

Análisis paleoambiental de los depósitos de talud de la Formación Kotick Point (Cretácico Inferior) en el área de Punta Stoneley, Isla James Ross, Antártica (64° S)

Luis Alberto Buatois

Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Casilla de Correo 1, Correo Central (4000), San Miguel de Tucumán, Argentina

RESUMEN

Sobre la base de observaciones efectuadas en Punta Stoneley, Isla James Ross, Antártica, la Formación Kotick Point es interpretada como en un ambiente de talud controlado por fallas. Se han definido ocho litofacies que determinan, a su vez, tres elementos deposicionales: cuña de pie de talud, talud abierto y lóbulos de arena. Las litofacies A (brechas y conglomerados con clastos proyectados) y B (areniscas gradadas o macizas) forman la **cuña de pie de talud** donde los flujos arenosos de detritos, los flujos fluidizados y las corrientes de turbidez de alta densidad fueron los procesos dominantes. Un gran bloque jurásico deslizado está asociado a esta cuña de material grueso. La litofacies C (conglomerados medianos a areniscas de grano grueso) representa un único sistema turbidítico canalizado. El **talud abierto** está representado por las litofacies D (areniscas de grano muy fino con depósito residual), E (areniscas de grano medio a fino muy bioturbadas), F (areniscas tabulares con estratificación paralela) y G (pelitas friables). Esta última es dominante, evidenciando sedimentación por suspensión, mientras que las tres primeras representan deposición a partir de corrientes de turbidez esporádicas y posible retrabajo de corrientes de fondo. Los **lóbulos de arena** están caracterizados por ciclos progradacionales de la litofacies H (areniscas de grano fino a pelitas). El tectonismo intracuenal y las variaciones del nivel del mar jugaron un rol fundamental en la sedimentación del talud. Un nivel del mar alto y calma tectónica se infiere para la deposición de paquetes predominantemente pelíticos de centenas de metros de potencia. La reactivación de las fallas estaría relacionada con la formación de la cuña de pie de talud y el sistema turbidítico canalizado.

Palabras clave: Depósitos de talud, Litofacies, Formación Kotick Point, Cretácico, Isla James Ross, Antártica.

ABSTRACT

Paleoenvironmental analysis of the slope deposits on the Kotick Point Formation (Lower Cretaceous) at Stoneley Point, James Ross Island, Antarctica (64°S). The Kotick Point Formation (Aptian-Albian), exposed at Stoneley Point, James Ross Island, Antarctica, is interpreted as having been deposited on a fault-controlled slope. Eight lithofacies have been defined, forming three distinct depositional elements: slope foot wedge, open slope and sand lobes. Lithofacies A (breccias and conglomerates with projected clasts) and B (graded or massive sandstones) make up the **slope foot wedge** where sandy debris flows, fluidized flows and high-density turbidity currents were the dominant processes. A large Jurassic glide block is associated to this coarse grained wedge. Lithofacies C (medium-grained conglomerates to coarse sandstones) represents the development of a unique channelized turbidite system. **Open slope** is represented by lithofacies D (very fine sandstones with lag deposit); E (highly bioturbated medium to fine-grained sandstones); F (parallel stratified tabular sandstones) and G (non lithified mudstones). The latter is dominant, suggesting suspension sedimentation, whereas the former three represent deposition from sporadic turbidity currents and probable bottom currents reworking. **Sand lobes** are characterized by progradational cycles of lithofacies H (fine-grained sandstones to mudstones). Intra-basinal tectonism and sea level changes played a major role in slope sedimentation. High sea level stand and tectonic quiescence are inferred for the deposition of hundreds of meters of mudstone packets. Formation of the slope foot wedge and the channelized turbidite system may have been related to fault reactivation.

Key words: Slope deposits, Lithofacies, Kotick Point Formation, Cretaceous, James Ross Island, Antarctica.

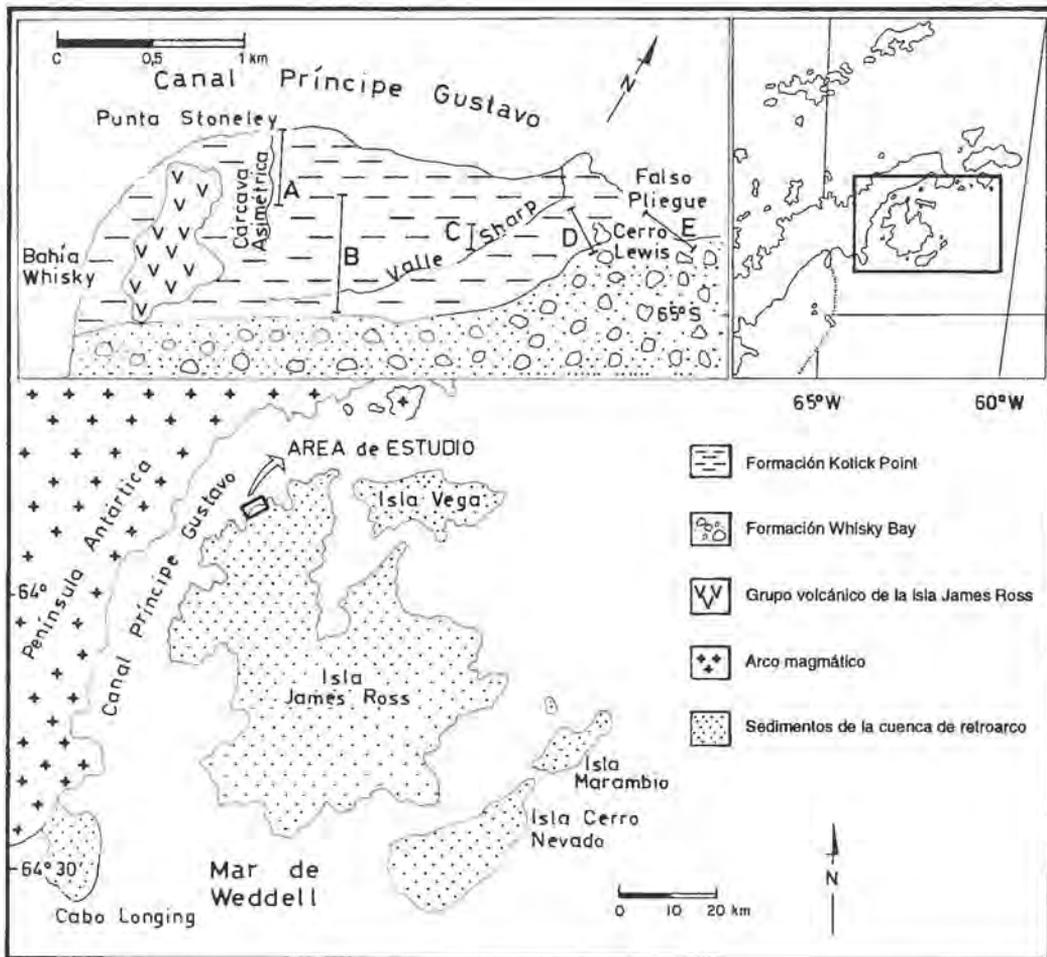


FIG. 1. Mapa de ubicación del área estudiada. A-E, secciones estratigráficas medidas (ver Fig. 3).

INTRODUCCION

En los últimos años, diversos ambientes profundos han comenzado a ser tenidos en cuenta como potenciales sitios de acumulación de grandes volúmenes de sedimentos. Entre estas áreas de deposición, los ambientes de talud han sido particularmente considerados como de gran importancia (cf. Stow, 1985, 1986; Pickering, 1984; Pickering *et al.*, 1989). Distintos autores han puesto en evidencia la particular dinámica y arreglo de estos sistemas clásticos profundos (e. g. Surlyk, 1984). La compren-

sión de los factores y procesos que regulan la sedimentación en ambientes de talud será requisito para la construcción de modelos predictivos de distribución de facies, lo cual tiene obvias implicancias en el delineamiento de depósitos de hidrocarburos. En este estudio se analiza un caso particular de sedimentación en ambiente de talud.

Los depósitos aquí considerados corresponden a las sedimentitas cretácicas aflorantes en el área de Punta Stoneley (Fig. 1), costa noroeste de la isla

James Ross, Antártica y que constituyen la Formación Kotick Point incluida en el Grupo Gustav (Ineson *et al.*, 1986). La isla James Ross se encuentra ubicada al noreste de la península Antártica y alberga una potente sucesión cretácica, que representa parte del relleno de una cuenca de retroarco desarrollada durante el Mesozoico-Cenozoico (Farquharson *et al.*, 1984; Macdonald *et al.*, 1988; López-Angri-man, 1988; Ineson, 1989; Medina *et al.*, 1989).

El objetivo de este estudio es el análisis de las litofacies presentes en la Formación Kotick Point y la consideración de los distintos procesos y

subambientes evidenciados en el ambiente de talud. Investigaciones anteriores en el área y sobre la unidad en cuestión corresponden a los trabajos pioneros de Bibby (1966) y Malagnino *et al.* (1978). Con posterioridad, se efectuaron estudios de índole bio- y litoestratigráfica (Medina *et al.*, 1982; Ineson *et al.*, 1986). Recientemente, Ineson (1989) efectuó un análisis sobre el ambiente de deposición de las sedimentitas de origen marino profundo que componen el Grupo Gustav, y Buatois y Mángano (1992) discutieron aspectos de la icnología de la Formación Kotick Point.

MARCO ESTRATIGRAFICO-REGIONAL: LA DEPOSITACION CRETACICA EN LA ISLA JAMES ROSS

La cuenca de la isla James Ross, también conocida como cuenca Larsen (Macdonald *et al.*, 1988), se localiza en el sector noroccidental del mar de Weddell y su formación estaría vinculada con la apertura de dicho mar durante la ruptura del Gondwana (Macdonald *et al.*, 1988; Medina *et al.*, 1989). Corresponde a una cuenca de retroarco, que evolucionó al este de la actual península Antártica. Los restos del arco magmático se ubican en dicha península y adoptan una orientación suroeste-noreste. Los depósitos de la cuenca conforman potentes secuencias expuestas principalmente en las islas James Ross, Vega, Cerro Nevado y Marambio (Seymour), y en distintos 'nunataks' ubicados en la península. Depósitos coetáneos presentes en la península Kenyon representarían también parte del relleno de esta cuenca (Macdonald *et al.*, 1988). El basamento está conformado por las sedimentitas metamorfizadas de la Serie Trinity Peninsula (Adie, 1957), las que habrían tenido origen entre el \pm Carbonífero y el Jurásico temprano. Los primeros registros de actividad magmática en la península antártica se produjeron en el Jurásico temprano con el emplazamiento del arco magmático. Estas rocas constituyen el Grupo Volcánico de la Península Antártica y la denominada Suite Intrusiva Andina. En el Jurásico tardío, se inició la sedimentación en ambientes marinos profundos de circulación restringida en el este de la península Antártica (Medina y Ramos, 1981; Farquharson, 1982a, 1983; del Valle y Fourcade, 1986). Estas sedimentitas jurásicas

fueron agrupadas en la Formación Ameghino (= Nordenskjöld) por Medina y Ramos (1981).

