionada por el ascenso de las corrientes profundas mediterráneas frías, salinas y cargadas de nutrientes.

El desarrollo de estas calizas coralinas fuertemente cementadas, ha sido el responsable de la fosilización y, por tanto, fijación del falso Umbral generado en la avalancha de brechas, que se han visto preservadas de la erosión posterior.

La parte profunda del Umbral al comienzo de las bajadas del nivel del mar que iniciaron el desarrollo de los litohermos presentaba ya una morfología semejante a la actual y únicamente ha sido moderadamente recrecida por las bioconstrucciones coralinas. Lo que sí ha cambiado considerablemente en el Umbral son las zonas de plataforma cuya abrasión se ha realizado en todo el Mediterráneo durante el Pleistoceno Medio, Superior y el Holoceno. En el Estrecho se configuran a partir de la curva batimétrica -100 m, lo que significa que el perfil hidráulico en el Umbral se ha visto triplicado en longitud.

En esta última etapa se ha producido también el depósito de los sedimentos cuaternarios de la denominada Cuenca de Tarifa (Fig. 6B) que se extiende al W del Umbral, desde la playa de Los Lances hasta el fondo del Estrecho, y que, al contrario que los sedimentos de los paleocanales, dada la buena respuesta geofísica de sus materiales (Fig. 2A), ha permitido ser bien identificada y cartografiada.

La dificultad de obtener dataciones absolutas que permitan determinar una secuencia cronológica precisa y la ausencia de reflectores sísmicos interpretables en los materiales de relleno de los canales del Umbral, impiden establecer una correlación con el bien conocido registro estratigráfico del Plio-Cuaternario de las áreas circundantes del Golfo de Cádiz y Mar de Alborán (Hernández Molina *et al.*, 2000; Llave *et al.*, 2000).

Sólo la eventual aparición de materiales datables en las futuras campañas de sondeos, permitiría integrar los eventos detectados en el Estrecho de Gibraltar dentro del esquema evolutivo regional plio-cuaternario asociado a los ciclos climáticos-eustáticos.

Conclusiones

Las importantes campañas de investigación efectuadas en el Umbral de Camarinal, permiten realizar una nueva reconstrucción de la paleogeografía y de los procesos ocurridos en esta zona durante el Plioceno y Cuaternario. Si bien los datos recogidos son numerosos y de gran fiabilidad, aun persisten importantes dudas en cuanto a las edades y a la correcta interpretación de alguno de los eventos acaecidos.

El Umbral de Camarinal, inicialmente interpretado como una elevación constituida por afloramientos de *flysch* que representarían un último resto erosivo de la apertura del Estrecho, es realmente, un pseudo-umbral atravesado por dos profundos canales de dirección E-O fosilizados por depósitos recientes y separados por un afloramiento central de *flysch* (Monte Tartesos).

Se estima, a partir de los datos de sondeos y de la morfología actual de las áreas circundantes, que la profundidad a la que llegó la incisión de los canales debe alcanzar una cota entre los -550 y -650 m; actualmente se han perforado sus rellenos hasta los -516 m sin haber encontrado el substrato. La anchura en superficie de los dos paleocanales es similar, unos 1.500 m, y las pendientes de sus laderas, excavadas en *flysch*, se estiman en torno al 70% (35°).

Con independencia de que la localización de los paleocanales esté condicionada por accidentes tectónicos, el origen erosivo de los mismos está probado por la intensa alteración del *flysch* en la zona de contacto con los materiales del relleno. El hecho de que este relleno sean brechas constituidas por unas litologías fundamentalmente arcillosas, de edades homogéneas, con elevada heterometría, escasa o nula rodadura y que no existan intercalaciones sedimentarias de otros materiales, indica que estas brechas son el producto de un único depósito de avalancha, generado en un gran deslizamiento submarino de una zona inestable situada en las proximidades de los paleocanales. La desestabilización de los afloramientos puede deberse a la excesiva socavación de los taludes, a eventos de origen sísmico o a la combinación de ambos. El resultado es la formación de grandes depósitos de avalancha que rellenan los dos paleocanales hasta cotas en torno a los -300 m.

