

Sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales en el Grupo Curamalal (Paleozoico inferior), Cuenca paleozoica de Ventania, provincia de Buenos Aires, Argentina

Carlos ZAVALA^{1,2}, Gustavo AZÚA¹, R. Hugo FREIJE² y J. José PONCE¹

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.

E-mail : czavala@criba.edu.ar

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

ABSTRACT. *Flood-dominated deltaic systems of the Lower Palaeozoic Curamalal Group. Palaeozoic Ventania Basin. Buenos Aires province, Argentina.* The Curamalal Group (Ordovician ?) represents the first depositional episode recorded in the Palaeozoic Ventania Basin. Although it seems clear that the origin and evolution of this basin were related to the structural history of the south-western margin of Gondwana during the Palaeozoic, its precise genesis continues to generate controversies. The main outcrops are located in the north-western side of the Sierras Australes foldbelt, and comprise an overall fining-upward succession of clastic deposits up to 1000 m thick, unconformably overlying a Precambrian basement. The Curamalal Group is composed of four formations, named (from base to top) La Lola (conglomerates), Mascota, Trocadero (sandstones) and Hinojo (fine sandstones and mudstones). Field studies, supported by three detailed stratigraphical sections measured in the Cerro Pan de Azúcar area, permit the reconstruction of the depositional processes and geometry of the La Lola and Mascota formations. Seven facies have been identified, and are related here to the downstream dilution of fluvial-derived highly-concentrated sediment dispersions. The proximal facies are composed of sand-rich matrix-supported conglomerates (facies 1) related to hyperconcentrated flows (HCF), which underwent flow transformation downstream, resulting in residual clast-supported conglomerates (facies 2), and a range of coarse- to fine-grained sandstones (facies 3 to 5) with HCS; and mudstones (facies 6) related to high to low density waning turbidity currents. In some places, these gravity-derived deposits show evidence of tidal reworking (facies 7). The deposits are characterised by an essentially tabular geometry, and may be interpreted as proximal shelfal sandstone lobes partially modified by tides, in a flood-dominated fan-delta system.

Key words: *Sedimentology, Deltaic systems, Palaeozoic, Ventania, Buenos Aires, Argentina*

Palabras clave: *Sedimentología, Sistemas deltaicos, Paleozoico, Ventania, Buenos Aires, Argentina*

Introducción

El Grupo Curamalal (Harrington 1947, 1972) corresponde al primer evento depositacional en la cuenca paleozoica de Ventania (Fig. 1). Se compone por depósitos clásticos (conglomerados, areniscas y en menor medida pelitas), cuyo espesor superaría los 1.000 m, dispuestos en discordancia sobre rocas ígneas y metamórficas del basamento precámbrico (Varela y Cingolani 1975). Según Harrington (1947, 1972) se reconocen en este grupo cuatro unidades litoestratigráficas, a las que denominó (de abajo hacia arriba) como formaciones La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo, las que presentan en general una disposición granodecreciente (Fig. 2). Harrington (1947, 1972) interpretó a estas rocas como producidas por sistemas aluviales que pasan hacia arriba a sistemas marinos de plataforma. Posteriormente Andreis y López Gamundí (1985) y Andreis *et al.* (1989) interpretaron a los depósitos conglomerádicos basales como playas gravosas con altas pendientes

adosadas al basamento cristalino, relacionadas a la acción de corrientes litorales a lo largo de la paleocosta.

En general, el alto grado de deformación tectónica que afecta gran parte de los afloramientos ha limitado la realización de estudios sedimentológicos de detalle que permitan una actualización de la estratigrafía propuesta por Harrington (1947, 1972), tanto en lo referente al control de los espesores de las unidades, relaciones estratigráficas laterales y paleoambientes involucrados.

En este trabajo se propone una nueva interpretación paleoambiental para los depósitos clásticos gruesos ubicados a la base del Grupo Curamalal (formaciones La Lola y Mascota), basado en el análisis de facies sedimentarias y la medición de tres secciones estratigráficas de detalle. Dado que los asomos de la base de esta unidad son muy limitados, en esta etapa del trabajo se seleccionó la zona del cerro Pan de Azúcar (Fig. 1), sin lugar a dudas la mejor por la baja disturbación tectónica y buena continuidad lateral de los afloramientos.

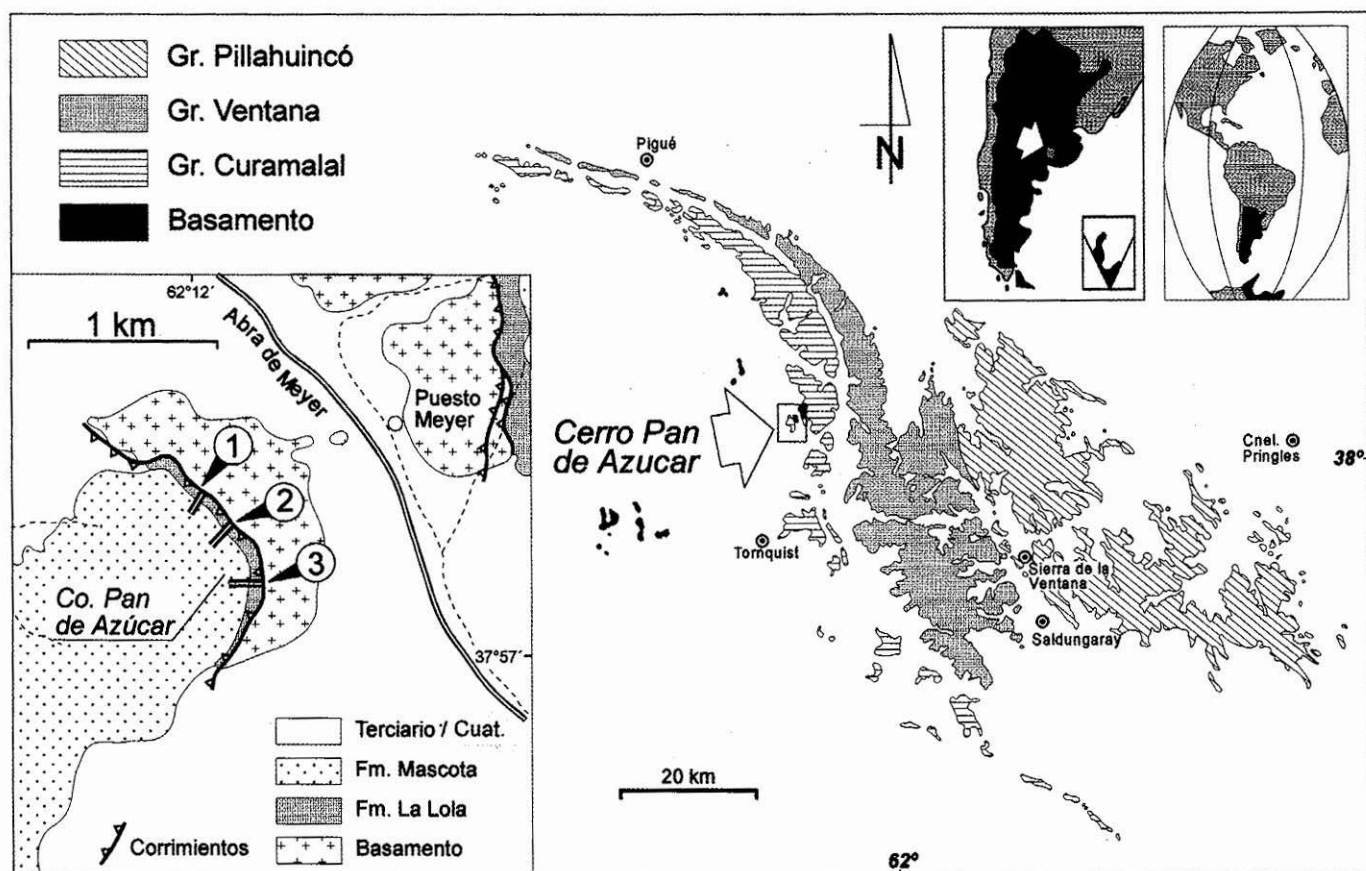


Figura 1: Mapa de ubicación de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, con indicación del área de estudio y las secciones estratigráficas medidas.

