

VARIABILIDAD LITOLÓGICA Y ARQUITECTURAL EN SISTEMAS TURBIDÍTICOS CANALIZADOS DEL PALEÓGENO, ANDES FUEGUINOS. IMPLICANCIAS EN LA TRANSFERENCIA SEDIMENTARIA A LA CUENCA

Eduardo B. Olivero^{1,2} y Pablo J. Torres Carbonell¹

1: Laboratorio de Geología Andina CADIC-CONICET, Ushuaia. emolivero@gmail.com

2: UNTdF, ICPA. Ushuaia eolivero@untdf.edu.ar

Palabras clave: Cuenca Austral, Cuenca Malvinas, Paleógeno, Sistemas Turbidíticos, Dispersión Sedimentaria, HARPs

ABSTRACT

In the Fuegian Andes, Paleogene foreland strata within the thrust-fold belt of the Austral-Malvinas basins are organized into thick axial and transverse turbidite systems. The axial systems are dominated by channel-levee complexes, which are characterized by marked lithological and architectural changes along their dominant east-southeast sedimentary dispersion. These changes are observed in very thick channelized sandstone-mudstone successions at different scales, from tens of meter-thick packages to decimeter-thick individual beds. Regardless of the scale, most of them are characterized by erosive surfaces preserving residual pockets of coarse-grained sand, gravel, and shell fragments. At the smaller scale, these features are interpreted as reflecting the passage of highly energetic gravity flows, which scoured channel floors leaving behind a lag of the coarser transported sedimentary load. At the largest scale, the lateral, abrupt passage from thick sandstone-rich packages to well-bedded muddy packages are thought to represent either 1) the coincidence at the same stratigraphic level of different elements of meandering channels –e.g. levee and channel facies— or 2) channel avulsion, followed by up-current erosion and down-current deposition of thick-sandstone packages (avulsion lobes or HARPs) while the channel equilibrium profile is restored. In this paper we document and interpret these features, commenting on their significance for the sedimentary transfer from the Fuegian Andes to the Malvinas Basin and pointing to the reservoir potential of thick sandstone packages encased in mudstone.

INTRODUCCIÓN

Los Andes Fueguinos preservan una compleja sucesión de rocas y de fases de deformación tectónica que controlaron el desarrollo de tres cuencas sedimentarias (Fig. 1): hacia el sur, la cuenca marginal Rocas Verdes del Jurásico Superior-Cretácico Inferior y hacia el norte y este, respectivamente, las cuencas de antepaís Austral y Malvinas del Cretácico Superior-Cenozoico. Hacia el norte, un alto estructural de rocas del basamento –el Arco Río Chico–

separa a las cuencas de antepaís, pero hacia el sur este alto pierde identidad y ambas cuencas están integradas. El área de península Mitre, situada en el extremo oriental de los Andes Fueguinos (Fig. 1), constituye así un área clave que permite la observación directa de las sucesiones sedimentarias de la faja corrida y plegada del Cretácico Superior-Paleógeno de las cuencas Austral y Malvinas.

Los rasgos centrales de la estratigrafía, fases de deformación y ambientes sedimentarios marinos profundos del Cretácico Superior-Cenozoico de las cuencas Austral-Malvinas en Tierra del Fuego han sido tratados en estudios previos (Olivero y Malumián 2008; Torres Carbonell y Olivero 2019, Olivero y Torres Carbonell 2021, y la bibliografía allí citada). En general, dentro de la faja corrida y plegada de los Andes Fueguinos se reconocen cuatro cuñas clásticas que caracterizan sucesivas antefosas originadas durante el avance hacia el norte de la deformación contraccional. Estas cuñas comprenden cuatro grupos litológicos (Fig. 1), constituidos por rocas del Cretácico Superior-Daniano; del Grupo Río Claro, Paleoceno-Eoceno inferior; del Grupo La Despedida, Eoceno medio-Oligoceno, y del Grupo Cabo Domingo, Oligoceno-Mioceno. Los dos últimos grupos están también representado en una subcuenca de techo de cuña, la subcuenca María Luisa (Torres Carbonell *et al.* 2009). Al norte del frente de deformación expuesto, el Grupo Cabo Domingo incluye capas con escasa o nula deformación tectónica (Malumián y Olivero 2006).

