

## FACIES DE ABANICO SUBMARINO EN EL GRUPO TEPUEL (PALEOZOICO SUPERIOR) PROVINCIA DEL CHUBUT

OSCAR LOPEZ GAMUNDI y CARLOS O. LIMARINO

### Resumen

El grupo Tepuel es una secuencia clástica depositada durante el Paleozoico superior en la Cuenca Central Patagónica. Esta secuencia ha sido estudiada desde un punto de vista sedimentológico y facial, lo que ha permitido dividir a la sección II del Grupo, la cual contiene los "niveles glacimarininos" de Suero (1948), en cinco facies sedimentarias:

facies A: diamictitas gruesas y pelitas guijarrosas;

facies B: pelitas laminadas;

facies C: areniscas y pelitas alternantes;

facies D: areniscas medianas y guijarrosas;

facies E: ortoconglomerados polimícticos.

Estas facies fueron agrupadas en asociaciones faciales de acuerdo con sus relaciones espaciales.

La facies A corresponde a flujos de detritos; los conglomerados de la facies E y las areniscas medianas a gruesas de la facies D representan en su conjunto depósitos de relleno de canal producidos por corrientes de turbidez arenosas de alta densidad.

Las rocas de la facies B responden a condiciones hemipelágicas de sedimentación en zonas de intercanal. Los depósitos de la facies C fueron producidos por corrientes de turbidez diluidas de baja densidad en zonas de margen de canal.

La presencia de niveles carbonáticos lenticulares indica que la sedimentación de la mayoría de los depósitos tuvo lugar por encima de la profundidad de compensación de la calcita.

### Introducción

El Grupo Tepuel conforma una de las secuencias neopaleozoicas más potentes de la República Argentina. Depositada durante gran parte del Carbónico y el Pérmico inferior, la unidad de referencia se encuentra formada por sedimentitas clásticas, preferentemente marinas en el sector occidental de la cuenca que se continentalizan hacia el este (Suero, 1962).

Desde los primeros estudios ha llamado la atención la presencia de algunos niveles d'amictíticos (Suero, 1948) a los que se ha atribuido origen glacimarino (Suero, 1948,

### Abstract

The Tepuel Group is a clastic sequence deposited during Late Paleozoic times in the Central Patagonian Basin. This sequence has been studied from a sedimentological and facial point of view. Five facies have been established in the section II (middle part) of the Tepuel Group, which contains the so called "niveles glacimarininos" (glacimarine levels) described by Suero (1948):

facies A: coarse diamictites and pebbly mudstones;

facies B: laminated claystones and mudstones;

facies C: alternating fine sandstones and mudstones.

facies D: medium-grained to pebbly sandstones;

facies E: clast-supported conglomerates.

These facies were grouped in facies associations according to their spatial relationships. Facies A corresponds to debris flow deposits; conglomerates (facies E) and medium to coarse sandstones (facies D) represent channel fillings by high sandy turbidity flows.

Fine grained rocks of facies B comprise inter-channel hemipelagic conditions of sedimentation. Dilute low density turbidity flows produced the facies C deposits, placed in a channel-margin location.

The sedimentation of most deposits have taken place above the calcite compensation depth (CCD) judging by the presence of lens-like calcareous levels along the sequence.

1952), aunque más tarde Frakes y Crowell (1969), Frakes *et al.* (1969) y González (1972) los consideraron como producto de torrentes de barro subácuos.

En este trabajo se han estudiado las diamictitas y rocas asociadas en la sierra de Tepuel (fig. 1), dividiéndose la secuencia en facies sedimentarias en función de las características litológicas, de estructuras sedimentarias, morfología de los bancos y ciclicidad. Se propone al mismo tiempo un modelo de sedimentación en el que se incluye a todas las facies definidas, las que son

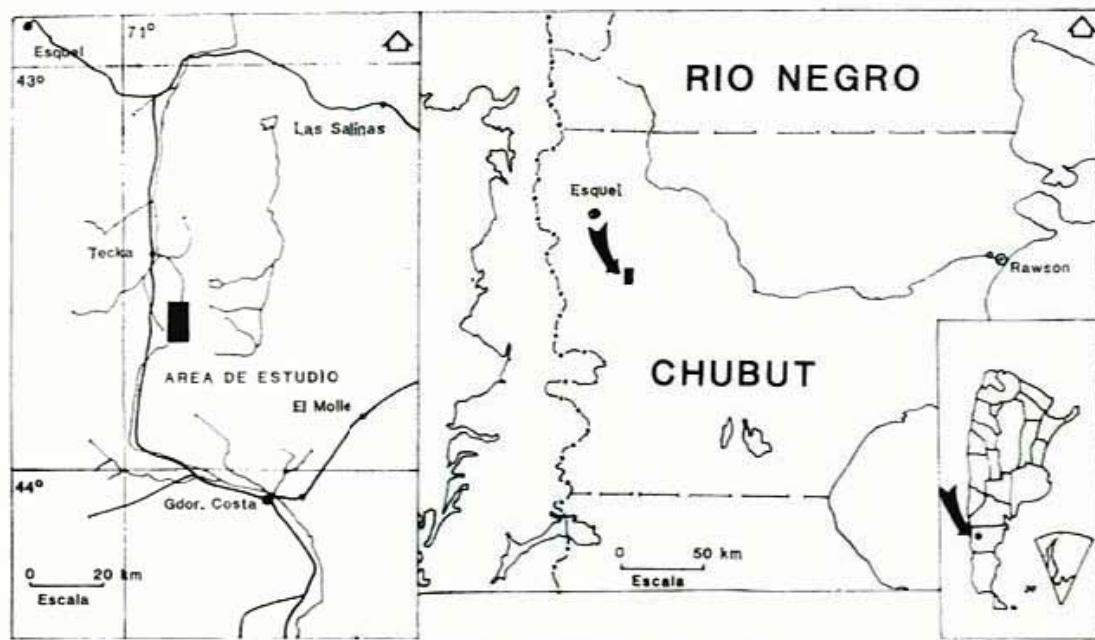


Figura 1. — Ubicación del área de estudio.

consideradas depósitos de abanico submarino, producidos en su mayor parte por la acción de flujos turbidíticos.