Marco geológico

Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, también conocidas como Sierra de la Ventana, constituyen un cordón serrano de unos 150 km de longitud, con alturas máximas de 1.200 m s.n.m., donde afloran rocas del Precámbrico al Paleozoico (Figs. 1 y 2). Estos afloramientos son en realidad asomos locales de lo que fuera el basamento y relleno de una extensa cuenca sedimentaria elongada, extendida a lo largo del margen SO de Gondwana durante el Paleozoico, dado que depósitos equivalentes afloran en el sur de Sudáfrica (Cape Foldbelt) y Antártida (Ellsworth Mountains) (Keidel 1916; Buggisch 1987). La génesis precisa de esta cuenca continúa generando controversias, ya que ha sido interpretada como un aulacógeno (Harrington 1970; Turner 1975), una cuenca de retro-arco (Lock 1980; Forsythe 1982; Dalziel y Forsythe 1985; Uliana *et al.* 1985), y un prisma miogeoclinal de margen pasivo (Ramos 1984, 1988). Las rocas más antiguas (basamento y base de la columna sedimentaria) se ubican en el flanco oeste del cordón serrano (Fig. 1), haciéndose progresivamente más jóvenes hacia el este. De la misma manera, se reconoce una disminución del grado de metamorfismo desde el oeste al

este (Harrington 1947; Buggisch 1987). Las rocas del basamento son principalmente graníticas, las que en los cerros San Mario y del Corral (base del cerro Pan de Azúcar) indican una edad precámbrica tardía (598-671 Ma) (Varela y Cingolani 1975). La existencia en la región de rocas ígneas con edades radimétricas más recientes (hasta pérmica) no ha sido adecuadamente explicada hasta el presente. La cubierta sedimentaria se compone de una espesa sucesión de depósitos clásticos de plataforma hasta continentales, en donde Harrington (1947, 1972) reconoció tres grupos limitados por discordancias regionales, a los que denominó como Curamalal, Ventana y Pillahuincó (Fig. 2). De estos tres grupos, sólo los dos superiores han sido parcialmente ubicados estratigráficamente en base a su contenido fosilífero, sugiriendo una edad devónica para la parte superior del Grupo Ventana (Formación Lolén), y pérmica para el Grupo Pillahuincó (Harrington 1947; Llambías y Prozzi 1975). Harrington (1947) propuso una edad silúrica para el Grupo Curamalal, la que se corroboraría por la presencia en estos depósitos de trazas fósiles de *Scolithos* de grandes dimensiones (*Spreitenbau*), las que sugerirían una edad paleozoica temprana (Buggisch 1987). No obstante Buggisch (1987) considera que de acuerdo a correlaciones con la Cape Fold-

belt (Sudáfrica) la base del Grupo Curamalal debería ubicarse en el Ordovícico. Otras implicancias surgen del trabajo de Varela y Cingolani (1975), quienes obtuvieron una edad radiométrica de 388 Ma para un clasto de riolita contenido en el conglomerado basal del Grupo Curamalal, lo que indicaría una edad máxima para la unidad. De ser así, toda la sucesión estratigráfica de las Sierras Australes podría corresponder al intervalo Devónico temprano-Pérmico (Cobbold *et al.* 1986). En lo que respecta a la deformación y evolución estructural de las sierras, el modelo dista de ser el definitivo. Si bien Keidel (1916) y Schiller (1930) destacaron la importancia del fallamiento en la deformación, Harrington (1947, 1970) interpreta a esta cadena como un ejemplo de plegamiento puro. Estudios posteriores revitalizaron la importancia del fallamiento (referencias en Tomezzoli y Cristolini 1998) llegando a interpretar a las Sierras Australes como una faja plegada y corrida (Von Gosen *et al.* 1990, 1991). Otros autores (Martínez 1980; Sellés Martínez 1986, 1989; Cobbold *et al.* 1986, 1991; Japas 1988, 1989) propusieron un esquema transpresivo, pero sin coincidir en la dirección de los esfuerzos principales. De cualquier manera, parece claro que la deformación de las Sierras Australes es pre-miocena (Harrington 1947), con un episodio tectónico principal que podía ubicarse en el Pérmico tardío-Triásico temprano (Cobbold *et al.* 1986).

Análisis de facies

El trabajo de campo consistió en la medición de tres secciones estratigráficas de detalle (Fig. 3), complementada con la observación cuidadosa de las características internas de los cuerpos de roca y sus relaciones laterales a fin de posibilitar un análisis de facies. La descripción de las facies sedimentarias, orientada al estudio de los mecanismos de transporte y sedimentación, permitió la identificación de 7 facies cuyas relaciones laterales pudieron ser controladas en el campo gracias a las buenas condiciones de los afloramientos.

Facies 1

Descripción: Son conglomerados matriz-sostén, donde clastos bien redondeados de cuarcita de hasta 25 cm de diámetro se encuentran dispersos en una matriz de arena gruesa bien seleccionada (Figs. 4c, 4d). Estos clastos son en su mayoría elongados, y se disponen generalmente con su eje mayor paralelo a la estratificación. Los cuerpos son tabulares a irregulares (Fig. 4a), de base neta o neta-erosiva, con espesores de hasta 1,5 m, y presentan a menudo gradación normal o inversa.

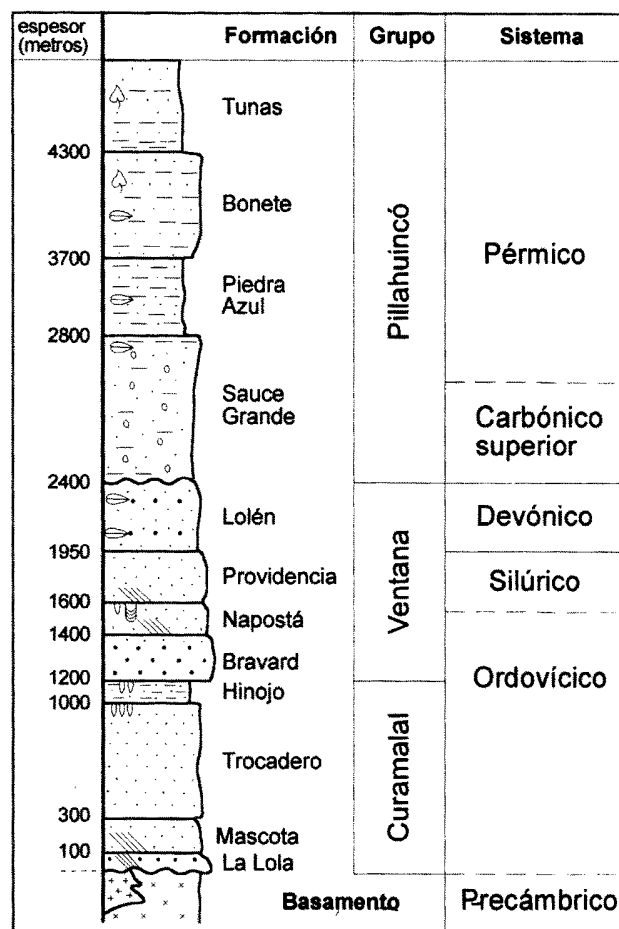


Figura 2: Columna estratigráfica de la Cuenca paleozoica de Ventania (modificado de Buggisch 1987).

Interpretación: La falta de ordenamiento interno y la presencia de clastos redondeados dispersos en una matriz arenosa sugiere que esta facies se habría depositado "en masa" a partir de un flujo hiperconcentrado de origen fluvial (Smith 1986, 1987; Smith y Lowe 1991; Mutti 1992). La presencia de un cierto alineamiento de los clastos indicaría un flujo laminar (Lindsay 1966, 1968; Fisher 1971) favorecido por una alta densidad del flujo y la existencia de una cierta cohesión de la matriz.

Facies 2

Descripción: Se integra por potentes cuerpos de conglomerados clasto-sostén (Fig. 5a), frecuentemente amalgamados, con bases erosivas y espesores variables entre 0,5 a 4 metros. La mayoría de los clastos son de cuarcitas, bien redondeados y con diámetros que oscilan entre 3 y 25 centímetros. Los clastos suelen presentar imbricación, integrando bancos tabulares a irregulares, los que se presentan masivos o con gradación normal.