La actividad magmática continuó en el Hauteriviano (Pankhurst, 1982) en relación a un levantamiento del arco (Macdonald *et al.*, 1988). Aproximadamente para estos tiempos, movimientos tensionales generaron una serie de pequeñas cuencas de intra-arco limitadas por fallas directas, en las cuales se depositaron alrededor de 800 m de sedimentitas no marinas (Farquharson, 1982b, 1984; del Valle, 1984).

También, aproximadamente en el Hauteriviano, quedó conformada en forma definitiva la cuenca de la isla James Ross. En la figura 2 se presenta una sección esquemática integrada, mostrando las principales características de las unidades cretácicas (Barremiano-Maastrichtiano) aflorantes en la isla y que fueron descritas por primera vez por Bibby (1966).

La sección inferior de esta sucesión cretácica marina corresponde al Grupo Gustav (Ineson *et al.*, 1986), el cual posee más de 2.500 m de espesor y aflora a lo largo de la costa noroccidental de la isla. Con la excepción de su unidad basal, los estratos del Grupo Gustav forman un homoclinal de rumbo aproximado N15°-20°E e inclinación variable entre 10° y 20°SE.

El Grupo Gustav se inicia con la Formación Lagrelius Point, conocida únicamente en el área comprendida entre las puntas Mathak y Lagrelius. A diferencia de las demás formaciones componentes

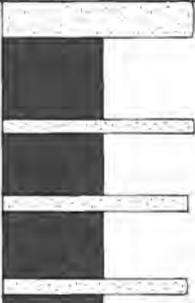
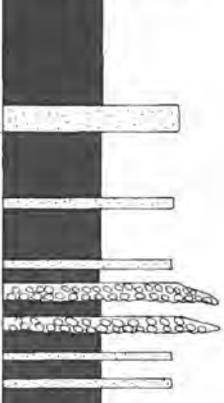
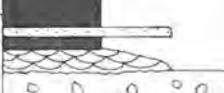
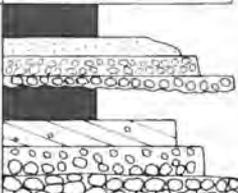
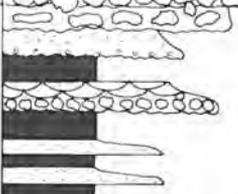
PISO	UNIDAD	LITOLOGÍA	DESCRIPCIÓN Y AMBIENTE
MAAESTRICHTIANO	FORMACION LOPEZ DE BERTODANO		Limolitas y areniscas de grano muy fino, limosas, friables de color gris oscuro, portadoras de concreciones fosilíferas
			Intercalaciones de areniscas calcáreas consolidadas
CAMPANIANO	FORMACION SANTA MARTA		Plataforma marina somera
			Limolitas y areniscas de grano muy fino, limosas, friables de color gris y castaño oscuro, con concreciones fosilíferas
SANTONIANO	FORMACION HIDDEN LAKE		Intercalaciones de areniscas y conglomerados consolidados
CONIACIANO	FORMACION WHISKY BAY		Plataforma marina somera, en parte restringida
TURONIANO			Conglomerados, areniscas y limolitas carbonosas
CENOMANIANO			Fan-delta a marino somero
ALBIANO	FORMACION KOTICK POINT		Brechas, conglomerados, areniscas y pelitas de color verde y gris oscuro
APTIANO			Canales submarinos entrelazados, que disecan un talud
BARREMIANO	FORMACION LAGRELIUS POINT		Limolitas friables de color gris oscuro, intercaladas con areniscas y escasos conglomerados
			Talud controlado por fallas
			Conglomerados y brechas con escasas intercalaciones de areniscas
			Canales submarinos entrelazados

FIG. 2. Perfil integrado mostrando las principales características de las unidades cretácicas aflorantes en la isla James Ross. Información basada en Olivero *et al.* (1986) e Ineson *et al.* (1986).

del Grupo Gustav, la Formación Lagrelius Point (¿Barremiano?) presenta una disposición subvertical y no muestra relaciones estratigráficas de techo y base con ninguna otra unidad sedimentaria. Está compuesta por brechas y conglomerados, interestratificados con areniscas. Su espesor se ha estimado en alrededor de 250 m (Medina *et al.*, 1992). No existen hasta el momento estudios detallados de esta unidad, pero sus semejanzas con la Formación Whisky Bay sugiere un origen similar, probablemente en canales submarinos entrelazados (Ineson, 1989).

La Formación Kotick Point se ubica por encima de la unidad anterior y comprende a un intervalo estratigráfico de edad aptiana-albiana superior (Medina *et al.*, 1982; 1992; Ineson *et al.*, 1986). Aflora en dos sectores bien definidos: uno comprendido entre el borde de la bahía Brandy y Punta Stoneley y otro que se extiende desde Punta Kotick hasta Valle Lost. Los estratos más bajos de esta entidad afloran al norte de Punta Stoneley, en la localidad denominada Cárcava Asimétrica. Su espesor máximo entre la bahía Brandy y Punta Stoneley alcanza 1.100 m. Esta unidad está constituida mayoritariamente por sedimentos pelíticos, aunque las intercalaciones de areniscas son bastante frecuentes. Hacia el techo de la entidad se hacen dominantes los términos de granulometría más gruesa: areniscas, areniscas conglomerádicas, conglomerados y brechas. La Formación Kotick Point es interpretada como el registro de un antiguo talud controlado por fallas y será analizada en detalle en el presente estudio.

La Formación Whisky Bay sucede a la anterior y representa al intervalo albiano superior-coniaciano (Ineson *et al.*, 1986) albiano superior-cenomaniano superior (Medina *et al.*, 1992). En el presente trabajo se ha considerado un límite entre las formaciones Kotick Point y Whisky Bay distinto al postulado por Ineson *et al.* (1986), siguiendo el criterio sugerido por Medina *et al.* (1992). Ineson *et al.* (1986) ubicaron el límite donde la proporción de pelitas pasa a representar menos de un tercio del espesor de la sucesión. Por el contrario, Medina *et al.* (1992) postularon localizar dicho límite donde cuerpos conglomerádicos canalizados, de gran escala, reemplazan a los niveles arenconglomerádicos no canalizados que caracterizan, según esta nueva proposición, el tramo cuspidal de la Formación Kotick Point. De este

modo, los miembros Bibby Point y Gin Cove (Ineson *et al.*, 1986) de la Formación Whisky Bay quedarían aquí comprendidos en la Formación Kotick Point. En el área de estudio, al sur de Bahía Brandy, en la localidad conocida como Falso Pliegue, este nuevo límite se ubica unos 150 m por encima del comúnmente empleado.

La Formación Whisky Bay está integrada principalmente por sedimentos de grano grueso: conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas, aunque las pelitas pueden ser localmente importantes. Su espesor máximo es de 800 m en el área de Bahía Brandy. Estos niveles representan los depósitos producidos por flujos gravitatorios de sedimentos en un complejo de canales submarinos entrelazados (Ineson, 1985b, 1986, 1989; López-Angriman, 1987, 1988; Buatois y López-Angriman, 1992).

La Formación Hidden Lake constituye la unidad superior del Grupo Gustav. Está integrada por conglomerados finos, areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas. Tanto su litología como su espesor son muy variables de un lugar otro de la cuenca, alcanzando 400 m de potencia máxima en Bahía Whisky (Ineson *et al.*, 1986). Su edad es estimada por Ineson *et al.* (1986) como coniaciano-santoniana y por Medina *et al.* (1992) como turoniano-santoniana. Estos depósitos representan una sedimentación marina más somera y han sido asignados a un ambiente de 'fan delta' (Whitham *et al.*, 1987; Buatois, en prensa).

El Grupo Marambio (Olivero *et al.*, 1986), de edad santoniano-paleocena, cubre concordantemente al anterior (Fig. 2) y aflora en ambas costas de la isla James Ross, como así también en las islas Vega, Cerro Nevado y Marambio. Su unidad basal, la Formación Santa Marta (Santoniano-Campaniano), se integra con 1.100 m de depósitos que representan una plataforma fuertemente afectada por la actividad volcánica (Pirrie, 1989; Scasso *et al.*, 1991). La Formación Rabot (Lirio *et al.*, 1989) sería un equivalente lateral parcial de la Formación Santa Marta aflorante en la costa este de isla James Ross.

La sedimentación en la isla Marambio (Seymour) continuó durante el Campaniano-Oligoceno con la depositación de potentes espesores de material detrítico (alrededor de 1.200m) en ambientes deltaicos y marinos someros que conforman el techo del Grupo Marambio y la totalidad del Grupo Seymour (Rinaldi *et al.*, 1978; Rinaldi, 1982; Elliot y Trautman, 1982).

ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL

El análisis de los ambientes representados en la Formación Kotick Point fue realizado sobre la base de datos obtenidos mediante el levantamiento de cinco secciones estratigráficas de detalle realizadas en el área de Punta Stoneley (Figs.1 y 3). El espaciamiento entre secciones varía entre 0,3 y 0,5 km. La correlación entre las distintas secciones fue efectuada caminando lateralmente los bancos y mediante el empleo del teodolito. En la figura 4 se presenta una sección integrada de la Formación Kotick Point en el área estudiada. El grado de exposición varía de una sección a otra. Los mejores afloramientos se presentan en las zonas de acantilados, mientras que en ciertos sectores los tramos predominantemente pelíticos se encuentran parcialmente cubiertos. Las secciones fueron levantadas capa por capa, consignando en cada caso espesor, litología, estructuras sedimentarias, contactos, geometría y contenido paleontológico. Dentro de este último, se consideraron tanto las trazas como los cuerpos fósiles. A partir de las características señaladas, se han definido, posteriormente, 8 litofacies, las cuales son ilustradas esquemáticamente en la figura 5.