#### Ubicación estratigráfica de la secuencia estudiada

El perfil de la sierra de Tepuel levantado por Suero (1948) constituye una exposición clásica para el conocimiento de la estratigrafía neopaleozoica del Chubut extrandino. El espesor de la secuencia aflorante, el cual fue calculado por Suero (1948) en 500 m aproximadamente, junto a sus marcados cambios faciales y amplio registro cronológico llevan a considerar el área de referencia como propicia para la realización de estudios paleoambientales. A fin de cumplir con el objetivo señalado se procedió al levantamiento de un perfil de detalle de la unidad, sobre una traza ligeramente diferente a la utilizada por Suero (1948).

Al realizar los trabajos de campo, de acuerdo con Page *et al.* (1983), se consideró conveniente dividir a la secuencia en tres secciones.

La sección I (inferior) se caracteriza por abundantes psamitas, por la pobreza de estructuras sedimentarias en el interior de los bancos y por la ausencia de niveles po-

tentes de diamictitas. La sección II (parte media) es la de mayor espesor del Grupo y presenta los niveles de diamictitas descritos por Suero (1948, 1952), Perrot (1960), Frakes y Crowell (1969) y Frakes *et al.* (1969). Con estas rocas se asocian limolitas, lutitas (portadoras de invertebrados marinos), fangolitas guijarrosas, areniscas, areniscas guijarrosas, ortoconglomerados polimícticos y escasos niveles lenticulares carbonáticos. Sobre esta sección se realizaron los estudios sedimentológicos por lo que su descripción detallada será efectuada en el próximo capítulo. La sección III (superior) se encuentra formada por areniscas, ortoconglomerados polimícticos y algunos niveles de pelitas que contienen restos mal conservados de plantas. Las distintas litologías se presentan en bancos lenticulares en el interior de los cuales es frecuente la estratificación entrecruzada. No se ha observado la presencia de niveles de diamictitas.

#### Facies sedimentarias de la sección II

Como se habrá podido advertir, la sección II del Grupo Tepuel incluye a una amplia variedad de rocas sedimentarias. A esta heterogeneidad litológica deben agregarse los distintos tipos de estructuras observadas, junto a la diferente forma, potencia y disposición de los estratos. Estas caracte-

rísticas permiten separar dentro de la secuencia intervalos que presentan rasgos comunes y que han sido denominados facies sedimentarias, son ellas:

Facies A: Facies de diamictitas gruesas y pelitas guijarrosas.

Facies B: Facies de pelitas laminadas.

Facies C: Facies de areniscas y pelitas alternantes.

Facies D: Facies de areniscas medianas y guijarrosas.

Facies E: Facies de ortoconglomerados polimícticos.

Las características principales y espesores medios observados de las distintas facies se muestran en el cuadro 1 y en la figura 2.

### Descripción de las facies sedimentarias

#### Facies A

Se incluyen en esta facies rocas de amplio espectro granulométrico (desde psefitas hasta pelitas guijarrosas), que como caracte-

rística común principal muestran una baja relación clastos/matriz (inferior al 20%) la naturaleza de esta última es limo-arcillosa presentando la roca un esqueleto quebrantado.

En este trabajo se utiliza el término textural descriptivo *diamictita* en el sentido de Flint *et al.* (1960) y Spalletti (1980), para todas las rocas psefiticas-psamíticas que poseen abundante matriz de naturaleza limo-arcillosa.

Desde el punto de vista granulométrico, esta unidad sedimentaria está formada por paraconglomerados, fangolitas guijarrosas y escasos lentes de areniscas medianas con guijas. Las distintas especies litológicas conforman megasecuencias de carácter grano-decreciente, de espesor variable entre los 10 y 60 m; cada ciclo está compuesto por un nivel paraconglomerádico basal (que ocupa aproximadamente el 50% del espesor total) el cual gradúa hacia arriba por disminución en la relación clastos/matriz a pelitas guijarrosas, las que a su vez son cubiertas por limolitas y lutitas de la facies B. Ocasionalmente suelen intercalarse entre los paraconglomerados masas deformadas de arenis-

CUADRO I. — Características e interpretación de las facies.