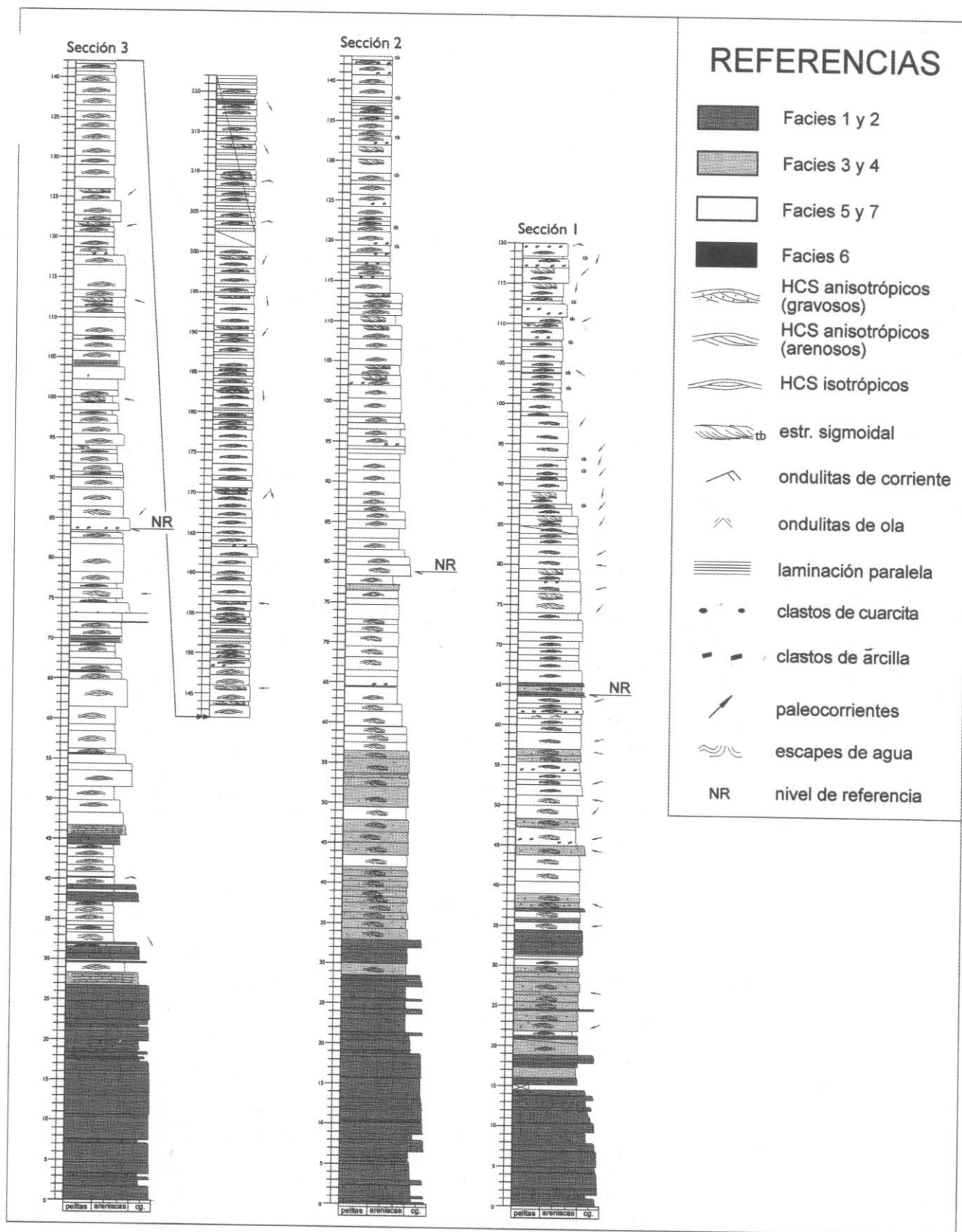


Figura 3: Secciones estratigráficas detalladas del Grupo Curumamal en el cerro Pan de Azúcar. Para la localización de las mismas véase la figura 1.

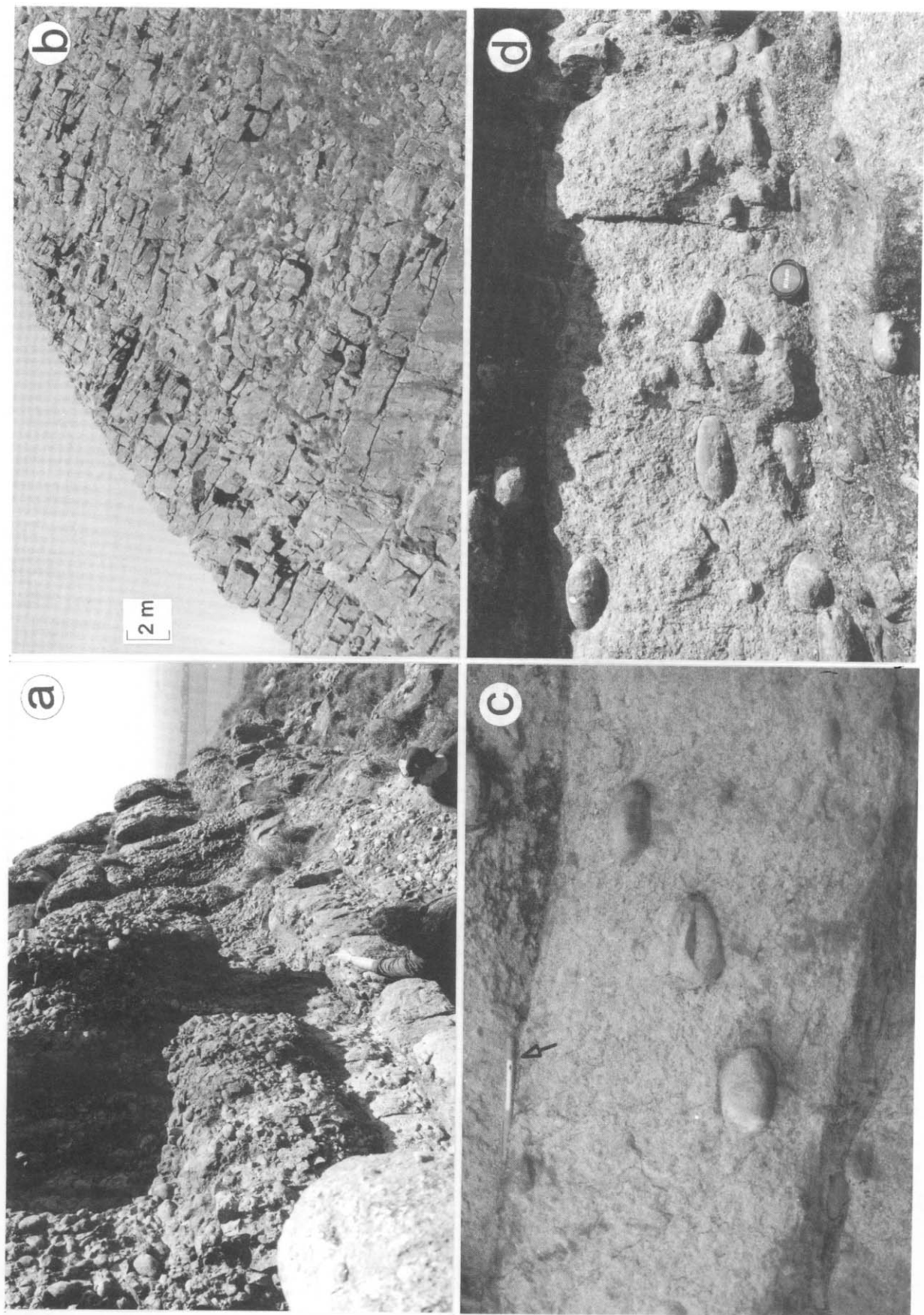


Figura 4: a, Vista general de los afloramientos basales del Grupo Curamalal (Formación La Lola) en el cerro Pan de Azúcar. Nótese las geometrías algo irregulares de las facies gruesas. b, Vista panorámica de la sección superior (Formación Mascota) aflorante en la misma localidad. Nótese la geometría tabular de las capas arenosas. La escala es aproximada. c, Detalle de la facies 1, clastos cuarcíticos redondeados de grandes dimensiones inmersos en una matriz de arena gruesa. Los clastos mayores presentan su eje mayor paralelo a la estratificación. La lapicera de escala (flecha). d, Detalle de la facies 1, progresiva segregación de los clastos mayores hacia la base de la capa. La tapa de la cámara fotográfica de escala.