Con raras excepciones, estas cuñas clásticas se componen de espesos sistemas turbidíticos con conglomerados, areniscas y fangolitas. Se reconocen dos tipos de sistemas turbidíticos (Fig. 1): un sistema axial, caracterizado por complejos de canal-albardón, y otro sistema transversal, caracterizado por depósitos de fan-delta, cañón/gully y talud depositacional (Torres Carbonell y Olivero 2019; Olivero y Torres Carbonell 2021). Estos trabajos evidencian que el sistema axial, originado en sucesivas antefosas elongadas y paralelas al frente orogénico, funcionó como un sistema de transferencia de material clástico, proveniente de la erosión de los Andes Fueguinos, hacia la cuenca Malvinas occidental.

Los sistemas axiales tienen una gran variabilidad litológica y arquitectural. En este trabajo analizamos el significado de esta variabilidad para el sistema de transferencia postulado previamente y con este objetivo se estudia el sistema turbidítico del Miembro CCa de la Formación Cerro Colorado, Grupo La Despedida, del Eoceno medio tardío (Figs. 1 y 2, Olivero y Malumián 2008). El Miembro CCa es un complejo de canal-albardón cuyas capas son continuas a lo largo de unos 5 km en dirección E-SE, permitiendo de tal manera la posibilidad de observar directamente las relaciones arquitecturales y variabilidad litológica de distintos elementos depositacionales en la dirección de dispersión sedimentaria.

Metodología

Para documentar la variabilidad arquitectural y litológica a distintas escalas de observación se realizaron cuatro perfiles sedimentarios del Miembro CCa, 220-240 m de espesor, y varios perfiles complementarios de mayor detalle en áreas de interés, a lo largo de aproximadamente 4,5-5 km en el sentido de las paleocorrientes dominantes, medidas en laminación entrecruzada ondulítica y turboglifos. Los detalles de las distintas escalas de observación de variabilidad litológica y arquitectural se obtuvieron a partir de: a) rasgos mayores, la integración de los perfiles del total de espesor del Miembro CCa (Perfiles 1 a 4, Fig. 2) en un panel orientado en dirección O-E; b) rasgos intermedios, la integración de perfiles de mayor detalle que abarcan espesores parciales de 4-15 m repetidos en un mismo horizonte a lo largo de centenas de metros (Fig. 3) y c) rasgos menores, la integración de perfiles de mucho detalle realizados en un mismo banco/horizonte de espesor menor a 1-2 m repetidos en distancias de decenas de metros (Fig. 4).