FACIES	CICLO DE FACIES						FORMA DE LOS BANCOS	ESPESOR DE LOS BANCOS	ESPESOR MEDIO DE LA FACIES(m)	FORMA DE LA FACIES	INTERPRETACION
	Pc	Pg	Ag	Oc	A	P					
A							T (tabular)	mg (muy gruesas)	50	T	Flujos de detritos
B							T	mg	55	T	sedimentación hemipelágica
C							T	g-f(fines)	20	L	turbiditas clásicas
D							T-L	mg-g	35	T-L	flujos turbidíticos arenosos
E							L (denticular)	mg-g	10	L	conglomerados resedimentados

Pc: Paraconglomerados	Ag: Arenisca guijarrosa	A: Arenisca	M: Matiz	B: Bioturbación	Pd: Psamíticas
Pg: Pelita guijarrosa	Oc: Ortoconglomerados	P: Pelita	D: Depositionales	Pr: Psamíticas	



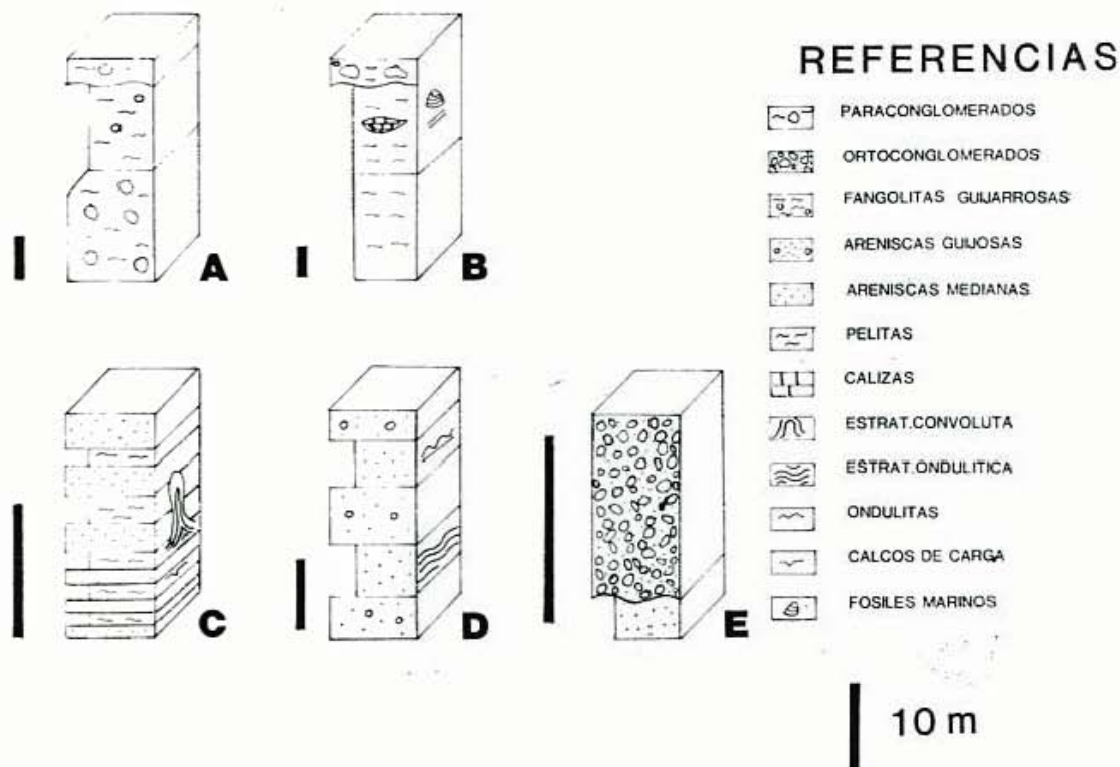


Figura 2. — Facies sedimentarias.

cas gujarrosas y areniscas medianas. Es notable el carácter macizo y fuertemente lenticular de estas intercalaciones que varían entre 2 y 8 m de longitud; los contactos tanto superiores como inferiores son netos y muy irregulares.

Esta facies presenta una típica coloración gris oscura y una marcada continuidad lateral a nivel de afloramiento, característica esta ya señalada por Suero (1948) y confirmada por Freytes (1970), quien ha utilizado a las diamictitas como niveles de correlación.

Los paraconglomerados conforman el 50 % de la facies y corresponden a rocas de color oscuro, formadas por una matriz limo-arcillosa en la que se disponen en forma caótica clastos de hasta 20 cm de diámetro máximo y de 3 a 5 cm de diámetro medio.

Litológicamente la fracción clástica mayor está formada por granito, cuarzo lechoso, rocas eruptivas (andesitas), rocas metamórficas esquistosas y escasas guija de roca probablemente sedimentarias de color oscuro. Es destacable la presencia de algunos clastos estriados. Estas rocas conforman bancos tabulares, macizos, por regla general

muy gruesos (más de 100 cm. escala de Ingram, 1954) de contacto inferior neto y superior transicional; solo en ocasiones se observa el desarrollo de una fábrica planar de los ejes mayores de los clastos.

Las pelitas gujarrosas (45 %) son de color gris oscuro y se presentan en bancos tabulares muy gruesos, macizos, de contactos transicionales, en donde las guijas raramente superan los dos centímetros de diámetro máximo. Verticalmente se observa una grosera disminución en la relación clastos/matriz lo que confiere un carácter gradado a gran escala a estas rocas.

Por último, es destacable señalar que las rocas incluidas en esta facies corresponden a los niveles glaciáricos de Suero (1948) y a los niveles diamictíticos de Frakes y Crowell (1969) y González (1972).