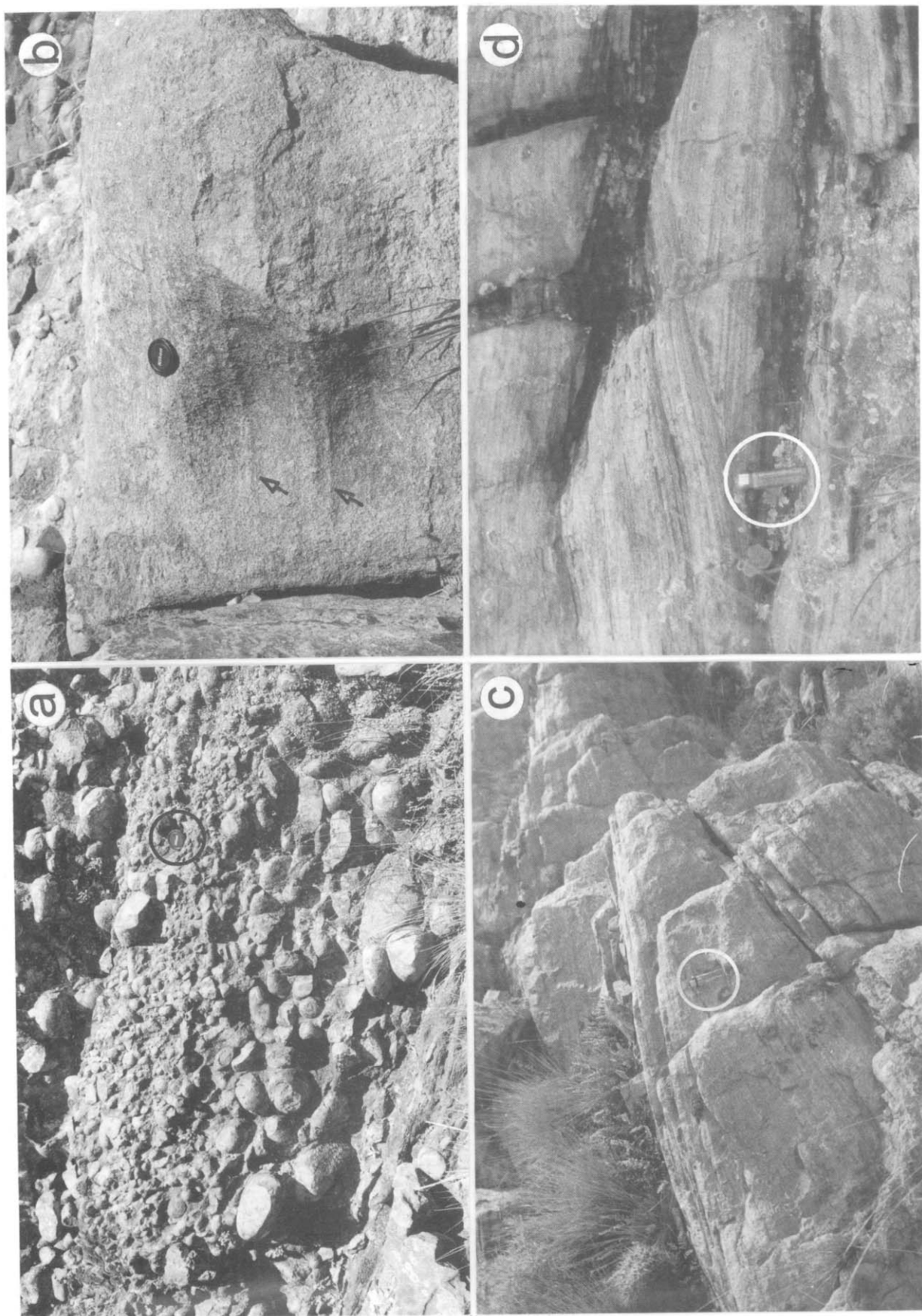


Figura 5: a, Vista de la facies 2, la que se compone por conglomerados clasto-sostén, los que se presentan amalgamados (las superficies de amalgamación se indican con las flechas). Nótese la gradación normal de la capa. La tapa de la cámara (círculo) de escala. b, Detalle de la facies 3, la que se compone por areniscas gruesas y clastos aislados con una difusa laminación interpretada como carpetas de tracción (flechas). La tapa de la cámara de escala. c y d, Vista de la facies 5, la que se integra por bancos arenosos tabulares con HCS. Nótese la divergencia de las láminas y la típica geometría en domo de la estructura. El encendedor de escala (círculo) en ambas.

Interpretación: La presencia de una fábrica clasto sostén, donde los clastos de grandes dimensiones se encuentran en contacto físico entre sí, indica una depositación partícula a partícula. Los clastos serían progresivamente segregados como consecuencia de una transformación de flujo (Fisher 1983; Mutti 1992) entre un flujo hiperconcentrado (flujo laminar) y una corriente turbidítica de alta densidad (flujo turbulento). Esta transformación se relacionaría a una dilución del flujo original por incorporación de agua ambiente (*surface transformation* de Fisher 1983). La presencia de gradación normal en algunas capas podría deberse a una dilución progresiva. Al igual que en la facies 1, los clastos redondeados de grandes dimensiones se interpretan como de origen fluvial.

Facies 3

Descripción: Corresponden a areniscas gruesas con una difusa laminación con carpetas repetidas de 1 a 4 cm cada una (Fig. 5b), las que internamente muestran gradación inversa entre arena gruesa y pequeñas gravas. Los bancos presentan una geometría tabular, con espesores de 0,4 a 1,5 m y bases netas a levemente erosivas. Es común en esta facies la presencia de gravas aisladas de hasta 2 cm entre las láminas.

Interpretación: Estas láminas se interpretan como carpetas de tracción depositadas a partir de una corriente de turbidez gravosa de alta densidad (Lowe 1982; Mutti 1992). Este depósito se originaría por una bipartición del flujo, donde un flujo laminar más denso (Todd 1989) se diferenciaría en la parte basal a partir de un flujo turbulento (*gravity transformation* de Fisher 1983). La presencia de gradación inversa en las láminas indica que el mecanismo principal de sustentación sería la presión dispersiva por colisión intergranular (Bagnold 1954; Lowe 1982; Todd 1989). El apilamiento de sucesivas láminas se relacionaría a la repetición cíclica de este mecanismo (Lowe 1982).

Facies 4

Descripción: Son areniscas medias a gruesas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo asintótica a la base, cuyos *sets* muestran espesores entre 0,50 y 1 metro. Se observa en general en las capas una disminución hacia arriba en el ángulo de inclinación de los *foresets*, adquiriendo hacia el techo una forma de domo. Los bancos son tabulares a algo irregulares dispuestos con base neta, con gradación normal y espesores de hasta 2 metros. Esta facies presenta comúnmente clastos de arcilla y pequeñas gra-

vas (hasta 1 cm de diámetro) dispersas entre las láminas de estratificación.

Interpretación: La geometría y evolución vertical de las estructuras entrecruzadas permiten interpretarlas como estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* (HCS) anisotrópica. Esta estructura sugiere que esta facies se habría depositado a partir de una corriente unidireccional predominante con una corriente oscilatoria subordinada (flujo combinado) (Nottvedt y Kreisa 1987; Duke *et al.* 1991; Mutti *et al.* 1994). La geometría e inclinación decreciente de las láminas frontales de los HCS anisotrópicos indicaría altas tasas de decantación a partir del flujo original, la que asociada al flujo unidireccional conformaría una estructura de tracción-decantación de gran magnitud. La presencia de pequeñas gravas asociadas a una estructura de tracción-decantación sugiere que éstas serían aportadas por la corriente a partir de un flujo turbulento de gran escala, asignable a una corriente de turbidez gravosa de alta densidad que desacelera. La ausencia de una evidente canalización indicaría que estas facies podrían tener un origen similar a las facies F6 reconocidas por Mutti (1992) para sistemas turbidíticos. Esta última estructura ha sido relacionada a un salto hidráulico, entre una corriente turbidítica de alta densidad (superfónica), y una corriente turbidítica de baja densidad (subfónica). Debido a la expansión del flujo, las partículas más gruesas que no pueden ser mantenidas en suspensión por la turbulencia decantarían generando formas de lecho características.

Facies 5

Descripción: Comprende areniscas medias a finas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo con geometría de domo (Figs. 5c, 5d). Las láminas internamente muestran divergencia, las que pueden presentar o no una dirección de migración predominante. Esta facies se observa en bancos tabulares gradados de hasta 2 m de espesor con base neta. A menudo incluye clastos angulosos de arcilla (*clay chips*) de hasta 1 cm (Fig. 6a), los que son más abundantes hacia la base de las capas.