El área fuente más probable parece ser la zona situada al noroeste del Umbral, entre el Espolón de Tarifa y el Monte Seco donde existe actualmente un escarpe que puede corresponder a la cicatriz del antiguo deslizamiento. La edad del modelado de los paleocanales no se conoce, ya que éste podría haber sido causado, durante el Plioceno Inferior, por la importante actividad erosiva asociada a la apertura del Estrecho o bien en épocas posteriores, como consecuencia de la acción de las intensas corrientes de fondo. De igual modo, es también desconocida la edad del depósito de las brechas, que podría haber sido producido inmediatamente después de la incisión de los canales o en el Cuaternario inferior. Si la existencia de superficies estriadas y la inclinación de clastos en algunos niveles, en lugar de estructuras de origen deposicional, se interpretan como resultado de los episodios deformacionales pliocenos que afectan al área del Estrecho, la edad de las brechas debería remontarse a esa época.

Una posterior etapa erosiva, probablemente asociada a cambios climáticos que afectan a la organización de las corrientes oceánicas en esta área, provoca que se erosionen en ciertas zonas (este del Umbral) los depósitos de brechas y se excave un nuevo canal, de algo más de 100 m de profundidad, sobre el Paleocanal Sur. El relleno de este surco recién creado, se produce con

arenas bio-litoclásticas gruesas que son transportadas como carga de fondo por corrientes que pueden originar morfologías dunares, como las que parecen quedar fosilizadas en las actuales Crestas de Híspalis. Durante esta etapa se producen también deslizamientos en los taludes del nuevo surco, dando lugar a resedimentaciones de brechas que se intercalan entre las arenas.

Las arenas pasan gradualmente, hacia techo, a unos conglomerados en los que progresivamente aumenta el grado de cementación. Su génesis puede atribuirse a una etapa de bajo nivel marino en la que estos sedimentos fueron removilizados de la plataforma y resedimentados en zonas más profundas.

Por último, se desarrolla en todo el sector central del Umbral una importante productividad biológica asociada a las intensas corrientes de fondo, cargadas en nutrientes y de baja turbidez. La acumulación de sus fragmentos esqueléticos (corales ahermatípicos, balanos, equínidos, gasterópodos, etc) da lugar al desarrollo de una importante cobertera cementada (litohermos) que alcanza su máximo espesor en los bordes de los paleocanales. La edad de estos depósitos es la única que se conoce con precisión. Las dataciones realizadas con U/Th a 1 m de profundidad indican edades entre 180 y 150 ka. A mayor profundidad las edades no se pueden precisar por este método, pero parecen claramente anteriores; el desarrollo de los litohermos comenzaría antes del estadio isotópico 7 y continúa, aunque de forma mucho menos intensa, hasta la actualidad.

Si bien la secuencia de acontecimientos deducida de los datos disponibles está relativamente clara, es prácticamente desconocida la edad de los mismos y resulta difícil saber si se han producido de forma continua o bien si existen intervalos de los que no queda registro. Existen dos discontinuidades erosivas muy evidentes (erosión de los paleocanales en el *flysch* y del surco de las arenas en las brechas) tras las que se producen rellenos por procesos muy diferentes. Tendríamos pues dos secuencias de erosión-relleno, probablemente separadas por un periodo, de duración desconocida, del que no queda evidencia. El origen de estas dos secuencias debe encontrarse en las variaciones paleoclimáticas asociadas a importantes cambios del nivel del mar, que afectan a la estructuración de las corrientes y a la distribución de áreas emergidas-sumergidas en el Estrecho de Gibraltar. En próximas campañas de sondeos se podrán despejar algunas de las dudas existentes y la integración de datos procedentes tanto de la cuenca de Alborán como del Golfo de Cádiz serán de gran utilidad para la correcta interpretación del Umbral, ya que los procesos ocurridos durante el Plio-Cuaternario deben estar claramente reflejados tanto en el Estrecho como en las cuencas circundantes.