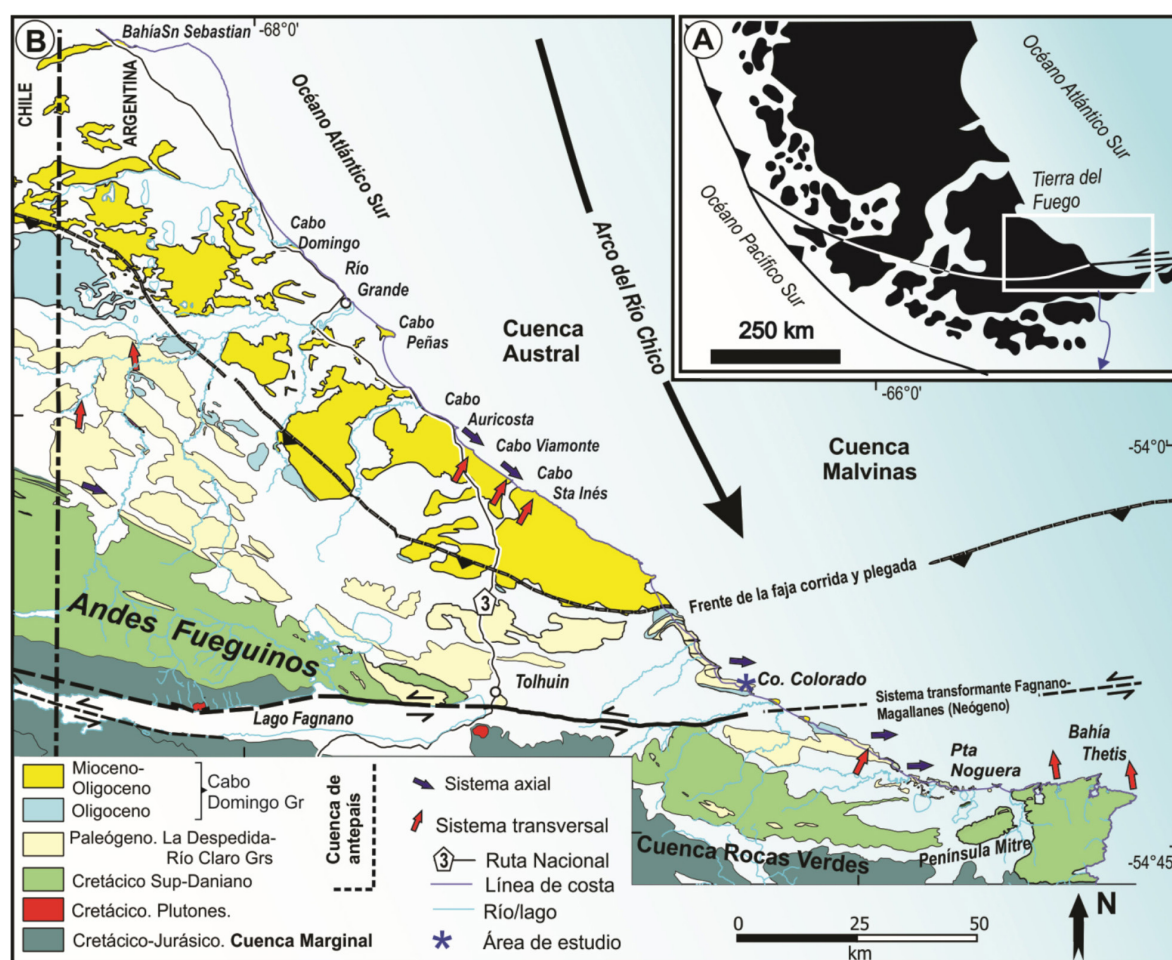


Figura 1. A: Mapa de ubicación. B: Geología generalizada de los Andes Fueguinos, situación de la cuenca marginal Rocas Verdes, de las cuencas de antepaís Austral y Malvinas y área de estudio en proximidades del Cerro Colorado (asterisco). Se indican además la situación aproximada y dispersión sedimentaria de los sistemas turbidíticos axiales (flechas azules) y transversales (flechas rojas).