#### Facies B

Esta facies se caracteriza por su uniformidad litológica, ya que se encuentra formada exclusivamente por pelitas, las que conforman gruesos paquetes de hasta 60 m de espesor, en los que la identificación de estratos como unidad sedimentaria es pro-

blemática. El color de la unidad es gris oscuro y presenta una forma tabular, a menudo acompañando arealmente a la facies A. Verticalmente es posible observar variaciones en el ordenamiento interno de la secuencia, ya que mientras en la porción inferior los estratos son macizos, en la parte media y superior la laminación y la estratificación fina (menor de 3 cm de espesor) son muy frecuentes. Ocasionalmente las lutitas suelen mostrar bioturbación del tipo perforante vertical, que comúnmente ha producido el curvamiento de la laminación y en ocasiones homogeneización por acción biológica. Asociados a estos niveles pelíticos pueden encontrarse bancos carbonáticos lenticulares, de espesor no superior a 6 m, con abundantes invertebrados marinos.

### Facies C

Esta facies, de sencillo reconocimiento en el campo, se encuentra formada por una monótona alternancia de areniscas y pelitas, las que se presentan en bancos delgados a gruesos (de 1 a 100 cm), marcadamente tabulares, de contactos inferiores planos o ligeramente irregulares. Las areniscas son de color gris verdoso, de tamaño de grano muy fino, generalmente laminadas, aunque en algunos casos son macizas. Las pelitas generalmente limolitas, presentan colores oscuros siendo macizas o laminadas. El contacto entre ambas litologías se resuelve en forma neta, siendo la superficie ligeramente irregular como consecuencia de deformación por carga de los bancos arenosos supravacentes. Estas rocas se caracterizan por la presencia de estructuras sedimentarias post-deposicionales, las que son muy raras o están ausentes en el resto de las facies. La deformación por carga, visible por sus calcos, es muy común en la base de los estratos arenosos y puede estar asociada como fenómeno colateral a *boudinage* sedimentario. La estratificación convoluta, involucrando bancos de pelitas y areniscas, aparece en pliegues aislados e irregulares, de hasta un metro de longitud de onda. La razón arenisca/pelita es variable verticalmente en la facies; en efecto, en la parte inferior de cada ciclo es aproximadamente igual a 1, pero hacia el techo esta relación se hace mucho mayor que la unidad. En casi todas las exposiciones observadas han sido reconocidas secuencias estratocrecientes (figura 3) las que a menudo rematan con cuerpos arenosos y con-

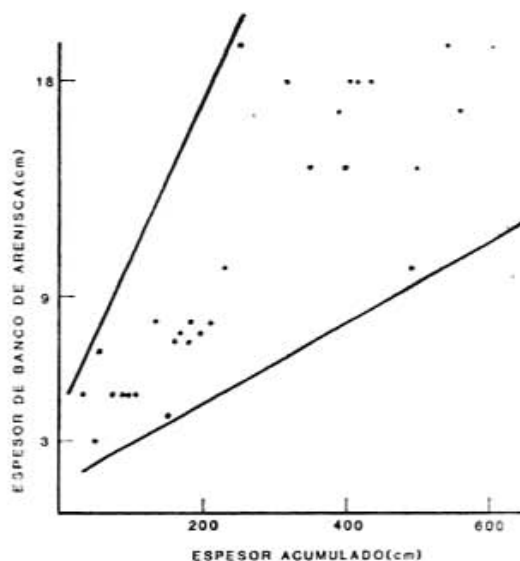


Figura 3. — Distribución del espesor de bancos de areniscas de la facies C en función del espesor acumulado. Obsérvese en secuencias de margen de canal, el carácter estratocreciente de la sucesión hacia términos superiores que se encuentran en contacto con depósitos canalizados de la facies E.

glomerádicos lentiformes de las facies D y E. La forma de la facies es generalmente lenticular o irregular.

### Facies D

De color gris verdoso, las rocas que componen esta facies conforman depósitos tabulares de base plana o irregular, generalmente macizos. Ocasionalmente, sin embargo, en el techo de los estratos de areniscas medianas es posible reconocer ondulitas, generalmente rectas (a veces linguoides) ligeramente asimétricas; esta estructura suele encontrarse acompañada por estratificación ondulítica fuera de fase en el interior de los bancos arenosos.

Las areniscas guijarrosas y medianas se presentan en proporciones aproximadamente equivalentes; las primeras en algunas ocasiones muestran variaciones laterales en el porcentaje de guijas. A nivel de afloramiento esta facies presenta una forma variable y como veremos luego puede interdigitarse con la facies E.

### Facies E

Esta facies presenta un color gris claro y una escasa continuidad lateral, consiste en ortoconglomerados polimícticos (matriz

arenosa) que conforman bancos lenticulares de espesor variable entre 1 y 3 m; el desarrollo lateral de estos estratos comunmente no supera los 20 m. El contacto inferior de las capas es ligeramente erosivo, mientras que el superior es a menudo transicional pasando por disminución en el porcentaje de clastos a areniscas guijarrosas de la facies D. Litológicamente los clastos son de variable naturaleza (granitoides, cuarzo, rocas sedimentarias oscuras etc.); llama la atención el excelente redondeamiento de algunos individuos y la forma preferentemente prolada que muestran. En la parte inferior de cada capa son comunes los clastos de pelitas intraformacionales, los que disminuyen rápidamente hacia arriba desapareciendo en la parte media de cada estrato. Estos conglomerados pueden ser fácilmente diferenciados de los que componen la facies A si se tiene en cuenta el carácter arenoso de su matriz y el alto valor de la relación clastos/matriz que presentan. Internamente las capas se caracterizan por su falta de ordenamiento ("conglomerados desorganizados" en el sentido de Walker, 1977) aunque algunas secuencias granodecrescentes y granocrecientes han sido observadas. Por último es interesante señalar la presencia de algunos cuerpos arenosos delgados a medianos intercalados entre los conglomerados.