Los datos utilizados en esta publicación proceden de las campañas realizadas por las sociedades SECEG (España) y SNED (Marruecos), en el marco del Proyecto de Enlace Fijo a través del Estrecho de Gibraltar. Nuestro agradecimiento a estas sociedades y a las tripulaciones y personal técnico de los barcos oceanográficos y perforadores que trabajaron en el Estrecho. Igualmente, agradecemos a los revisores R. Más y V.

Pujalte, así como al Editor Principal J. P. Calvo, que con sus aportaciones han contribuido a mejorar sustancialmente el resultado final del manuscrito.

Bibliografía

- Álvarez, G., Busquets, P., Reguant, S. y Alonso, B. (1995): Corales y briozoos de los sedimentos del fondo del Estrecho de Gibraltar: significado paleoambiental. En: *IV Col. Int. sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar*. SECEG, Vol. 2. 413-414
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1988): El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. En: *II Congreso Geológico de España* En: *Simposios*, Granada, 35-44.
- Balanyá, J.C., Esteras, M., García-Dueñas, V. e Izquierdo, J. (1995): Superposición de estructuras neógenas en las unidades alóctonas del Campo de Gibraltar (Arco de Gibraltar). En: *IV Col. Int. sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar*. SECEG, Vol. 2: 3-7.
- Braga, J.C. y Comas, M.C. (1999): Environmental significance of an uppermost Pliocene carbonate debris flow at site 978. En: *Proc. ODP, Sci. Results*, 161: 77-81.
- Didon, J., Durand-Delga, M. y Kornprobst, J. (1973): Homologies géologiques entre les deux rives du Déroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France*, 7 (15): 77-105.
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vázquez, T., Lobo, F., Fernández Puga, M.C., Llave, E y Díaz-del Río, V. (2000): Arquitectura estratigráfica de los depósitos del Plio-Cuaternario en las plataformas continentales del Sur de la Península Ibérica: Su relación con los cambios eustáticos y paleoceanográficos. *Geotemas* 1 (4), 165-168.
- Hillaire-Marcel, C., Gariépy, C., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C. y Cuerda Barcelo, J. (1996): U-Series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two last-interglacial high sea levels in balearic islands. *Quaternary Sci. Rev.*, 15: 53-62.
- Izquierdo, F.J., Esteras, M. y Sandoval, N.G. (1996): Depósitos coralinos litificados en el Estrecho de Gibraltar. *Geogaceta*, 20 (2): 401-405.
- Lowe, D.R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidite currents. *Jour. Sed. Petrol.* 52, 279-297.
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del Río, V. y García, A.C. (2000): Análisis de la estratigrafía sísmica y secuencial para el estudio de ciclicidad en el Faro Drift durante el Cuaternario. *Geotemas* 1 (4), 183-186.
- Neumann, A.C., Kofoed, J.W. y Keller, G.H. (1977): Lithoherms in the Strait of Florida. *Geology* 5: 4-10.
- Sandoval, N.G., Sanz, J.L. e Izquierdo, F.J. (1996): Fisiografía y Geología del Umbral del Estrecho de Gibraltar. *Geogaceta*, 20 (2): 343-346.
- Sanz, J.L., Acosta, J., Esteras, M., Herranz, P., Palomo, C. y Sandoval, N.G. (1991): Prospección geofísica del Estrecho de Gibraltar (Resultados del Programa Hércules 1980-83). En: *Pub. Espec. Inst. Esp. Oceanogr.*, 7: 48 p.
- Shimkus, K.M., Esteras, M., Bahmad, A., Murdmaa, I., Sandoval, N.G. e Izquierdo, F.J. (1995): Submarine geological Studies of the Gibraltar Strait (Rift-Argus Campaign). En: *IV Col. Int. sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar*. SECEG, Vol 2: 377-412.

Manuscrito recibido el 7 de Agosto de 2000

Aceptado el manuscrito revisado el 10 de Noviembre de 2000