LITOFACIES

A. BRECHAS Y CONGLOMERADOS CON CLASTOS PROYECTADOS

Descripción. Esta litofacies está conformada por conglomerados de bloques a conglomerados finos, generalmente matriz-sostén en la parte inferior y media del banco y clastos-sostén hacia el techo por concentración de los clastos proyectados. La matriz es arenosa, de grano medio a grueso. Los clastos son muy angulosos, en su mayoría de tobas y limolitas jurásicas de la Formación Amghino. Algunos bloques alcanzan dimensiones superiores a 1 m. En la totalidad de los casos, los clastos mayores se hayan proyectados hacia el techo de los bancos (Fig. 6), lo que produce una configuración irregular para el techo del mismo. Frecuentemente, se observa la presencia de belemnites 'clavados'. En su mayor parte, presentan bases erosivas, aunque también se han observado bases netas planas. El espesor de

las capas es siempre menor que 0,35 m. Se encuentran irregularmente estratificados, acuniándose contra los depósitos arenosos que integran la litofacies de areniscas gradadas. Representan el 6% de la secuencia analizada.

Distribución. Se presenta hacia el techo de la unidad en las secciones B, D y E. Aparece invariablemente asociada con la litofacies B, formando un paquete de 150 m de espesor en el cerro Lewis.

Mecanismo deposicional. Esta litofacies equivale a la facies 6 (brechas con matriz arenosa) de Ineson (1989). Según este autor, se habría depositado a partir de un flujo gravitatorio no cohesivo, transicional entre flujos de detritos arenosos y flujos de granos modificados por densidad. Este último tipo de flujo ha sido así denominado por Lowe (1976) y se caracteriza porque los clastos mayores son sostenidos por la «fuerza de flotación» de una matriz densa de agua y sedimento. Sin embargo, en el presente caso la mezcla de la matriz es esencialmente no cohesiva y su deposición en masa se habría producido por congelamiento friccional en una fase final de sedimentación rápida (cf. Pickering *et al.*, 1986).

La litofacies A es comparable con la litofacies A1 de Walker y Mutti (1973), el tipo de conglomerado no gradado, desorganizado, de Walker (1975, 1978, 1984) y la litofacies A1.1 de Pickering *et al.* (1986, 1989).

B. ARENISCAS GRADADAS O MACIZAS

Descripción. Esta litofacies está integrada por areniscas que poseen un depósito residual de gránulos en la base y presentan gradación de cola de gruesos ('coarse tail grading') y gradación directa. En escasos lugares el techo de los bancos remata en areniscas de grano medio o fino con laminación ondulítica conformando secuencias de Bouma del tipo T_{a-c} . En la mayoría de los casos, estos ciclos son del tipo T_{a-b} , o tan sólo aparece el término T_a . En este último caso, es frecuente la presencia de estructuras 'dish'. Se encuentran formando capas generalmente menores que 0,3 m, pero pueden llegar a definir paquetes de hasta 10 m. Al igual que la litofacies anterior (con la cual está estrechamente vinculada),

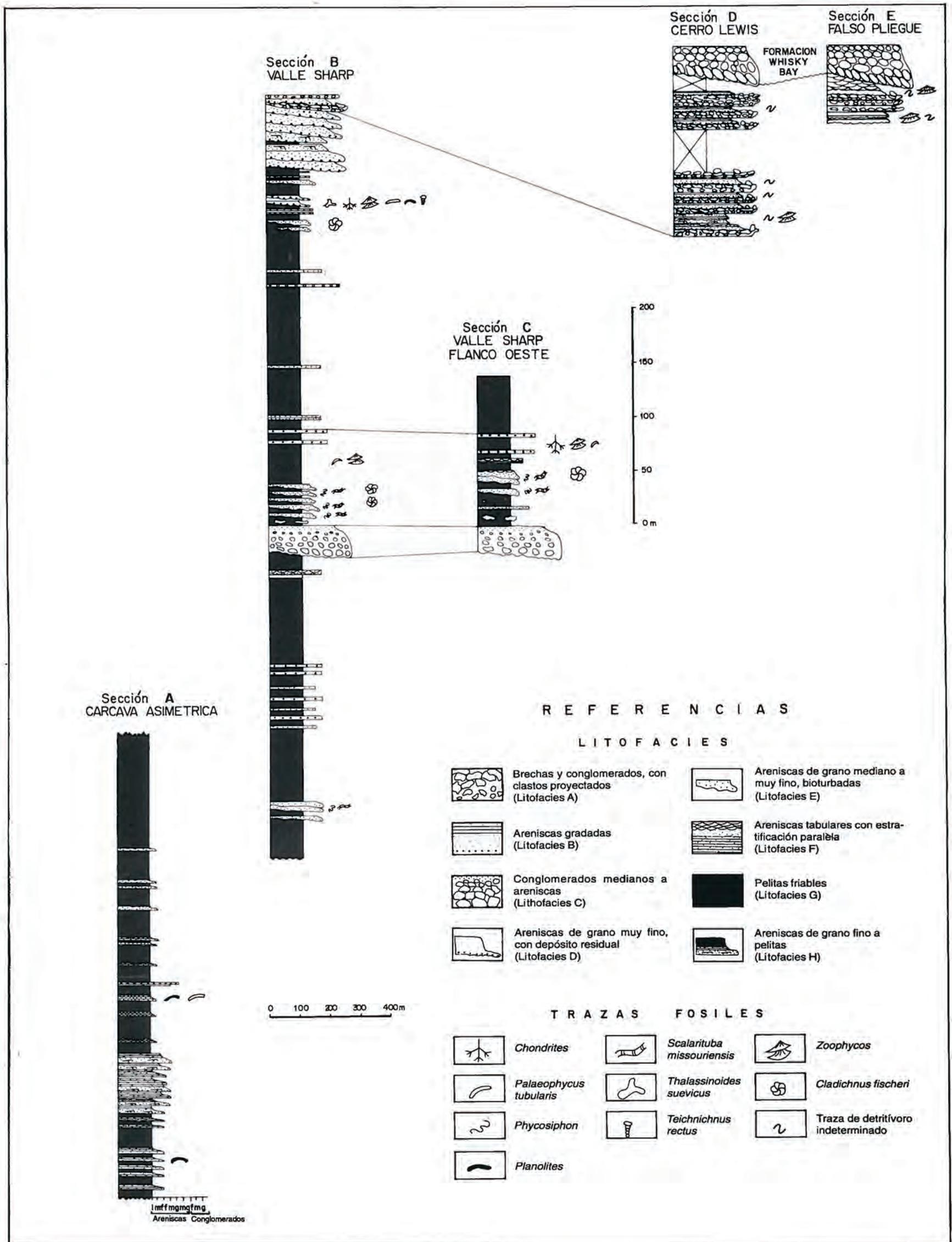


FIG. 3. Secciones estratigráficas detalladas del área estudiada.