#### Asociaciones faciales e interpretación

Gracias al carácter recurrente que muestran todas las facies descritas se han podido observar en varias oportunidades pasajes verticales y laterales entre las mismas. El resultado de estas observaciones ha llevado a definir tres asociaciones de facies que se repiten con regular asiduidad en el perfil estudiado (figura 4). Deben, sin embargo, diferenciarse dos tipos de asociaciones en función de su mayor tendencia al pasaje y desarrollo lateral o vertical. Esta diferenciación, que ha sido realizada basándose en las observaciones de campo, no inhibe el principio de Walther en el sentido de que las variaciones de los ambientes y de sus facies sedimentarias asociadas en sentido lateral se traducen en sentido vertical en la columna; muy por el contrario, se toma este principio como fundamental para la interpretación paleoambiental propuesta y sólo se marca una tendencia mayor al desarrollo

lateral o vertical de algunas de estas asociaciones faciales.

#### Asociación facial 1: facies A + facies B

La asociación 1 abarca depósitos de las facies A y B, su mayor desarrollo y tipo de pasaje es vertical. Los depósitos de la facies A se caracterizan por el predominio de niveles diamictíticos. El carácter macizo y el aspecto caótico es uno de los rasgos sobresalientes de estas rocas. El amplio espectro granulométrico y la presencia de clastos de hasta 20 cm sugieren que han participado en la sedimentación corrientes densas y/o viscosas y a la vez altamente competentes.

Siendo la relación clastos/matriz muy baja puede considerarse como mecanismo de soporte de material el de resistencia o fuerza de matriz (*matrix strength* de Middleton y Hampton, 1973, 1976) el que es muy común en las fangolitas guijarrosas consideradas como fluxoturbiditas o producto de flujos de detritos dentro del grupo de flujos gravitatorios.

La fábrica planar de los ejes mayores de los clastos es originada por corrientes de baja fluidez. Su presencia, aunque escasa, apoya en forma indirecta la génesis propuesta.

El estado deformacional de las masas de areniscas sugiere un estado prediagenético durante el cual se produjo el deterioro de las estructuras primarias (estratificación). Este tipo de deformación se da por pérdida parcial o total de cohesión cuando el material supera el límite líquido (Dott, 1963). La asociación de diamictitas (fangolitas guijarrosas) con cuerpos de areniscas deformadas ha sido clásicamente conectada con flujos gravitatorios subácueos (Crowell, 1957).

Las diamictitas pasan hacia arriba a pelitas macizas; este pasaje es transicional por progresiva disminución en el porcentaje de clastos mayores. El aspecto gradado de esta megasecuencia es similar al que Allen (1970) denominara *coarse-tail grading* el cual se produce cuando la concentración de material fino es alta y se caracteriza por una disminución de tamaño máximo hacia arriba con material pelítico presente en toda la extensión. Este tipo de gradación es por lo tanto diferente del causado por un flujo tractivivo que disminuye su competencia y capacidad en forma progresiva. Sobre las pelitas maci-



zas yacen pelitas laminadas y bioturbadas de la facies B.

Se interpreta a los depósitos de la facies A como originados en flujos gravitatorios, en particular flujos de detritos que hacia arriba pasan a depósitos de sedimentación hemipelágica representados por las pelitas laminadas de la facies B. La granulometría fina y la laminación de las rocas de la facies B evidencian la deposición de material por suspensión en zonas tranquilas. La abundante bioturbación observada en algunos casos puede desdibujar parte de las estructuras internas de los bancos. Estas rocas representan sedimentación hemipelágica desarrollada en períodos de relativa calma entre eventos turbidíticos evidenciados por los depósitos caóticos de la facies A.

Asociación facial 2: facies C + facies D + facies E

La asociación facial 2 agrupa a las facies C, D y E. El pasaje entre las dos primeras es neto y con mayor tendencia al desarrollo vertical, mientras que la facies E engrana con las otras dos preferentemente en forma lateral.

Las sedimentitas de la facies C, por sus estructuras sedimentarias y litologías, corresponden a las turbiditas "clásicas" de Bouma (1962). En términos del ciclo propuesto por este último autor, nos encontraríamos con secuencias  $T_{4-6}$ . Bouma (1962) y Walker (1967) han considerado a estos tipos como distales; sin embargo, varios autores (Mutti, 1977; Welsh, 1979) han demostrado que esta clase de turbiditas suelen presentarse asociadas con facies tanto de posición proximal como distal del abanico submarino, por lo que recomiendan el abandono del criterio citado como indicador de cercanía o lejanía. Por ende, adoptamos la denominación de Mutti (1977) de turbiditas finamente estratificadas (*thin-bedded turbidites*) en detrimento del concepto de turbiditas distales.

La falta de estructuras producidas por erosión de corriente y arrastre de objetos en el techo de los bancos pelíticos (turboglifos, marcas de punzamiento, surcos, etc.) podría ser indicadora de baja energía hidrodinámica de las corrientes (obsérvese que sólo están representados los términos superiores más finos del ciclo de Bouma,  $T_4$  y  $T_6$ ). Las secuencias estratocrecientes coinciden con las descritas por Mutti y Ricci Luchi (1972, 1975) y que se consideran

originadas en la progradación de lóbulos arenosos ubicados en el abanico medio y parte proximal del abanico exterior. Es interesante recordar que estas secuencias aparecen asociadas dentro de los paleocanales a depósitos conglomerádicos de la facies E; en su conjunto constituyen un complejo relativamente encauzado.