Interpretación: De acuerdo a sus características, las estructuras principales son interpretadas como HCS anisótropos e isótropos. Esta estructura se vincula a flujos combinados, con predominancia de la componente unidireccional en los HCS anisótropos, u oscilatoria en los HCS isótropos (Arnott y Southard 1990). Si bien los HCS isótropos han sido relacionados a eventos de tormenta en plataformas dominadas por oleaje (Harms *et al.* 1982; Dott y Burgeois 1982; Duke *et al.* 1991) su presencia ha sido asimis-

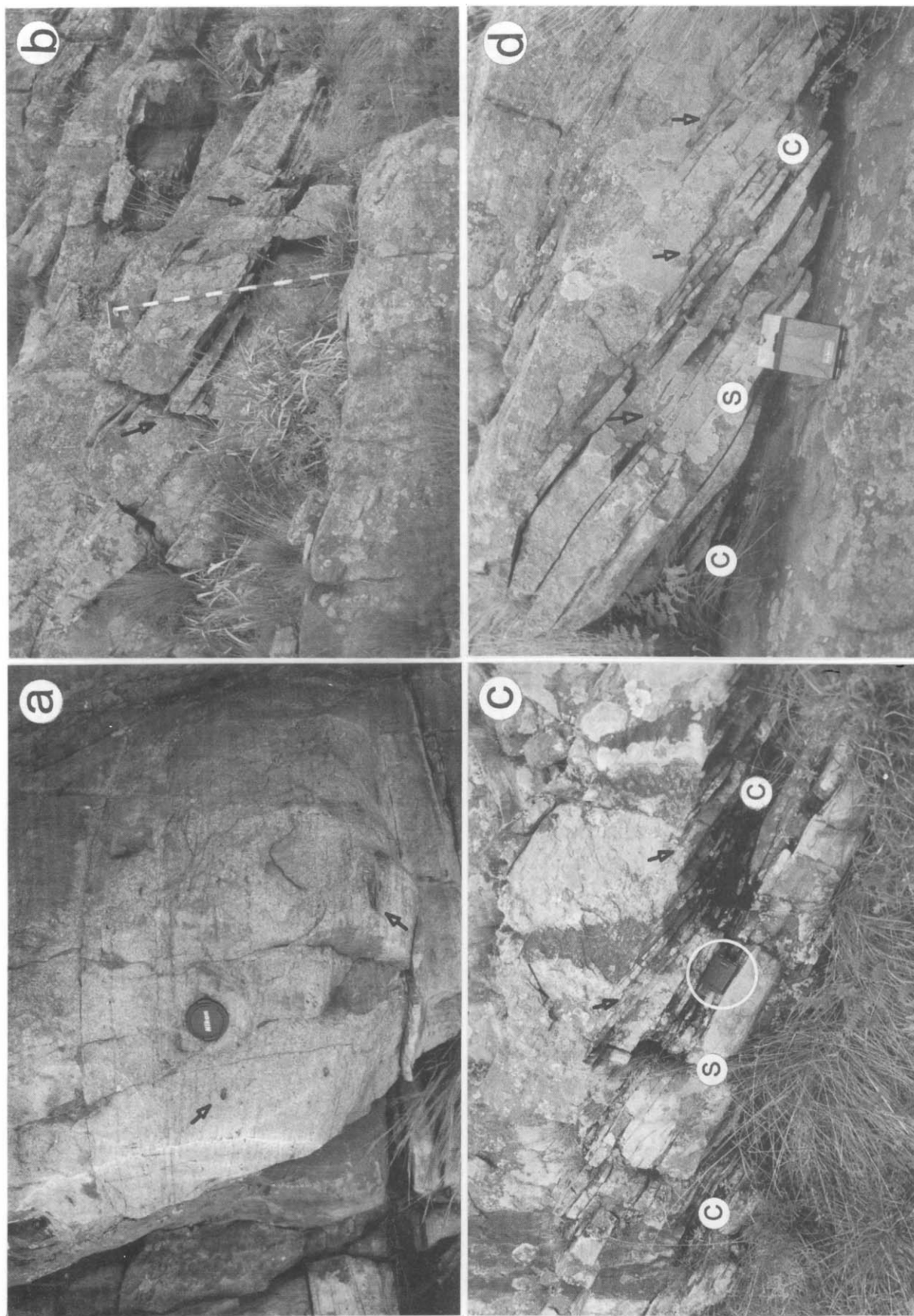


Figura 6: a, Detalle de la facies 5, donde se observan los clastos de arcilla (*clay-chips*) dentro de las láminas basales de las areniscas con HCS. La tapa de la cámara de escala. b, Vista de la facies 7, en la que puede apreciarse la estratificación asintótica a la base, y la ocurrencia de láminas pelticas más abundantes a la base, las que son progresivamente truncadas hacia la parte media-alta de la estructura (flechas). El báculo de Jacob (1,5 m) de escala. c y d, Detalle del tramo basal de la facies 7, donde puede observarse la naturaleza cíclica de la migración de la estructura, la que se relacionaría a variaciones de la energía del medio a lo largo del día lunar, con ciclos de sicigia (S) y cuadratura (C). Se indican además las truncaciones de las láminas arcillosas (flechas). La brújula de escala (círculo) en ambas.

mo reconocida en distintos ambientes continentales y marino marginales, relacionados a avenidas fluviales catastróficas (Mutti *et al.* 1996). La ausencia en estos depósitos de evidencias significativas de retrabajo de ola (como por ejemplo *ripples* modificados de ola), sugiere que la componente oscilatoria de estas corrientes habría sido inducida por la irrupción de un flujo gravitativo de origen subaéreo en una cuenca marina somera (Mutti *et al.* 1994b). De acuerdo a las características texturales se interpreta que esta facies se habría depositado a partir de corrientes turbidíticas arenosas de baja densidad que desaceleran.

Facies 6

Descripción: Constituida por pelitas masivas, las que se ubican en pequeños niveles tabulares a lenticulares de 1 a 5 cm de espesor, ubicados hacia el techo de las facies arenosas. Estos niveles pelíticos son poco frecuentes, y a menudo se encuentran muy erosionados.

Interpretación: De acuerdo a su composición se interpreta que esta facies correspondería a procesos de decantación de materiales pelíticos a partir de aguas calmas.

Facies 7

Descripción: Incluyen areniscas medias a finas, las que presentan estratificación entrecruzada de alto án-

gulo asintótica a la base (Fig. 6b). Los *sets* muestran espesores de hasta 2 m, dispuestos con base neta a levemente erosiva. Hacia la parte frontal de las láminas arenosas de *foreset* se reconocen delgadas intercalaciones pelíticas que son progresivamente truncadas hacia la parte media de la estructura (Figs. 6b y 6d).

Interpretación: La textura, geometría y arreglo interno de estas estructuras permiten interpretarlas como estratificación entrecruzada sigmoidal, diagnóstica de la actividad de las mareas (Allen 1980; Terwind 1981; Mutti *et al.* 1985). Las láminas arcillosas presentes en el *foreset* de la estructura corresponderían a *mud-drapes* originados durante períodos de pausa entre dos mareas sucesivas. El ordenamiento cíclico del espesor y ocurrencia de estas láminas arcillosas (Figs. 6c y 6d) sugiere la existencia de ciclos de sicigia y cuadratura (*neap-spring cycles*) desarrollados a lo largo del día lunar (Kreisa y Moiola 1986; Mutti *et al.* 1985; Deynoux *et al.* 1993).

Cortejo de facies y modelo depositacional

De acuerdo al agrupamiento natural de las facies observado en el campo (sintetizado en la Fig. 7) se puede inferir que las facies anteriormente descriptas, aparentemente distintas, pertenecen en realidad a diferentes posiciones a lo largo de un mismo evento genético. De este modo, las facies reconocidas se vincularían a la progresiva dilución corriente abajo de flujos de alta concentración de origen fluvial, en