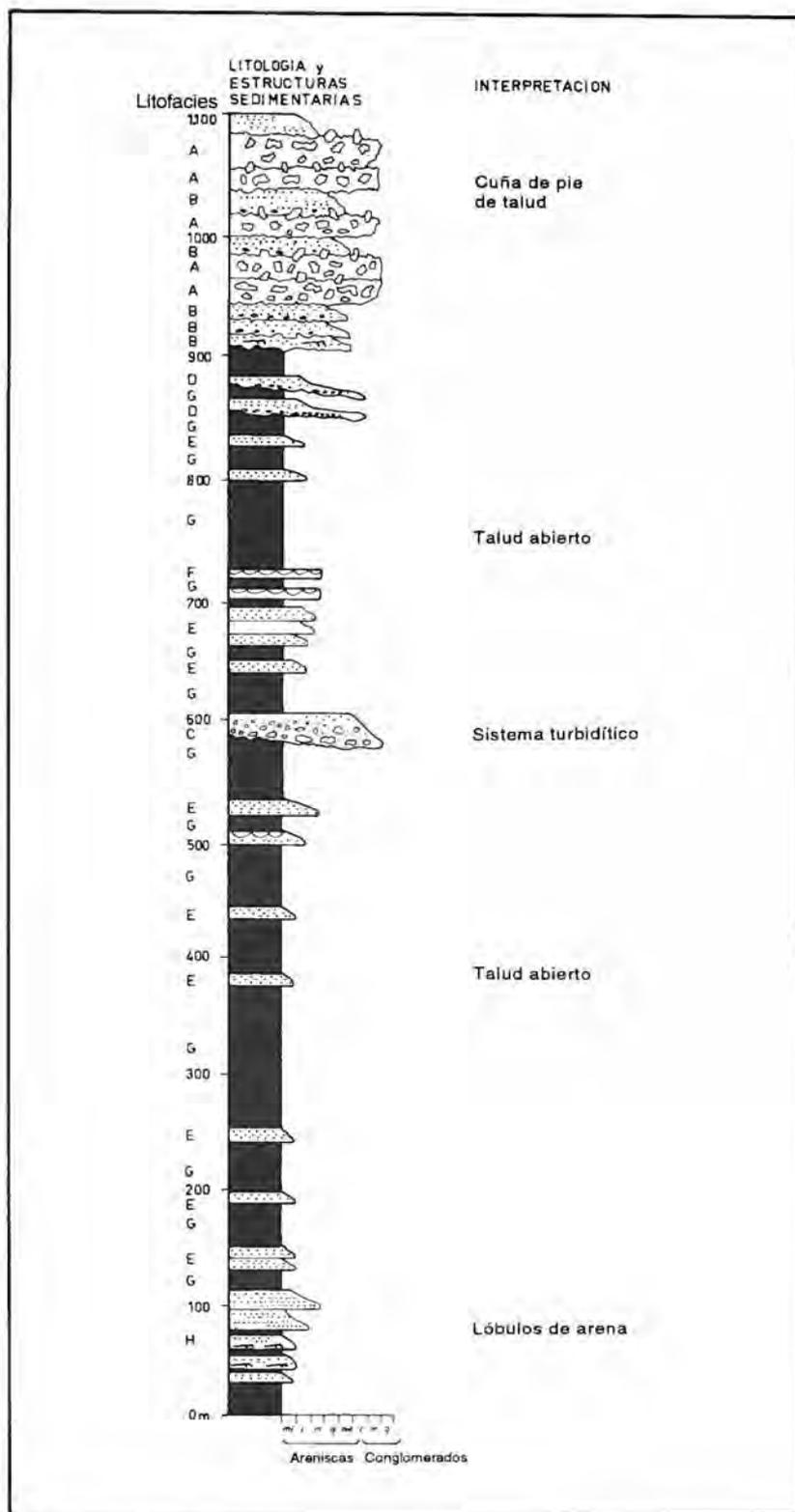
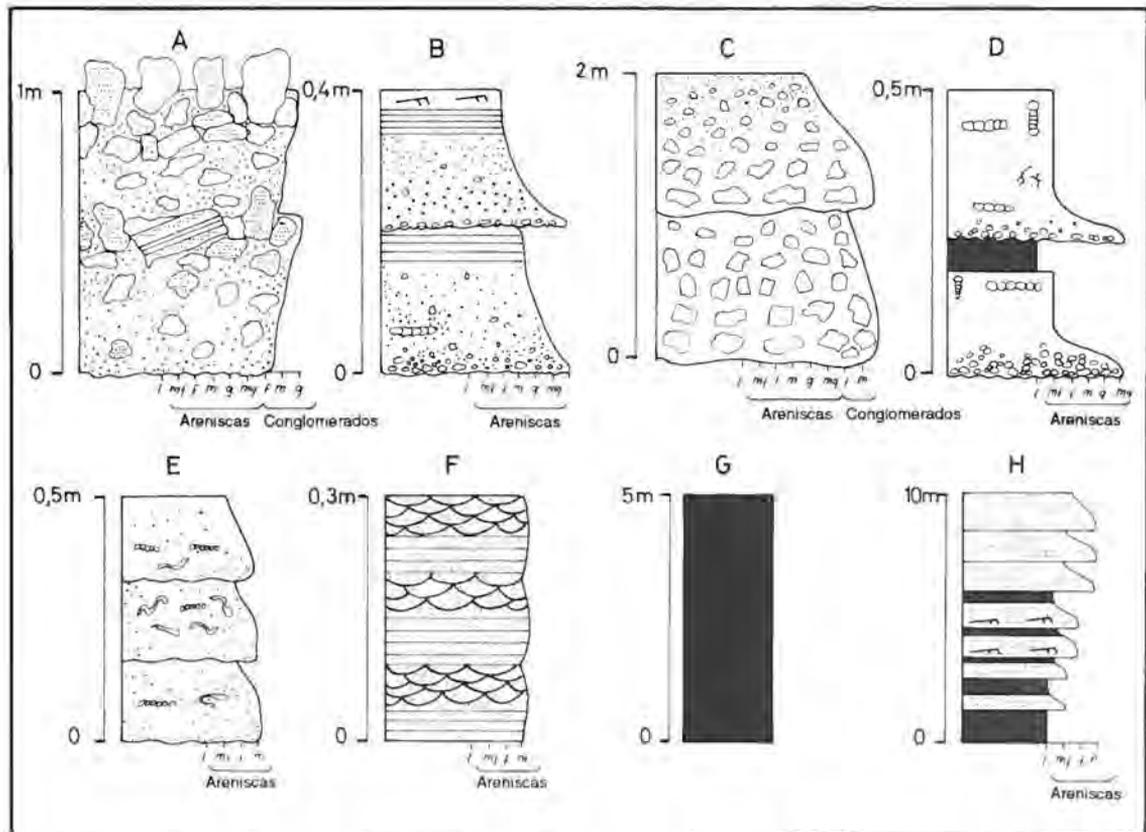


FIG. 4. Sección esquemática integrada de la Formación Kotick Point en el área de Punta Stoneley.



A. Brechas y conglomerados con clastos proyectados

B. Areniscas gradadas o macizas

C. Conglomerados medianos a areniscas de grano grueso

D. Areniscas de grano muy fino con depósito residual

E. Areniscas de grano medio a grano fino, muy bioturbadas

F. Areniscas tabulares con estratificación paralela

G. Pelitas friables

H. Areniscas de grano fino a pelitas

FIG. 5. Litofacies de la Formación Kotick Point en el área de estudio.

posee una geometría sumamente irregular. Las trazas fósiles de organismo detritívoros emplazados en sectores del sustrato profundo (*Zoophycos*) a intermedio (*Planolites*) son muy abundantes y, frecuentemente, obliteran toda estructura primaria. Esta litofacies es la segunda en abundancia (16%).

Distribución. Igual a litofacies A.

Mecanismo deposicional. Esta litofacies se corresponde con las facies 3 (areniscas gradadas) y 4 (areniscas no gradadas) de Ineson (1989). Se habría

originado, principalmente, a partir de corrientes de turbidez arenosas densas, por rápido congelamiento de una suspensión densa no cohesiva. Los flujos fluidizados habrían tenido participación especialmente en la formación de las capas con estructura 'dish' o gradación de cola de gruesos. El último tipo de gradación es común en los depósitos originados por esta clase de flujos (Lowe, 1982) y la presencia de las estructuras 'dish' sugeriría el desplazamiento ascendente del fluido de los poros (Walker, 1978). Nemeč y Steel (1984) han señalado que algunos depósitos de areniscas con bases erosivas y estruc-

turas tractivas se encuentran comúnmente asociadas con depósito de flujos de detritos, tal cual en el presente caso.

La litofacies B es comparable con la facies B de Walker y Mutti (1973), las areniscas macizas de Walker (1978, 1984), la facies B₁ de Mutti (1979) y la facies B1.7 de Pickering *et al.* (1986, 1989).

C. CONGLOMERADOS MEDIANOS A ARENISCAS DE GRANO GRUESO

Descripción. Esta litofacies está conformada por conglomerados medianos y finos que gradan verticalmente a areniscas de grano muy grueso y grueso (Fig. 7). Las capas individuales son lenticulares, alcanzan un espesor de alrededor de 1 m y pueden ser seguidas lateralmente por una distancia de aproximadamente 20 m. Presentan base erosiva y se superponen definiendo un paquete de 17 m de espesor en la zona estudiada, donde conforma una franja de aproximadamente 1,2 km de largo. Ineson (1989) señaló que este paquete conglomerádico alcanza una potencia de 170 m en Bahía Whisky. En estos niveles se han hallado clastos de la Formación Ameghino que contienen restos de crustáceos jurásicos (Aguirre Urreta *et al.*, 1990). La fracción clástica mayor y la matriz aparecen en proporciones similares. La primera está integrada, principalmente, por clastos angulosos a subangulosos de areniscas tobáceas y tobas jurásicas que son muy abundantes hacia la base y por clastos de metamorfitas de la Serie Trinity Península. El límite superior del paquete está marcado por un depósito de paraconglomerados con matriz pelítica y bloques de tobas jurásicas de hasta 1 m. Han sido también mencionados bloques de rocas volcánicas derivadas del arco de hasta 5 m (Ineson, 1989). Representa tan sólo el 1% de la secuencia estudiada.

Distribución. La litofacies C se presenta en los perfiles B y C, definiendo un cuerpo continuo en la margen norte del valle Sharp.

Mecanismo deposicional. Esta litofacies se corresponde con la subfacies 7c de Ineson (1989). Se interpreta a la misma como depositada a partir de corrientes de turbidez densas con poblaciones de granos 1,2 y 3 de Lowe (1982). El mecanismo de sostén de los clastos sería resultado de una combinación de la turbulencia del fluido y la presión

dispersiva de los clastos.

La litofacies C es comparable con la facies A de Walker y Mutti (1973), la subfacies A₁ de Mutti y Ricci Lucchi (1975), el tipo de conglomerado gradado de Walker (1978, 1984), la facies A₁ de Mutti (1979) y la litofacies A2.3 de Pickering *et al.* (1986, 1989).

D. ARENISCAS DE GRANO MUY FINO CON DEPOSITO RESIDUAL

Descripción. Esta litofacies consiste en capas que presentan un depósito residual de gránulos que pasa abruptamente a areniscas de grano muy fino, limosas, y limolitas, conformando bancos de entre 0,20 y 0,35 m. Poseen geometría tabular y base erosiva. Conformando el depósito residual integrado por gránulos, es frecuente la presencia de fragmentos de ammonites y bivalvos. En algunos casos, por encima del depósito residual se presenta un intervalo inversamente gradado que pasa a otro normalmente gradado estratificado, de areniscas de grano muy grueso a grueso, de unos pocos centímetros de espesor. Este intervalo es reemplazado por areniscas de grano muy fino, limosas y limolitas que constituyen la mayor parte del banco. Cuando el intervalo, normalmente gradado y estratificado está ausente, los depósitos de grano fino suceden abruptamente al depósito residual. En esta litofacies se ha hallado una particular asociación de trazas fósiles integrada por estructuras de habitación de organismos suspensívoros (*e.g. Thalassinoides, Palaeophycus*), junto con estructuras de alimentación de organismos detritívoros (*e.g. Chondrites, Zoophycos, Teichichnus, Planolites*), conformando una icnofábrica compuesta (Buatois y Mángano, 1992). Se incluyen tentativamente en esta litofacies cuerpos de areniscas con un depósito residual de gránulos que gradan de areniscas de grano grueso a areniscas de grano muy fino, formando capas de aproximadamente 20 cm de espesor. Esta litofacies constituye el 2% de la Formación Kotick Point en el área de Punta Stoneley. La litofacies D se intercala entre paquetes pelíticos (litofacies G).

Distribución. La litofacies D aparece hacia el tramo superior de la sección B, en la margen sur del valle Sharp.

Mecanismo deposicional. El brusco cambio de granulometría de un depósito residual de gránulos a

areniscas de grano muy fino, limosas, y limolitas sugiere la existencia de corrientes intensas, un rápido abandono y posterior depositación. En los cuerpos en que el pasaje es gradual, el relleno habría sido progresivo. La presencia de estructuras de habitación originadas por organismos suspensívoros indica el pasaje a condiciones aeróbicas (Buatois y Mángano, 1992). La icnofábrica compuesta registra una compleja historia integrada por sucesivos eventos de bioturbación. En lo que respecta al tipo de corriente que habría originado el depósito, persisten ciertas dudas. Probablemente, las corrientes de turbidez habrían participado, al menos parcialmente, en la génesis de estas capas. Asimismo, la presencia de un depósito residual con material biogénico, la gradación inversa a normal, los contactos superiores abruptos y la intensa bioturbación son rasgos comunes en sedimentos originados por corrientes de fondo ('bottom currents') (cf. Stow, 1985; Stow y Lovell, 1979; Stow y Piper, 1984; Pickering *et al.*, 1986, 1989). No se descarta, entonces, que parte de estos depósitos hayan sido retrabajados por corrientes de fondo.