Al producirse un progresivo decrecimiento en la densidad del flujo turbidítico arenoso (por depositación de material), esta corriente se torna más fluida y se generan tramos arenosos con presencia de estratificación ondulítica fuera de fase, indicando una alta relación de carga de lecho a material en suspensión (Jopling y Walker, 1968).

El carácter macizo predominante de los cuerpos arenosos de la facies D los aproxima a los de la facies de areniscas macizas propuesta por Walker y Mutti (1973) y Walker (1978). La escasez de estructuras sedimentarias internas estaría debida básicamente a una fase de suspensión de fluidos turbulentos y a un estado posterior de modificación durante la deposición (Middleton y Hampton, 1973, 1976), procesos típicos de las corrientes de turbidez arenosas de alta densidad (Lowe, 19982).

La facies E está representada por conglomerados que se asocian verticalmente con rocas de la facies D. Se ha acordado como criterio fundamental para distinguir a estos conglomerados de aquellos de origen fluvial su asociación litológica con turbiditas (facies C) dentro de un ambiente de abanico submarino (Walker, 1978). Así, las rocas de la facies E pueden ser asimiladas al grupo de conglomerados resedimentados (Walker, 1977), dentro del cual se han identificado las variedades o modelos (a) desorganizado y (b) inverso a normalmente gradado.

La forma lenticular de los cuerpos y su base erosiva ponen de manifiesto el carácter encauzado de estos flujos. Dentro de la división de facies propuesta por Walker y Mutti (1973) y Mutti y Ricci Luchi (1972, 1975) los conglomerados corresponden a la facies A de estos autores, característica de las zonas de abanico medio a inferior. Cabe destacarse que la presencia de esta facies E es volumétricamente pequeña con respecto a las demás facies sedimentarias.

Asociación facial 3: facies C + facies B  
Esta asociación posee contactos transicio-

nales entre las facies involucradas y una tendencia mayor al pasaje lateral. Las pelitas de la facies B pasan lateralmente, por intercalación progresiva de bancos arenosos, a la facies C en zonas cercanas a los paleocanales, mientras que en zonas alejadas de los mismos predominan los depósitos de la facies B.

Niveles ondulíticos representando el término  $T_c$  del ciclo de Bouma (1962) son comunes en las zonas cercanas a los paleocanales (Nelson y Kulm, 1973; Mutti, 1977) como también fenómenos de estratificación convolutiva que afectan a estas turbiditas de la facies C. La distribución de facies y la geometría de los cuerpos definen una secuencia típica de margen de canal para las turbiditas de la facies C y de sedimentación hemipelágica de intercanal para las pelitas de la facies B. Esta transición lateral ha sido verificada por diversos autores con características similares a las descritas (Mutti 1977; Ghibaudo, 1980; Pickering, 1982; James, 1983).

Las paleocorrientes medidas en las ondulitas de las turbiditas dan sentidos hacia el NNO y SSO. Sus diferencias con las obtenidas a partir de ejes de paleocanales (NO-SE) refuerza la interpretación de albardones para parte de las rocas de la facies C ya que teóricamente existe una diferencia entre ambas direcciones, si bien cabe aclarar que no pueden tener sentidos encontrados (Pickering, 1982).

## Conclusiones

Las facies analizadas y sus asociaciones nos indican claramente la presencia de un antiguo abanico submarino para las rocas de la sección II del Grupo Tepuel (fig. 4). La progradación de lóbulos arenosos y la presencia escasa de conglomerados, sugieren la ubicación de estos depósitos dentro de la parte externa del abanico medio a abanico externo.

Esta ubicación está avalada por la presencia de típicas secuencias estrato y granoecientes ( $T_{d-e}$  a  $T_{c-e}$ ) asociadas a paleocanales mayormente arenosos y con escasa participación de conglomerados junto con pelitas de sedimentación hemipelágica ubicadas en zonas de intercanal. La presencia de diamictitas originadas por flujos de detritos puede concebirse en zonas de abanico

medio, aunque son más características del abanico interno. Sin embargo su gran abundancia parece estar regulada por procesos independientes del modelo propuesto. Particularmente la formación y abundancia de estos niveles se encontrarían condicionadas por fenómenos no relacionados directamente con el desarrollo de abanicos submarinos. La presencia de clastos estriados dentro de las diamictitas y la contemporaneidad de estos depósitos con otros de indudable origen glacial en la Argentina (cuenca Calingasta-Uspallata, González, 1981; López Gamundi, 1983) sugieren la posibilidad de que la glaciación hubiera regulado en forma indirecta la deposición de las diamictitas. Por otra parte, la relación entre glaciación y corrientes de turbidez ha sido ampliamente demostrada por diversos autores (Ericsson *et al.*, 1961; Stow, 1982) ya que la glaciación es un proceso capaz de aportar gran cantidad de material a la plataforma continental, el que debido a su posición inestable y abundancia, es proclive a ser retransportado y resedimentado en aguas más profundas a través de procesos de corrientes de turbidez y gravedad. De tal manera, si bien el mecanismo sedimentario propuesto por Suero (1948) no alcanza a explicar totalmente la variedad de facies encontradas, no puede descartarse una influencia indirecta de la glaciación del Gondwana en la formación de los depósitos del Grupo Tepuel.