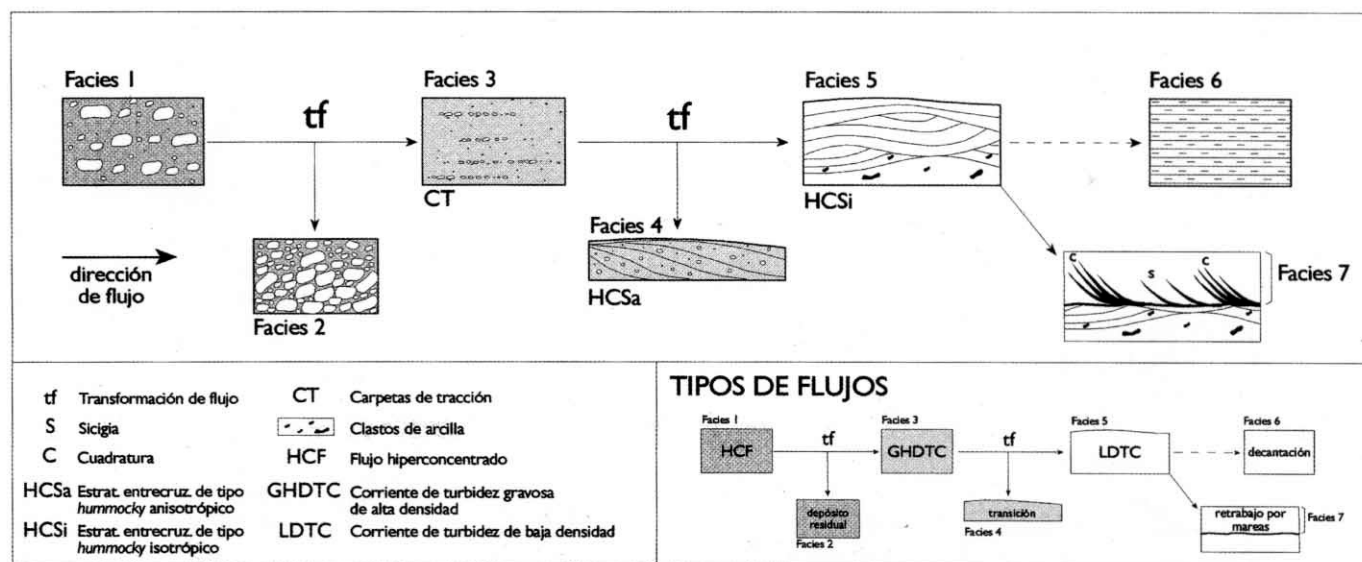


Figura 7: Esquema general de las relaciones laterales entre las facies reconocidas en este trabajo. Estas facies corresponderían a la dilución de flujos de alta concentración de origen fluvial en un ambiente marino somero. Las facies proximales son conglomerados arenosos matriz-sostén (facies 1) relacionados a flujos hiperconcentrados, los que corriente abajo sufren transformaciones de flujo resultando en conglomerados residuales clasto-sostén (facies 2), areniscas gruesas a finas (facies 3 a 5, con carpetas de tracción y HCS) y pelitas (facies 6) asociadas a corrientes turbidíticas de alta y baja densidad que desaceleran. En algunos sectores, los depósitos gravitativos evidencian retrabajo por corrientes de mareas (facies 7).

un medio marino somero. Dado su alta concentración de sedimentos, estos flujos se comportarían como corrientes de fondo (hiperpícnicas), ya que su densidad supera la del medio marino.

Las facies proximales corresponden a conglomerados matriz sostén (facies 1), correspondientes a flujos hiperconcentrados, los que corriente abajo sufren transformaciones de flujo originando conglomerados clasto sostén (facies 2) y un espectro de facies arenosas (facies 3 a 5) con HCS y pelitas (facies 6), relacionadas a la desaceleración de corrientes turbidíticas de alta y baja densidad (Fig. 7). Estas facies se agrupan en dos distintos cortejos de facies, correspondientes en realidad a dos posiciones extremas dentro de una serie continua de posibilidades. Cada uno de los cortejos de facies responde a distintas condiciones de eficiencia de flujo (Mutti *et al.* 1994a). En los flujos de baja eficiencia, existe una relación física entre las facies de flujos hiperconcentrados (facies 1) con depósitos de corrientes turbidíticas de baja densidad (facies 5 y 6), careciendo de las facies intermedias de areniscas gruesas, dado que estas fracciones son atrapadas en la facies 1 (Fig. 8a). Estos últimos flujos se relacionarían a corrientes de pequeño volumen y duración.

Como consecuencia de su mayor eficiencia, los flujos de gran magnitud no preservan las facies proximales de flujos hiperconcentrados, las que sufren una completa transformación, resultando en conglomerados residuales clasto-sostén (facies 2), y una amplia variedad de facies de areniscas gruesas a finas (facies 3 a 5) (Fig. 8b).

Estos eventos depositacionales se relacionan a avenidas fluviales "catastróficas", de gran magnitud y alta concentración que irrumpirían en la cuenca de manera episódica en el tiempo geológico, produciendo la parte más voluminosa del registro sedimentario. Los procesos propios del ambiente marino (olas y mareas) adquieren importancia en la redistribución

de los sedimentos durante los períodos de calma del sistema fluvial. Este sería el caso de la facies 7, la que presenta estructuras diagnósticas de la actividad de las mareas. El hecho de que esta facies se disponga con base neta-erosiva sobre depósitos de origen fluvio-deltaico, indicaría que las formas de fondo generadas por la dinámica mareal se componen de sedimentos removilizados localmente durante períodos "normales" (Fig. 7).

En la Fig. 9 se muestra la correlación detallada de las secciones estratigráficas presentadas en la Fig. 3. Esta correlación ha sido realizada utilizando criterios de análisis de facies sustentados por un riguroso control de campo, facilitado además por la existencia de un conspicuo nivel arenoso reconocido en todas las secciones (nivel de referencia). En dicha correlación puede observarse que la geometría de estos depósitos es esencialmente tabular, lo que permite interpretarlos como lóbulos arenosos de plataforma de tipo proximal, pertenecientes a un sistema de *fan-delta* dominado por avenidas fluviales catastróficas (Mutti *et al.* 1996). Las paleocorrientes medidas en los afloramientos (45 mediciones sobre estructuras direccionales) indican una proveniencia desde el nordeste, la que es coincidente con los cambios de facies observados en la correlación.

Conclusiones

El análisis de facies presentado en este trabajo muestra claramente que estos depósitos en su mayoría se relacionarían a flujos de alta densidad, sin evidencias significativas de procesos de ola. Esto llevaría a una sustancial reinterpretación del origen propuesto precedentemente para la base del Grupo Curamalal por otros autores (Andreis y López Gamundí 1985; Andreis *et al.* 1989).

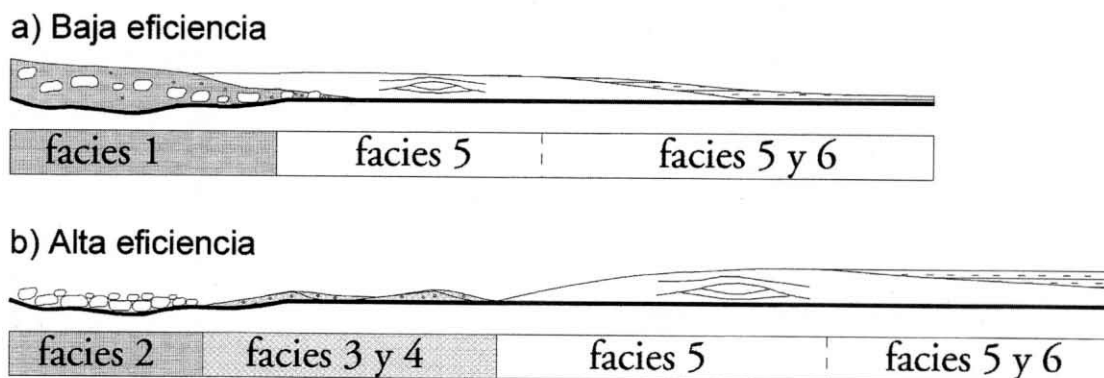


Figura 8: Modelo conceptual de las relaciones laterales entre las facies para flujos de baja (a) y alta eficiencia (b), los que representan en realidad dos puntos extremos de las posibles variaciones. En el primer caso (a) la falta de una completa transformación de las facies de flujos hiperconcentrados (facies 1) permitiría un limitado volumen de facies arenosas (facies 5), ya que gran parte de la arena quedaría atrapada en las facies proximales. En el segundo caso (b) las facies proximales relativamente inmaduras (facies 1) se transformarían totalmente en conglomerados clasto sostén (facies 2) posibilitando un mayor volumen y variedad de facies arenosas mejor seleccionadas (facies 3, 4 y 5).