E. ARENISCAS DE GRANO MEDIO A GRANO FINO, MUY BIOTURBADAS

Descripción. Estos depósitos forman cuerpos arenosos, de bases netas, limitados en base y techo por pelitas (litofacies G). Su espesor varía frecuentemente entre 0,05 y 0,3 m. Conforman capas granodecrecientes, generalmente variando de areniscas de grano medio a fino. Son macizas, observándose en partes estratificación cruda. En algunos casos, existe amalgamación de capas. Estos niveles se encuentran intensamente bioturbados (Fig. 8) por la acción de organismos detritívoros, habiéndose identificado principalmente trazas de pastoreo (*e. g.* *Phycosiphon*, *Scalartuba*) y escasas estructuras de alimentación (*Chondrites*). La litofacies de areniscas de grano medio a fino, bioturbadas, representa el 8%

de la sucesión analizada.

Distribución. La litofacies E se encuentra representada en las secciones B y C, principalmente en la margen norte del valle Sharp.

Mecanismo deposicional. Estos niveles son interpretados como el producto de corrientes de turbidez arenosas de baja densidad. La bioturbación habría sido responsable de la obliteración de las estructuras sedimentarias primarias. La asociación de trazas fósiles de pastoreo indicaría condiciones disaeróbicas (Buatois y Mángano, 1992; ver también Ekdale y Mason, 1988). Las corrientes de turbidez habrían aportado la oxigenación necesaria para el desarrollo de los excavadores detritívoros.

F. ARENISCAS TABULARES CON ESTRATIFICACION PARALELA

Descripción. Esta litofacies está limitada en base y techo por las pelitas de la litofacies G. Consiste en cuerpos tabulares, de base plana, integrados por areniscas de grano medio con estratificación paralela de alto régimen, con lineación 'parting', hacia la base del estrato. En el techo se observan estructuras tipo costilla y surco ('rib and furrow', cf. Collinson y Thompson, 1989). Conforman capas de alrededor de 10 cm de espesor. La bioturbación está ausente. Estos depósitos constituyen sólo el 1% de la Formación Kotick Point en el área.

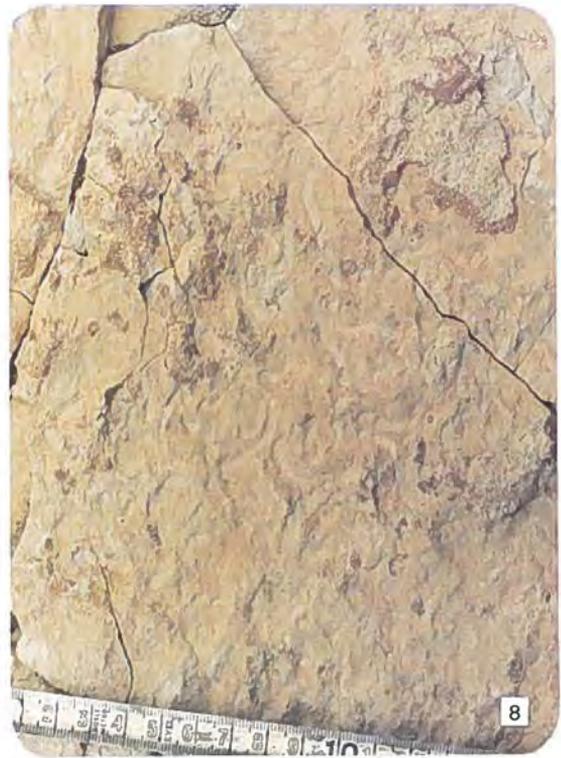
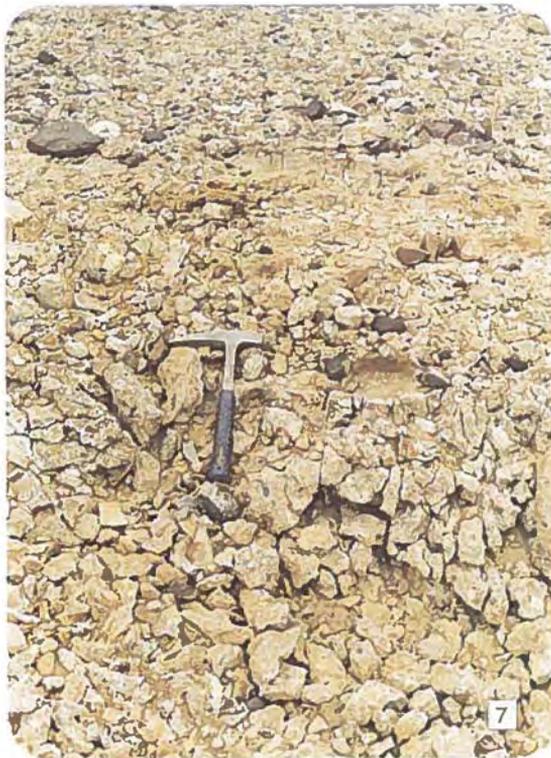
Distribución. Se presenta en las secciones B y C, en la margen norte del valle Sharp.

Mecanismo deposicional. Estos depósitos se habrían originado, probablemente, por corrientes de turbidez no confinadas. Las estructuras de costilla y surco constituirían la expresión en el plano de la laminación entrecruzada en artesa producida durante la migración de óndulas de corriente (cf.

Fig. 6. Litofacies de brechas y conglomerados con clastos proyectados. Notar la presencia de los clastos y bloques proyectados hacia el techo del banco. Localidad: Falso Pliegue.

Fig. 7. Litofacies de conglomerados medianos a areniscas de grano grueso. Localidad: margen norte del valle Sharp.

Fig. 8. Litofacies de areniscas de grano medio a fino, muy bioturbadas. Vista del techo de un banco mostrando la alta densidad de trazas de pastoreo de organismos detritívoros. Localidad: margen norte del valle Sharp.



Collinson y Thompson, 1989), y su presencia podría explicarse por el retrabajo de corrientes de fondo. La ausencia de bioturbación estaría relacionada con una alta velocidad de sedimentación.

G. PELITAS FRIABLES

Descripción. Estos niveles se componen de limolitas ricas en material carbonoso, muy friables y macizas. Conforman paquetes que llegan a superar los 100 m de potencia. Son de color gris oscuro y presentan abundantes concreciones carbonáticas, localmente portadoras de amonites. En algunos casos estas concreciones presentan bioturbación de organismos detritívoros (*Planolites-Zoophycos-Chondrites*). Es frecuente la presencia de troncos y restos vegetales carbonosos. Esta litofacies es la más abundante en los depósitos analizados (60%).

Distribución. Se presenta en las secciones A, B y C, en Cárcava Asimétrica y ambos márgenes del valle Sharp.

Mecanismo deposicional. Representa sedimentación por suspensión hemipelágica. La asociación de trazas fósiles, consistente en estructuras de alimentación de formas detritívoras, sugeriría condiciones anaeróbicas a disaeróbicas (Buatois y Mángano, 1992; ver también Ekdale y Mason, 1988).

H. ARENISCA DE GRANO FINO A PELITAS

Descripción. Esta litofacies está integrada por areniscas de grano fino a muy fino, macizas o con laminación ondulítica pobremente definida, que alternan con limolitas friables. Comprende secuencias de Bouma T_{c-a} o T_{d-g} . Poseen bases netas y geometría tabular. Las capas individuales, de entre 0,05 y 0,3 m de espesor, son granodecrecientes, pasando de areniscas de grano fino en la base a areniscas de grano muy fino y limolitas en el techo. A su vez, el arreglo del conjunto de capas revela una tendencia grano y estratocreciente, individualizándose ocho paquetes de entre alrededor de 10 y 40 m de potencia. Representa el 6% de la secuencia.

Distribución. Se encuentra restringida al tramo basal de la entidad (sección A), que aflora únicamente en el sector denominado Cárcava Asimétrica.

Mecanismo deposicional. Esta litofacies se corresponde, al menos en parte, con la facies 2 de Ineson (1989). Constituyen típicas turbiditas finamente estratificadas ('thin-bedded turbidites'). En consecuencia, los términos arenosos y probablemente parte de los pelíticos, se habrían depositado a partir de corrientes de turbidez diluidas, mientras que el resto de los niveles pelíticos representarían sedimentación por suspensión.

La litofacies H es comparable con la facies D de Walker y Mutti (1973), Mutti y Ricci Lucchi (1975) y Mutti (1979) y con la facies C2.3 de Pickering *et al.* (1986, 1989).

MODELO DEPOSICIONAL

En el presente estudio, coincidentemente con lo propuesto por Ineson (1989), se postula un modelo deposicional de talud para la Formación Kotick Point sobre la base del análisis paleoambiental efectuado en el área de Punta Stoneley (Fig. 9). Es importante señalar que el término talud en este contexto no implica un talud continental, sino simplemente una serie de escarpas producidas por fallas que pudieron haber tenido lugar en la plataforma. La zona de falla se habría localizado en el actual Canal Príncipe Gustavo. La interpretación aquí propuesta para la Formación Kotick Point complementa la efectuada muy recientemente por Ineson (1989). Este autor realizó un análisis de la sedimentación marina profunda en el borde noroccidental de la isla James Ross, principalmente de las formaciones Kotick Point y Whisky Bay. Discriminó entre depósitos de talud y de abanicos submarinos y definió tres asociaciones de facies: asociación de pelitas, asociación de areniscas-brechas y asociación de conglomerados. Las dos primeras representarían la sedimentación en ambiente de talud, mientras que la tercera correspondería a abanicos submarinos. Ineson señaló asimismo que la asociación de pelitas es la dominante en la Formación Kotick Point y la de conglomerados en la Formación Whisky Bay. La asociación de areniscas-brechas corresponde a los miembros Bibby Point y Gin Cove de la Formación Whisky Bay, aquí considerados el sector superior de la Formación Kotick Point. A su vez, Ineson (1989) hizo notar la distinción entre la proveniencia de detritos de grano grueso para el sistema de talud y para el de abanicos submarinos. En el primer caso dominan intraclastos

y fragmentos jurásicos de la Formación Ameghino; mientras en el segundo, prevalecen clastos bien redondeados derivados del arco. Asimismo, Pirrie (1991) señaló que las evidencias petrográficas indican actividad volcánica, ascenso y falla activa durante la depositación de los sedimentos que dieron origen a las formaciones Kotick Point y Whisky Bay.