Por último, la presencia de niveles carbonáticos lenticulares (con restos de invertebrados marinos) intercalados en la facies B, sugiere que la deposición de gran parte de la secuencia analizada tuvo lugar por encima de la profundidad de compensación de calcita, la cual constituye el límite por debajo del cual no se acumula material carbonático.

## Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por un subsidio otorgado por el Comité Argentino del Proyecto Litosfera (CAPLI) y realizado dentro del marco del mismo.

Los autores agradecen al Dr. A. Amos (Universidad de Buenos Aires) la lectura crítica del manuscrito y al Lic. R. Page (Servicio Geológico Nacional) su ayuda en el campo de las ideas intercambiadas.



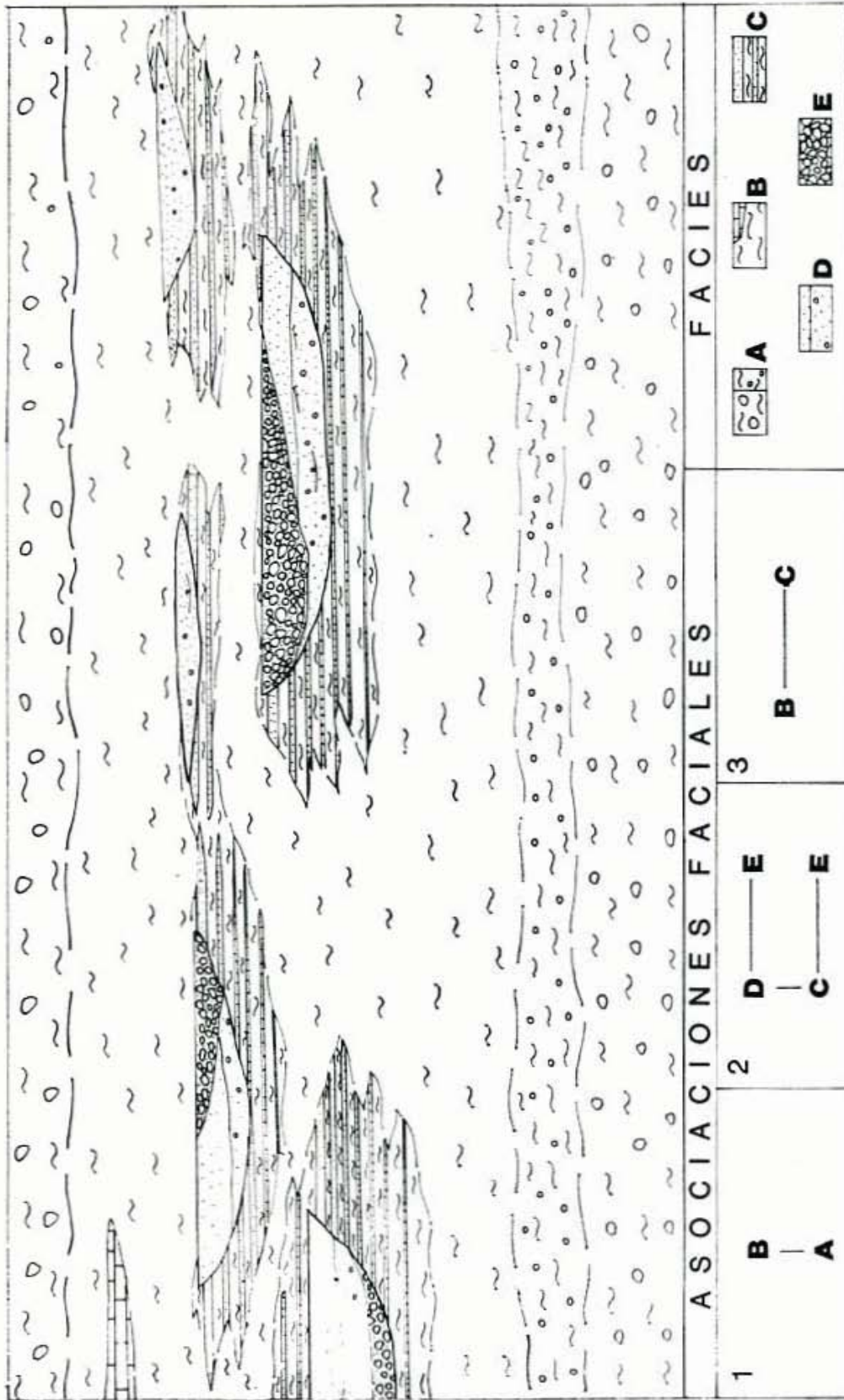


Figura 4. — Relaciones y asociaciones faciales en el Grupo Tepuel. Modelo de su distribución.