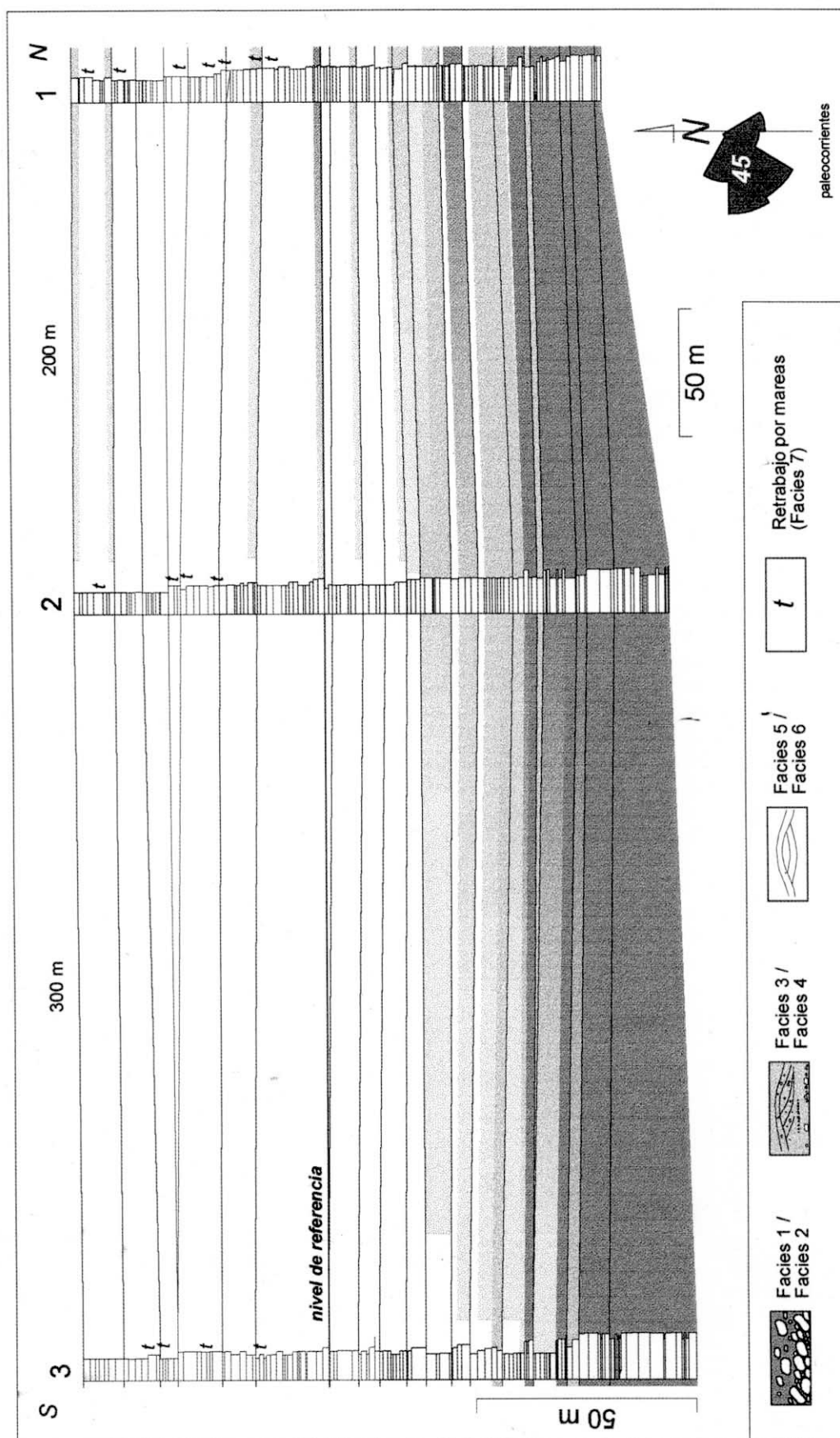


Figura 9: Correlación detallada de las secciones estratigráficas presentadas en la figura 3. La ubicación de dichas secciones se muestran en el mapa de la figura 1. Nótese la geometría tabular de las capas y la gradación de facies de norte a sur (coincidente con las paleocorrientes).

Las facies reconocidas se vincularían a la progresiva dilución corriente abajo de flujos de alta concentración de origen fluvial, en un medio marino somero. Estos flujos poseerían densidades comprendidas entre los 2,3 - 1,9 g/cm³ (para flujos hiperconcentrados) y algo menos de 1,1 g/cm³ para corrientes turbidíticas de baja densidad (Beverage y Culbertson 1964; Middleton 1970; Pierson y Scott 1985; Smith 1986; Pierson y Costa 1987; Costa 1988; Weirich 1989). Estos valores de densidad superan ampliamente las del medio marino (1,022-1,027 g/cm³, Mulder y Syvitski 1995) por lo que estos flujos se desplazarían hacia la cuenca como corrientes de fondo (corrientes hiperpícnicas en el sentido de Bates 1953). La presencia de contactos netos-erosivos entre las capas, así como la ocurrencia de intraclastos de arcilla (*clay chips*) dentro de los depósitos indicaría que estas corrientes producirían una importante erosión submarina sobre los depósitos precedentes. Esto último podría explicar la frecuente amalgamación de los bancos arenosos y la relativa escasez de depósitos pelíticos.

El análisis de facies indica un ambiente deltaico, en el sentido de que flujos de origen fluvial se depositaron en un medio marino. No obstante, un sistema deltaico de estas características (de bajo gradiente dominado por corrientes hiperpícnicas) resulta difícil de clasificar usando las categorías existentes para la sedimentación deltaica (*i.e.* Galloway 1975; Elliott 1986; Potsma 1990a, b), las que se basan principalmente en la comparación con análogos actuales. Sistemas deltaicos fósiles similares a éste han sido descritos en el delta de Huriwai (Jurásico de Nueva Zelanda) por Ballance (1988), en el Eoceno de los Pirineos (Grupo de Santa Liestra, Mutti *et al.* 1994b), y en el Pleistoceno de los Apeninos (grupos de Aliano y Tursi, Zavala y Mutti 1996) entre otros (Mutti *et al.* 1996).

La existencia de espesas sucesiones de lóbulos arenosos de plataforma no confinados, de gran continuidad lateral con *hummocky cross-stratification* caracteriza a los sistemas de abanicos deltaicos (*fan-deltas*) dominados por avenidas catastróficas (Mutti *et al.* 1996). Estos sistemas fluvio-deltaicos se desarrollan preferentemente en marcos fisiográficos tectónicamente activos, caracterizados por sistemas fluviales de pequeña y mediana escala con redes de drenaje localizadas en zonas elevadas, y áreas de transferencia de alto gradiente adyacentes a cuencas marinas. Este hecho contrasta con la clásica interpretación de estos depósitos como acumulados en plataformas estables (Harrington 1947) en una cuenca de margen pasivo (Ramos 1984, 1988).

La sucesión analizada muestra en general un arreglo estrato y grano decreciente (Fig. 9), donde pueden reconocerse al menos dos secuencias separadas por el "nivel de referencia" (límite de secuencia?). En estas secuencias, las facies reconocidas en el tra-

mo basal corresponden a posiciones proximales dentro del cortejo de facies presentado oportunamente, en tanto que hacia la parte superior de la sección, las facies sedimentarias predominantes se ubicarían en posiciones medias a distales. El hecho de que facies proximales sean progresivamente sucedidas en la vertical por facies más distales podría explicarse por una retrogradación del sistema vinculada a un ascenso relativo del nivel del mar, una disminución en el volumen de los aportes fluviales, o una combinación de ambas. De estas posibilidades, la que parece más razonable es la disminución en el volumen de los aportes fluviales, ya que hacia la parte alta de la sucesión adquieren importancia los procesos de difusión (por mareas) indicando al mismo tiempo una menor actividad del sistema fluvial y un ambiente poco profundo. Esta disminución del aporte sedimentario podría relacionarse con ciclos tipo Davisianos (Mutti *et al.* 1996), caracterizados por una disminución progresiva en la disponibilidad de sedimentos fluviales relacionados a un ciclo de levantamiento tectónico y denudación.

La evidencias de retrabajo por marcas presentadas en este trabajo constituyen la primera mención de este tipo de procesos en la cuenca paleozoica de Ventania.

Agradecimientos

Los autores agradecen al CONICET, con cuyo apoyo se están llevando a cabo estas tareas de investigación, así como también al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. Se agradecen asimismo las importantes sugerencias aportadas por los árbitros, las que contribuyeron a mejorar este trabajo. Finalmente deseamos expresar nuestro sincero reconocimiento a Mirta Quattrocchio, por su apoyo e incentivo constante durante la realización de las tareas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26: 281-328.
- Andreis, R. y López Gamundi, O., 1985. Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica del Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. 1^{as} Jornadas Geológicas Bonaerenses, Resumen: 241. La Plata.
- Andreis, R., Iñiguez, A., Lluch J. y Rodríguez, S., 1989. Cuenca paleozoica de Ventania, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, p. 265-298. San Miguel de Tucumán.
- Arnott, R.W. y Southard, J.B., 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some im-