Si bien la Formación Kotick Point se originó predominantemente en un ambiente de talud, cabe señalar que la sedimentación de grano fino fue interrumpida en una ocasión por la implementación de un sistema turbidítico. Este sistema está representado en la secuencia aquí analizada por los depósitos canalizados de grano grueso de las litofacies C. Este paquete conglomerádico representa el relleno de un canal submarino, probablemente de tipo entrelazado, que se emplazó en los sedimentos del talud. El análisis que se efectuará a continuación queda circunscrito a las restantes litofacies.

Se han distinguido tres elementos deposicionales fundamentales en el marco de la sedimentación de talud: depósitos de lóbulos arenosos, depósitos de talud abierto y depósitos de cuña de pie de talud.

Los **lóbulos arenosos** están representados por una única litofacies: 'Areniscas de grano fino a pelitas' (Litofacies H). Constituyen el tramo inferior de la Formación Kotick Point. Como fue señalado anteriormente, conforman una serie de paquetes grano y estratocrecientes. El arreglo de bancos que definen ciclos de progradación es un rasgo típico de los lóbulos arenosos turbidíticos. No existen evidencias que permitan ubicar con certeza la posición de estos lóbulos dentro del sistema. En estos ambientes es frecuente la presencia de lóbulos al pie del talud (Stow, 1986). Sin embargo, el hecho de que estén compuestos exclusivamente por material arenoso de grano fino a muy fino sugeriría un emplazamiento en sectores más distales o bien, su formación en momentos de menor aporte. Dentro del esquema de Ineson (1989), comprenderían parte de la asociación de pelitas.

El segundo elemento definido, el **talud abierto**, está representado por las litofacies D ('Areniscas de grano muy fino, con depósito residual'), E ('Areniscas de grano medio a fino, muy bioturbadas'), F ('Areniscas tabulares con estratificación paralela') y G ('Pelitas friables'). Estas litofacies se habrían depositado en áreas no canalizadas, de relieve plano, ocupando extensos sectores del talud. La sedimentación normal, por suspensión de material

fino, corresponde mayormente a la litofacies G. La depositación de pelitas en un ambiente de condiciones anaeróbicas a disaeróbicas fue el proceso dominante durante la mayor parte del lapso aquí analizado, tal cual queda evidenciado por la abundancia de esta litofacies. Las tres litofacies restantes se habrían desarrollado también en áreas de talud abierto, principalmente a partir de eventos esporádicos de sedimentación, en particular, corrientes de turbidez. Sin embargo, no se descarta que las corrientes de fondo hayan jugado algún papel, especialmente en el retrabajo y redistribución del material aportado por los flujos gravitatorios, especialmente en el caso de las litofacies D y F. La existencia de un depósito residual de gránulos que pasa abruptamente a areniscas de grano muy fino, limosas, y limolitas intensamente bioturbadas en la litofacies D, sugeriría la acción de corrientes más intensas, en una zona mayoritariamente de 'by-pass', posiblemente en una posición más proximal que las litofacies E y F. La presencia de estructuras de habitación de organismos suspensívoros en la litofacies D indica un pasaje a condiciones aeróbicas. Esto último resultaría coherente con la existencia de corrientes vigorosas en áreas más proximales que proporcionarían la oxigenación necesaria para el desarrollo de una biota de organismos suspensívoros. La presencia de trazas de pastoreo en la litofacies E sugiere, por el contrario, condiciones disaeróbicas. La litofacies F representaría la formación de mantos de arena que se esparcieron por la superficie del talud. Los depósitos de talud abierto, aquí descritos, equivalen en forma parcial a la asociación de pelitas de Ineson (1989).

Por último, la **cuña de pie de talud** está constituida por las litofacies de 'Brechas y conglomerados con clastos proyectados' (A) y de 'Areniscas gradadas o macizas' (B). Esta cuña de material de grano grueso se habría extendido bordeando al talud y su presencia ha sido previamente inferida por Ineson (1989). En dicha área predominaron los flujos de detritos, corrientes de turbidez densas y flujos fluidizados. Asociado a estos niveles estratigráficos se presenta, en el área estudiada, un bloque jurásico de la Formación Ameghino. Este bloque tiene alrededor de 1.000 m de longitud y cuenta con un espesor de 200 m. Ineson (1985a) ha considerado al mismo como un 'glide block', señalando que se habría originado por un mecanismo de deslizamiento. Esta unidad jurásica estaría formando parte de una

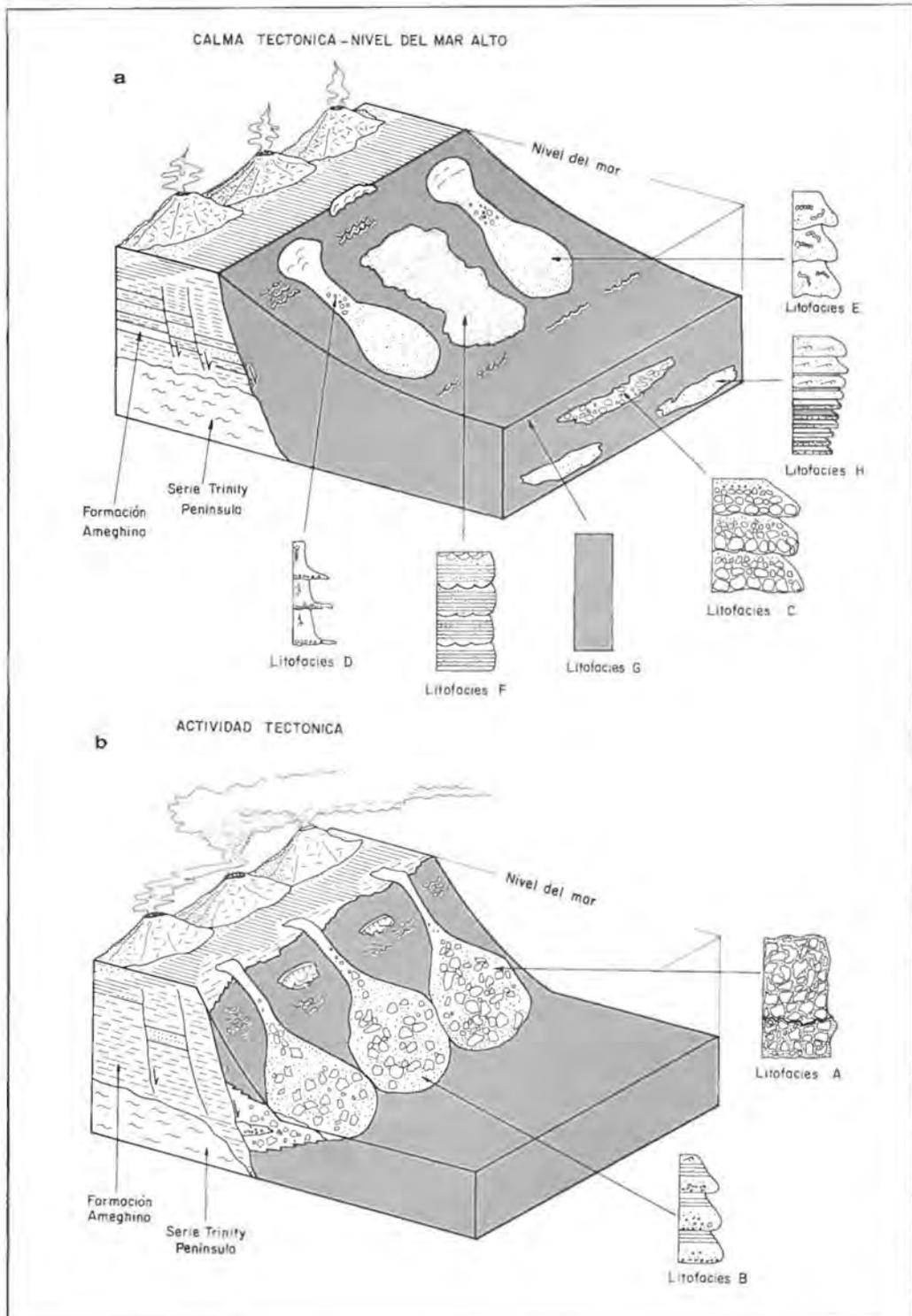


FIG. 9. Modelo deposicional para la Formación Kotick Point: **a**-distribución de litofacies durante momentos de calma tectónica y nivel del mar alto; **b**-formación de la cuña de pie de talud durante momentos de actividad tectónica.

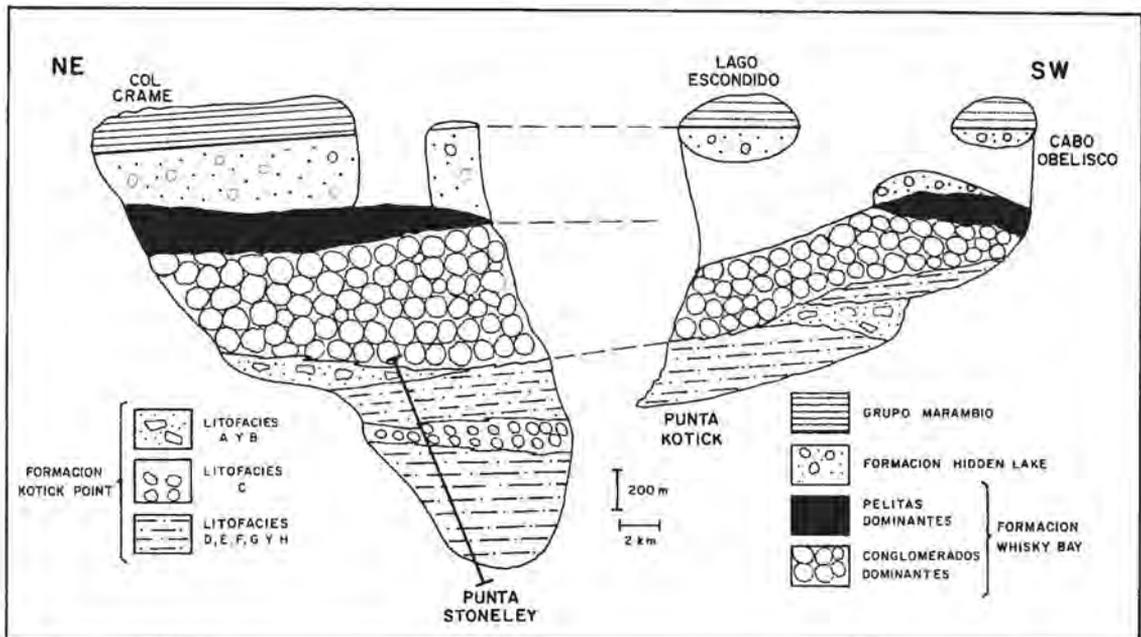


FIG. 10. Corte correlación en el sector noroccidental de la isla, paralelo al borde de cuenca, mostrando la distribución lateral de las facies (modificado de Ineson, 1989).