## Lista de trabajos citados en el texto

- Allen, J. R. L., 1970. *Physical processes of sedimentation*. Am. Elsevier, 248 p.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of some Flysch Deposits*. Am. Elsevier, 169 p.
- Crowell, J., 1957. *Origin of pebbly mudstones*. Geol. Soc. Am. Bull., 68: 993-1010, Boulder.
- Dott, R. H. Jr., 1973. *Dynamics of subaqueous gravity depositional processes*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 47 (1): 104-128, Tulsa.
- Ericsson, D., M. Erwing, G. Wollin y B. Heezen, 1961. *Atlantic deepsea sediment cores*. Geol. Soc. Am. Bull., 72: 193-285, Boulder.
- Flint, R., J. Sanders y J. Rodgers, 1960. *Diamictite, a substitute term for symmictite*. Geol. Soc. Am. Bull., 71: 1809-1810, Boulder.
- Frakes, L., A. J. Amos y J. Crowell, 1969. *Origin and Stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia*. En: *Gondwana Stratigraphy*, IUGS Symposium, UNESCO, 2: 821-843, París.
- Frakes, L. y J. Crowell, 1969. *Late Paleozoic Glaciation: I. South America*. Geol. Soc. Am. Bull., 80: 1007-1042, Boulder.
- Freytes, E., 1970. *Informe geológico preliminar sobre la sierra de Tepuel (Departamento de Languineo y Tehuelches, Provincia de Chubut)*. YPF, (inédito), Buenos Aires.
- Ghibaudo, G., 1980. *Deep-sea fan deposits in the Macigno Formation (Middle Upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Appenines, Italy*. Jour. Sed. Petrol., 50: 723-742.
- González, C., 1972. *La Formación Las Salinas, Paleozoico superior del Chubut, Argentina. Partes I y II*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 27 (1-2) Buenos Aires.
- 1981. *Pacimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 36 (3): 262-266, Buenos Aires.
- Ingram, R. L., 1954. *Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., 65: 937-938, Buenos Aires.
- James, D., 1983. *Sedimentation of deep-water slope and inner-fan deposits. The Drogol Formation (Ashgill), West Central Wales*. Sed. Geol., 34 (1): 21-40.
- Jopling, A. y R. G. Walker, 1968. *Morphology and origin of ripple-drift lamination, with examples from the Pleistocene of Massachussetts*. Jour. Sed. Petrol., 38: 971-984.
- López Gamundi, O., 1983. *Modelo de sedimentación glaciaria para la Formación Hoyada Verde, Paleozoico superior de la provincia de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 38 (1): 60-72.
- Lowe, D., 1982. *Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents*. Jour. Sed. Petrol., 52 (1): 279-297.
- Middleton, G. V. y M. A. Hampton, 1973. *Sediment gravity flows mechanisms of flow and deposition*. En: G. V. Middleton y A. Bouma (editores) *Turbidites and Deep ater Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section. Short Course, Anaheim.
- 1976. *Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows*. En: D. J. Stanley y D. Swift (editores) *Marine sediment transport and environmental management*. New York, Wiley Intersci., 197-218.
- Mutti, E., 1977. *Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees, Spain)*. Sedimentology, 24: 107-131.
- Mutti, E., y F. Ricci Luchi, 1972. *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Soc. Geol. Italiana Mem., 11: 161-199.
- 1975. *Turbidite facies and facies associations*. En: *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Appenines: field trip guidebook, A-11*, IX Int. Cong. Sedimentology, Nice, 21-36.
- Nelson, C. y L. Kulm, 1973. *Submarine fans and deep-sea channels*. En: G. V. Middleton y A. Bouma (editores) *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section. Anaheim.
- Page, R., O. Limarino, S. P. de Page y O. López Gamundi, 1983. *Interpretación estratigráfica del Grupo Tepuel*. En preparación
- Perrot, C. J., 1960. *Estudio geológico de las inmediaciones del Pasaje El Molle. Departamento Tehuelches (Prov. de Chubut)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 15: 53-79, Buenos Aires.
- Pickering, K. T., 1982. *Middle fan deposits from the late Precambrian Kongsfjord Formation submarine fan, northeast Finnmark, northern Norway*. Sed. Geol., 33 (2): 79-110.
- Spaletti, L., 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas*. Serie "B", Didáctica y Complementaria, N° 8, Asoc. Geol. Arg., 175 p., Buenos Aires.
- Stow, D., 1981. *Laurentian Fan: morphology, sediments, processes and growth pattern*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 65 (3): 375-393, Tulsa.
- Suero, T., 1948. *Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut*. Bol. Inf. Petrol., N° 287, Buenos Aires.
- 1952. *Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas en la zona extraandina del Chubut, Patagonia Austral, Argentina*. XIX Congr. Geol. Int. Simp. Series Gondwana: 273-284, Argel.

- 1962. *Paleogeografía del Paleozoico superior de la Patagonia (R. Argentina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 16 (1/2): 35-42, Buenos Aires.
- Walker, R. G., 1967. *Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments*. Jour. Sed. Petrol., 37: 25-43.
- 1977. *Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon*. Geol. Soc. Am. Bull., 88: 273-285. Boulder.
- 1978. *Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 62 (6): 932-966. Tulsa.
- Walker, R. G. y E. Mutti, 1973. *Turbidite facies and facies associations*. En: G. V. Middleton y A. Bouma (editores) *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section. Short Course Anaheim.
- Welsh, W., 1979. *A discussion of the criteria for distinguishing proximal from distal turbidites*. Sed. Geology, 22 (3/4): 121-126.

Recibido: 4 de agosto, 1983.

Aceptado: 28 de agosto, 1984.

OSCAR RAUL LOPEZ GAMUNDI

CARLOS OSCAR LIMARINO

CONICET

Departamento de Ciencias Geológicas  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires  
Ciudad Universitaria, Pabellón II  
1428, Buenos Aires

## INTERNATIONAL CONFERENCE ON COAL SCIENCE

28 de octubre al 1 de noviembre de 1985 - SIDNEY

Información general: Mr. R. W. Hinde

CSIRO - División of Fossil Fuels  
PO Box 136 - North Ryde - NSW 2113 - Australia.