- plications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 : 211-219.
- Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, 225: 49-63.
- Ballance, P.F., 1988. The Huriwai braidplain delta of New Zealand: a late Jurassic, coarse-grained, volcanic-fed depositional system in a Gondwana forearc basin. En: Nemec, W. y Steel, R.J. (Eds.): *Fan deltas: sedimentology and tectonic setting*. Blackie and Son Limited, p. 431-444. London.
- Bates, C.C., 1953. Rational theory of delta formation. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 37 : 2119-2162.
- Beverage, J.P. y Coulbertson, J.K., 1964. Hyperconcentrations of suspended sediment. *American Society of Civil Engineers, Proceedings, Hydraulic Division Journal*, 90, HY6: 117-128.
- Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1 (7/8): 819-837.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Forebelt, Argentina. *Hercynica*, 2 (2) : 135-148. París.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. y Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt. The Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13 (7): 743-758.
- Costa, J.E., 1988. Reologic, Geomorphic, and Sedimentologic Differentiation of Water Floods, Hyperconcentrated Flows, and Debris Flows. En: Baker, V.R., Kochel, R.C. y Piton, P.C. (Eds.): *Flood Geomorphology*, Wiley-Interscience Publication, p. 113-122. New York.
- Dalziel, I.W.D. y Forsythe, R.D., 1985. Andean evolution and the terrane concept. En: Howell, D. (Ed.): *Tectonostratigraphic terranes of the circum-pacific region*. CPCEHR Earth Sciences Series 1: 565-581. Houston.
- Deynoux, M., Düringer, P., Khatib, R. y Villeneuve, M., 1993. Laterally and vertically accreted tidal deposits in the Upper Proterozoic Madina-Kouta Basin, southeastern Senegal, West Africa. *Sedimentary Geology*, 84: 179-188.
- Dott, R.H. Jr. y Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America, Bulletin*, 93: 663-680.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C. y Cheel, R.J., 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on stormy debate. *Geology*, 19 : 625-628.
- Elliott, T., 1986. Deltas. En: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, Second edition, Blackwell, p. 113-154. Oxford.
- Fisher, R.V., 1971. Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41(4): 916-927.
- Fisher, R.V., 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, 11: 273-274. Boulder.
- Forsythe, R.D., 1982. The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of Southern South America : a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, 139 (6): 671-682.
- Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphology and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems. En: Broussard, M.L. (Ed.): *Deltas, models for exploration*, pp. 87-98. Houston Geological Society, Houston.
- Harms, J.C., Southard, J.B. y Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in clastic rocks. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course*, 9, 249 p., Tulsa.
- Harrington, H.J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m (Sierra de Curamalal) y 34m (Sierra de la Ventana). Provincia de Buenos Aires. *Boletín de la Dirección de Minería y Geología*, 61, 43 p. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(2): 151-181. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1972. Sierras Australes de Buenos Aires. En: Leanza, A.F. (Dir. y Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, p. 395-405. Córdoba.
- Japas, M.S., 1988. Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. Tesis Doctoral, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, 359 p. (Inédito).
- Japas, M.S., 1989. Las Sierras Australes de Buenos Aires : Nuevas evidencias de un sistema de deformación en un régimen transpresivo. Reunión sobre Geotranssectos de América del Sur, p. 203-207 (Mar del Plata). Montevideo.
- Keidel, J., 1916. La geología de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas del Cabo y los Andes. *Ministerio de Agricultura. Anales de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 11 (3): 5-77. Buenos Aires.
- Kreisa, R. y Moiola, R.J., 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America, Bulletin*, 97: 381-387.
- Lindsay, J.F., 1966. Carboniferous subaqueous mass movement in the Manning-Macleay Basin, Kempsey, New South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 719-732.
- Lindsay, J.F., 1968. The development of clast fabric in mudflows. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 1242-1253.
- Llambías, E. y Prozzi, C.R., 1975. Ventania. En: *Geología de la Provincia de Buenos Aires*. Relatorio del 6º Congreso Geológico Argentino, p.79-102. Buenos Aires.
- Lock, B.E., 1980. Flat-plate subduction and the Cape Fold Belt of South Africa. *Geology*, 8: 35-39. Colorado.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flow II. Depositional models with special reference to deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297. Tulsa.
- Martínez, C., 1980. Structure et evolution de la chaîne Hercynienne et de la chaîne Andine dans le nord de la cordillère des Andes de Bolivie. *Travaux et documents de L'OSTROM*, 119: 1-352. París.
- Middleton, G.V., 1970. Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. *Geological Society of Canada, Special Paper*, 7: 253-272.
- Mulder, T. y Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103: 285-299. Chicago.
- Mutti, E., 1992. Turbidite sandstones. AGIP - Istituto di Geologia Università di Parma, 275 p., San Donato Milanese.
- Mutti, E., Rosell, J., Allen, G.P., Fonescu, F. y Sgavetti, M., 1985. The Eocene Baronia tide-dominated delta-shelf system in the Ager Basin. En: Mila, M.D. y Rosell, J. (Eds.): *Excursion Guidebook : VI European Regional Meeting, International Association of Sedimentologists*, Lerida, Spain, Excursion 13: 579-600.
- Mutti, E., Davoli, G., Mora, S. y Papani, L., 1994a. Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basins. En: Weimer, P., Bouma, A.H. y Perkins, B. (Eds.): *Submarine Fans and Turbidite Systems, Papers Presented at the GCSSEPM 15th Annual Research Conference*, p. 257-268. Austin.
- Mutti, E., Davoli, G. y Tinterri, R., 1994b. Flood-related gravity-flow deposits in fluvial and fluvio-deltaic depositional systems and their sequence-stratigraphic implications. En: Posamentier, H. y Mutti, E. (Conv.): *Second high-resolution sequence stratigraphy conference*, June 20-27 1994, Abstracts Book, p. 131-136. Tremp.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. y Zavala, C., 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche*, Università di Padova, 48: 233-291.
- Nøttvedt, A. y Kreisa, R.D., 1987. Model for the combined-flow

- origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, 15: 357-361.
- Pierson, T.C. y Costa, J.E., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. En: Costa, J.E. y Wieczorek, G.F. (Eds.), *Debris flows/avalanches: process, recognition, and mitigation*. Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, 7: 1-12. Boulder.
- Pierson, T.C. y Scott, K.M., 1985. Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated stream flow. *Water Resources Research*, 21 (10): 1511-1524.
- Postma, G., 1990a. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: Colella, A. y Prior, D.B. (Eds.): *Coarse-Grained Deltas*, International Association of Sedimentologists, Special Publication, 10: 13-27. Oxford.
- Postma, G., 1990b. An analysis of the variation in delta architecture. *Terra Nova*, 2: 124-130. Oxford.
- Ramos, V., 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 311-325. Buenos Aires.
- Ramos, V., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes*, 11(3): 168-174. Ottawa.
- Schiller, W., 1930. Investigaciones geológicas en las montañas del Sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. *Anales del Museo de La Plata, Sección Mineralogía y Geología*, 4, Serie 2, 1, 101 p., Buenos Aires.
- Sellés Martínez, J., 1986. Las Sierras Australes de Buenos Aires, su vinculación a un cizallamiento regional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (1-2): 187-190. Buenos Aires.
- Sellés Martínez, J., 1989. The structure of Sierras Australes (Buenos Aires, Argentina). An example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences*, 4: 317-329. Exeter.
- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Society of America, Bulletin*, 97: 1-10.
- Smith, G.A., 1987. Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: examples from the Pacific northwest, USA. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M. y Harvey, M.D. (Eds.): *Recent developments in fluvial sedimentology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39: 217-228. Tulsa.
- Smith, G.A. y Lowe, D.R., 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated continuum. En: Fisher, R.V. y Smith, G.A. (Eds.): *Sedimentation in volcanic settings*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 45: 59-70. Tulsa.
- Terwindt, J.H.J., 1981. Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 5: 4-26.
- Todd, S.P., 1989. Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, 36: 513-530. Oxford.
- Tomezzoli, R.N. y Cristalini, E.O., 1998. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (1): 117-129. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1975. Síntesis. En: *Geología de la Provincia de Buenos Aires*. Relatorio del 6º Congreso Geológico Argentino, p. 9-27. Buenos Aires.
- Uliana, M., Biddle, B., Phelps, D.W. y Gust, D.A., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3/4): 231-243. Buenos Aires.
- Varela, R. y Cingolani, C., 1975. Nuevas edades radiométricas del basamento aflorante en el perfil del Cerro Pan de Azúcar - Cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 1: 543-556. Buenos Aires.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province / Argentina). *Geologische Rundschau*, 79 (3): 797-821.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Krumm, S., 1991. Metamorphic and deformational mechanisms in the Sierras Australes fold thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). *Tectonophysics*, 185: 335-356. Amsterdam.
- Weirich, F., 1989. The generation of turbidity currents by subaerial debris flows, California. *Geological Society of America, Bulletin*, 101: 278-291.
- Zavala, C. y Mutti, E., 1996. Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Sant'Arcangelo Basin, Basilicata, Italy. *Riunione annuale 1996 del Gruppo Informale di Sedimentologia*, p. 279-282. Catania, Italia.

Recibido: 7 de abril, 1999

Aceptado: 15 de marzo, 2000