escarpa de falla. En el esquema de Ineson (1989), los depósitos de cuña de pie de talud están representados por la asociación de areniscas-brechas. Esta cuña de sedimentos de grano grueso presenta una distribución marcadamente irregular a lo largo de la isla, tal cual queda evidenciado en la figura 10. Stow (1986) ha señalado que en este tipo de taludes es frecuente la presencia de cuñas de escarpa de falla formadas en angostas cubetas al pie del talud. La discontinua configuración de la cuña estaría relacionada con sistemas de redistribución de sedimentos que habrían actuado en forma paralela al talud y/o con fuentes puntuales de aporte. Se formarían así lóbulos de material de grano grueso que pueden, en algunos casos, coalescer lateralmente. Ineson (1989) ha sugerido que estos depósitos conformarían lóbulos en la boca de cárcavas del talud. Los procesos de resedimentación de material de grano grueso fueron casi excluyentes en estos sectores. La presencia de capas de areniscas que exhiben intenso retrabajo de infaunales detritívoros indica un considerable tiempo entre los sucesivos pulsos de sedimentación episódica.

Si bien no se conocen depósitos someros de la misma edad hacia el oeste, pueden efectuarse algunas inferencias sobre la naturaleza de los siste-

mas que se habrían desarrollado hacia ese sector. La abundancia de restos vegetales asociados a flujos gravitatorios podría ser un indicio de un área de aporte cercana a la costa (cf. Buck y Bottjer, 1985, para una situación similar, aunque en un talud continental). Una plataforma muy angosta sería compatible con un modelo como el presentado. Recientemente, Ineson (1989) ha sugerido que el sistema podría ser alimentado por un gran 'fan-delta' que atravesaría la plataforma. Este autor ha señalado que el marcado contraste en la proveniencia de los sistemas de talud y abanico evidenciaría la presencia de una plataforma que recibiría el material derivado del arco.

Ineson (1989) ha manifestado que la sedimentación en el talud habría estado regulada primariamente por el tectonismo intracuencal, reflejando los pulsos de resedimentación y las discontinuidades en los movimientos locales y episódicos de las fallas de margen de cuenca. A su vez, Pirrie *et al.* (1991) indicaron la importancia del tectonismo como control de la sedimentación, señalando la ausencia de evidencias de cambios relativos del nivel del mar. Si bien la discriminación entre controles eustáticos y tectónicos es difícil de clarificar en numerosos casos, algunos puntos merecen

cierta discusión. La presencia de paquetes de pelitas de hasta centenas de metros en la Formación Kotick Point sugeriría un episodio de nivel del mar alto ('high stand sea level') en conjunción con una fase de calma tectónica (Fig. 9a). Durante momentos de nivel del mar alto, los sedimentos gruesos quedarían atrapados en sectores de plataforma, mientras que en las áreas profundas se produciría mayormente la sedimentación de material de grano fino por decantación. En forma localizada, reactivaciones de fallas se asociarían a la formación de la cuña de pie de talud (Fig. 9b) y del sistema turbidítico. Sin embargo, la posibilidad de que descensos del nivel del mar hayan tenido también un papel en la generación de estos pulsos de sedimentación de grano grueso no puede ser totalmente descartada.

Pickering *et al.* (1989) han puesto de manifiesto el carácter caótico que presenta el arreglo de facies en ambientes de talud en contraposición con el correspondiente al de abanicos submarinos. En la Formación Kotick Point no existen claros patrones generales de ciclicidad y secuencias de facies, confirmando lo señalado por dichos autores. A una escala menor, se ha identificado una serie de ciclos

conformados por los paquetes grano y estratocrecientes de la litofacies H, los cuales reflejan la progradación de lóbulos arenosos. La única excepción parecería residir en el reemplazo vertical de la litofacies E (distal) por la D (proximal), lo que sugeriría una progradación general del sistema.

Las secuencias que conforman este sistema deposicional guardan ciertas semejanzas con las descritas por Surlyk (1987) para el Jurásico tardío de Groenlandia. Este autor ha desarrollado un modelo de facies fundamentado en la presencia de cárcavas y lóbulos asociados en un talud controlado por fallas y formado en la plataforma. Sin embargo, en dicho caso las fallas del borde de cuenca formarían la línea de costa. Ejemplos actuales de sistemas de talud controlado por fallas son los desarrollados en el 'rift' del Mar Rojo (Stow, 1986) y cuencas marginales del Mar Tirreno (Wezel *et al.* 1981) y el Mar Caribe (Case, 1974). Litofacies similares a las reconocidas en el presente estudio son descritas también por Buck y Bottjer (1985) para el Cretácico tardío del sur de California, aunque en ese caso corresponden a un talud continental.

CONCLUSIONES

El análisis paleoambiental de la Formación Kotick Point efectuado en el área de Punta Stoneley, noroeste de la isla James Ross, conduce a postular un modelo deposicional de talud controlado por fallas que complementa la propuesta de Ineson (1989). A partir de la caracterización de ocho litofacies, se han definido tres elementos deposicionales dentro del marco de la sedimentación del talud: lóbulos arenosos, talud abierto y cuña de pie de talud. Los lóbulos arenosos son el producto de corrientes de turbidez de baja densidad. En el talud abierto habría dominado la sedimentación por suspensión, encontrándose subordinados los eventos de carácter episódico. Es probable que parte del material apor-

tado por los flujos gravitatorios haya sido retrabajado por corrientes de fondo. La cuña de pie de talud se formó a partir de la acción de flujos de detritos, flujos fluidizados y corrientes de turbidez arenosas densas. La discontinua configuración de la cuña evidencia una redistribución de sedimentos paralela al pie del talud y/o fuentes puntuales de aporte. Se sugiere que la Formación Kotick Point se habría originado mayormente en un momento de calma tectónica y nivel del mar alto. La reactivación de fallas habría jugado un papel preponderante en la formación de la cuña de pie de talud y del sistema turbidítico, aunque no puede descartarse, en principio, la participación conjunta de descensos del nivel del mar.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Instituto Antártico Argentino por haber posibilitado la realización de esta contribución. Deseo mencionar especialmente al Licenciado

Francisco Medina (CIRGEO) por su constante apoyo y dirección durante la realización de los trabajos en la isla James Ross. Tanto la lectura crítica de una

primera versión del presente artículo por parte del Dr. Leonardo Legarreta, (ASTRA C.A.P.S.A.) como los arbitrajes efectuados por los Dres. Luis Spalletti (Universidad Nacional de La Plata), David Macdonald (British Antarctic Survey) y Miguel Uliana (Astra C.A.P.S.A) han resultado altamente beneficiosos para alcanzar esta versión final. Agradezco asimismo al Licenciado Christian Chernoglasov (Universi-

dad de Buenos Aires) y a los Sres. Orlando Cárdenas y Juan Stancanelli (CIRGEO) quienes colaboraron en las tareas de campo, y a los Sres. Gabriel Giordanengo (CIRGEO) y Daniel Ruiz Hurtado (Universidad de Tucumán) por la realización de las ilustraciones. Este trabajo es una contribución al PID de CONICET No. 148100/88 «Estratigrafía y Paleontología del Cretácico de Antártica».

REFERENCIAS

- Adie, R.J. 1957. The petrology of Graham Land: III. Metamorphic Rocks of the Trinity Peninsula Series. *Falkland Island Dependencies Survey, Scientific Report*, Vol. 53, p. 1-26.
- Aguirre Urrutia, M.B.; Buatois, L. A.; Chernoglasov, G.Ch. B.; Medina, F. 1990. First Polichelidae (Crustacea, Palinura) from the Jurassic of Antarctica. *Antarctic Science*, Vol. 2, p. 157-162.
- Bibby, J.S. 1966. The stratigraphy of part of north-east Graham Land and the James Ross Island Group. *British Antarctic Survey, Scientific Report*, Vol. 52. p. 1-37.
- Buatois, L.A. (En prensa). Depósitos de fan delta y plataforma en la formación Hidden Lake, Cretácico de la isla James Ross, Antártida. *Instituto Antártico Argentino, Reuniones de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, No 2*.
- Buatois, L.A.; Mángano, M.G. 1992. La oxigenación como factor de control en la distribución de asociaciones de trazas fósiles, Formación Kotick Point, Cretácico de Antártida. *Ameghiniana*, No. 29, p. 69-84.
- Buatois, L.A.; López-Angriman, A. O. 1992. The ichnology of a submarine braided channel complex: the Whisky Bay Formation, Cretaceous of James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, No 94, p. 119-140.
- Buck, S.P.; Bottjer, D.J. 1985. Continental slope deposits from a Late Cretaceous, tectonically active margin, southern California. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 55, p. 843-855.
- Case, J.E. 1974. Major basins along the continental margin of northern South America. *In The Geology of continental margins* (Burk, C. A.; Drake, C. K.; editors). Springer-Verlag, p. 733-741.
- Collinson, J.D.; Thompson, D.B. 1989. Sedimentary structures. *Unwin Hyman*, 207 p. London.
- del Valle, R.A. 1984. Facies sedimentarias basales en la cuenca del extremo noreste de la Península Antártica. *In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas*, Vol. 5, p. 158-171. San Carlos de Bariloche.
- del Valle, R. A.; Fourcade, N. H. 1986. La cuenca sedimentaria post-Triásica del extremo nororiental de la Península Antártica. *Instituto Antártico Argentino, Contribuciones Científicas*, Vol. 323, p. 1-24.
- Ekdale, A.A.; Mason, T. 1988. Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*, Vol. 16, p. 720-723.
- Elliot, D.H.; Trautman, T.A. 1982. Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *In Antarctic Geoscience* (Craddock, C.; editor). *University of Wisconsin Press*, p. 287-297. Madison.
- Farquharson, G.W. 1982a. Late Mesozoic sedimentation in the northern Antarctic Peninsula and its relationship to the southern Andes. *Geological Society of London, Journal*, Vol. 129, p. 721-727.
- Farquharson, G.W. 1982b. Lacustrine deltas in a Mesozoic alluvial sequence from Camp Hill, Antarctica. *Sedimentology*, Vol. 29, p. 717-725.
- Farquharson, G.W. 1983. The Nordenskjöld Formation of the northern Antarctic Peninsula: an Upper Jurassic radiolarian mudstone and tuff sequence. *British Antarctic Survey, Bulletin*, Vol. 60, p. 1-22.
- Farquharson, G.W. 1984. Late Mesozoic, non-marine conglomeratic sequences of northern Antarctic Peninsula (The Botany Bay Group). *British Antarctic Survey, Bulletin*, Vol. 65, p.1-32.
- Farquharson, G.W.; Hamer, R. D.; Ineson, J.R. 1984. Proximal volcanoclastic sedimentation in a Cretaceous Back-arc basin, northern Antarctic Peninsula. *In Marginal Basin Geology* (Kokelaar, B.P.; Howells, M.F.; editors), *Geological Society of London, Special Publication*, Vol. 16. 219-229.
- Ineson, J.R. 1985a. A slope-apron-submarine fan complex in the Lower Cretaceous of Antarctica. *In International Association of Sedimentologists, European Regional Meeting, No.6, Abstracts*, p. 203-206. Lleida.
- Ineson, J.R. 1985b. Submarine glide blocks from the Lower Cretaceous of the Antarctic Peninsula. *Sedimentology*, Vol. 32, p. 659-670.
- Ineson, J.R. 1986. Proximal deep-water sedimentation in a Cretaceous back-arc basin, Antarctica. *In International Sedimentological Congress, No. 12, Abstracts*, p.152, Canberra.
- Ineson, J.R. 1989. Coarse-grained submarine fan and

- slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin, Antarctica. *Sedimentology*, Vol. 36, p. 793-819. Amsterdam.
- Ineson, J.R.; Crame, J.A.; Thompson, M.R.A. 1986. Lithostratigraphy of the Cretaceous strata of west James Ross island, Antarctica. *Cretaceous Research*, Vol. 17, p. 141-159.
- Lirio, J.M.; Marensi, S.A.; Santillana, S.N.; Marshall, P.A.; Rinaldi, C.A. 1989. Marambio Group at the south eastern part of James Ross Island, Antarctica. *Instituto Antártico Argentino, Contribución*, Vol. 371, p. 1-46.
- López-Angriman, A.O. 1987. Estudio estratigráfico de la secuencia cretácica a florante en el sector occidental de la isla James Ross, Antártida. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales*, 119 p. Buenos Aires.
- López-Angriman, A.O. 1988. Depósitos arenoconglomerádicos de canales submarinos entrelazados en las formaciones Kotick Point y Whisky Bay, isla James Ross, Antártida. *Instituto Antártico Chileno, Serie Científica*, Vol. 38, p. 67-80.
- Lowe, D.R. 1976. Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 46, p. 188-199.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment Gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 52, p. 279-297.
- Macdonald, D.I.M.; Barker, P.F.; Garrett, S.W.; Ineson, J.R. Pirrie, D.; Storey, E.C.; Whitham, A.G. 1988. A preliminary assessment of the Hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 5, p. 34-53.
- Malagnino, E.C.; Olivero, E. B.; Rinaldi, C.A.; Spikermann, J.P. 1978. Aspectos geológicos del borde occidental de la isla James Ross, Antártida. *In Congreso Geológico Argentino, No. 7, Actas*, Vol. 1, p. 489-503. Neuquén.
- Medina, F.A.; Ramos, A. 1981. Geología de las inmediaciones del Refugio Ameghino, Tierra de San Martín, Península Antártica. *In Congreso Geológico Argentino, No. 8, Actas*, Vol. 2, p. 871-882. San Luis.
- Medina, F.A.; Buatois, L.A.; López-Angriman, A.O. 1992. Estratigrafía del Grupo Gustav en la isla James Ross, Antártida. *In Geología de la isla James Ross, Antártida* (Rinaldi, C.A.; editor). *Dirección Nacional del Antártico, Instituto Antártico Argentino*, p. 167-192.
- Medina, F.A.; Rinaldi, C.A.; del Valle, R.A.; Baldoni, A. 1982. Edad de la Formación Lower Kotick Point en la isla James Ross, Antártida. *Ameghiniana*, Vol. 19, p. 263-272.
- Medina, F.A.; Scasso, R.A.; del Valle, R.A.; Olivero, E. B.; Malagnino, E.C.; Rinaldi, C.A. 1989. Cuenca mesozoica del margen nororiental de la península Antártica. *In Cuencas Sedimentarias Argentinas* (Chebli, G.; Spalletti, L.; editors). *Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica*, Vol. 6, p. 443-465. San Miguel de Tucumán.
- Mutti, E. 1979. Turbidites et cones sous-marins profonds. *In Sédimentation détritique (fluviale, littorale et marine)* (Homewood, P.; editor), *Institut de Geologie de l'Université de Fribourg, Short Course 1979*, p. 353-419.
- Mutti, E.; Ricci Lucchi, F. 1975. Turbidite facies and facies associations. *In Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines Field Trip Guidebook*, Vol. A-11, *International Sedimentological Congress, No. 9*, p. 21-26. Nice.
- Nemec, W.; Steel, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *In Sedimentology of gravels and conglomerates* (Koster, E.H.; Steel, R.J.; editors), *Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir*, Vol. 10, p. 1-31.
- Olivero, E.; Scasso, R.A.; Rinaldi, C.A. 1986. Revision of the Marambio Group, James Ross Island, Antarctica. *Instituto Antártico Argentino, Contribuciones*, Vol. 331, p. 1-27.
- Pankhurst, R.J. 1982. Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica. *Geological Society of London, Journal*, Vol. 139, p. 701-711.
- Pickering, K.T. 1984. The Upper Jurassic "Boulder Beds" and related deposits: a fault-controlled submarine slope, NE Scotland. *Journal of Geological Society of London*, Vol. 141, p.357-374.
- Pickering, K.T.; Stow, D.A.V.; Watson, M.; Hiscott, R. 1986. Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Review*, Vol. 23, p. 75-174.
- Pickering, K.T.; Hiscott, R.N.; Hein, F.J. 1989. Deep marine environments. *Unwin Hyman*, p. 416. London.
- Pirrie, D. 1989. Shallow marine sedimentation within an active margin basin, James Ross Island, Antarctica. *Sedimentary Geology*, Vol. 63, p. 61-82.
- Pirrie, D. 1991. Controls on the petrographic evolution of an active margin sedimentary sequence: the Larsen Basin, Antarctica. *In Developments in Sedimentary Provenance Studies* (Morton, A.C.; Todd, S.P.; Haughton, P.D.V.; editors), *Geological Society, Special Publication*, Vol. 57, p. 231-249.
- Pirrie, D.; Whitham, A.G.; Ineson, J.R. 1991. The role of tectonics and eustasy in the evolution of a marginal basin: Cretaceous-Tertiary Larsen Basin, Antarctica. *In Sedimentation, Tectonics and Eustasy: processes and products* (Macdonald, D.; editor), *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, No. 12, p. 293-305.
- Rinaldi, C.A. 1982. The Upper Cretaceous in the James Ross Island Group. *In Antarctic Geoscience* (Craddock, C.; editor), *University of Wisconsin Press*, p. 281-286. Madison.
- Rinaldi, C.A.; Massabie, A.; Morelli, J.; Rosenman, L.H; del Valle, R.A. 1978. Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. *Instituto Antártico Argentino, Contribuciones Científicas*, Vo. 217, p. 1-37
- Scasso, R.A.; Olivero, E.; Buatois, L.A. 1991. Lithofacies,

- biofacies and ichnoassemblage evolution of a shallow submarine volcanoclastic fan-shelf depositional system (Upper Cretaceous, James Ross Island, Antarctica). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 4, p. 239-260.
- Stow, D.A.V. 1985. Deep-sea clastics: where are we and where are we going? In *Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects* (Brenchley, P.J.; Williams, B.P.J.; editors), *Geological Society of London, Special Publication*, Vol. 18, p. 67-93.
- Stow, D.A.V. 1986. Deep clastic seas. In *Sedimentary environments and facies* (Reading, H.G.; editor), *Blackwell Scientific Publications*, p. 399-444. Oxford.
- Stow, D.A.V.; Lovell, J.P.B. 1979. Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. *Earth Science Reviews*, Vol 14, p. 251-291.
- Stow, D.A.V.; Piper, D.J.W. 1984. Deep water fine-grained sediments: facies models. In *Fine-grained sediments: deep water processes and facies* (Stow, D.A.V.; Piper, D.J.W.; editors). *Blackwell Scientific Publications*, p. 611-646. Oxford.
- Surlyk, F. 1984. Slope and deep shelf gully sandstones, Upper Jurassic, East Greenland. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 71, p. 464-475.
- Walker, R.G. 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol.86, p. 737-748.
- Walker, R.G. 1978. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol 62, p. 932-966.
- Walker, R.G. 1984. Turbidites and associated coarse clastic deposits. In *Facies Models* (Walker, R.G.; editor), *Geoscience Canada, Reprint Series*, Vol. 1. p. 171-188.
- Walker, R.G.; Mutti, E. 1973. Turbidite facies and facies associations. In *Turbidites and deep-water sedimentation*, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section Short Course*, p. 119-157.
- Wezel, F.C.; Savelli, D.; Bellagamba, M.; Tramontana, M.; Bartole, R. 1981. Plio-Quaternary depositional style or sedimentary basins along insular Tyrrhenian margins. In *Sedimentary basins of Mediterranean margins* (Wezel, F.C; editor), *CNR Italian Project of Oceanography*, Tecnoprint, p. 239-269. Bologna.
- Whitham, A.G.; Butterworth, P.J.; Macdonald, D.I.M. 1987. Tectonic significance of fan-delta sediments from the western margin of the Weddell Sea, Antarctica. In *Fan-deltas, sedimentology and tectonic settings* (Nemec, W; editor). *International Symposium on Fan Deltas, Abstracts*, p. 91-93. Bergen.