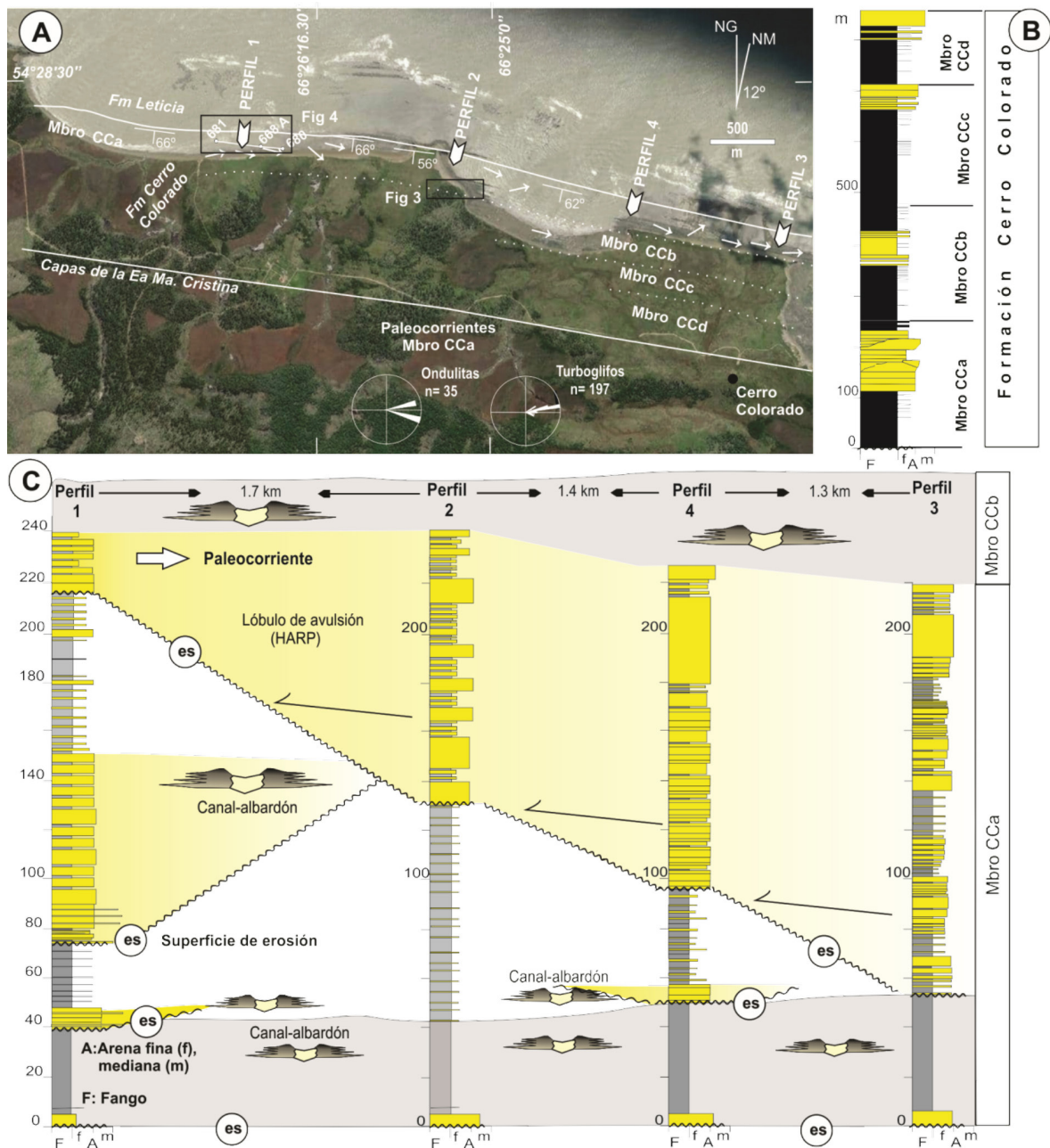


Figura 2. A: Geología, paleocorrientes (flechas blancas y diagramas en rosa) y situación de los perfiles 1-4 del Miembro CCA de la Formación Cerro Colorado, realizados al N-NO del Cerro Colorado. Los recuadros indican la situación de las Figuras 3 y 4. B: Perfil generalizado de la Formación Cerro Colorado en su área tipo. C: Detalle de litología y arquitectura de elementos deposicionales del Miembro CCA. Panel realizado integrando los perfiles 1-4 en sentido de la paleocorriente dominante, con interpretación del origen de la variabilidad litológica y arquitectural de mayor escala dado por complejos de canal-albardón y lóbulo de avulsión. Note el aumento del espesor del lóbulo de avulsión pendiente abajo, la relación de traslape (onlap) retrogradacional de los estratos sobre la superficie erosiva en la base del lóbulo, y su posición intermedia entre complejos de canal-albardón por debajo –parte inferior del Mbros CCA– y por arriba –base del Mbros CCB.

RESULTADOS

En su área tipo la Formación Cerro Colorado comprende aproximadamente 855 m de sedimentitas marinas profundas, separadas en cuatro miembros denominados CCa, CCb, CCc y CCd, con arreglos generales grano- y estrato-creciente (Fig. 2A-B, Olivero y Malumián 2008). La base de la Formación apoya discordantemente sobre la Formación Leticia (Eoceno medio tardío), el techo está cubierto por las Capas de la Estancia María Cristina (Oligoceno) y sus capas están fuertemente inclinadas, c. 60° al N. Cada miembro de la Formación Cerro Colorado se compone de una parte basal de fangolita y turbiditas delgadas interestratificadas, que tienen frecuentes deslizamientos sinsedimentarios que involucran poco espesor (1-3 m) y culminan con potentes sucesiones de areniscas canalizadas con dominio de debritas no cohesivas, areniscas masivas y turbiditas clásicas. La base del tramo arenoso generalmente corresponde a una superficie erosiva, interpretada como la base de canales submarinos, labrados en o adosados lateralmente a depósitos más finos de albardón. De tal manera, los miembros de la Formación Cerro Colorado han sido caracterizados como sistemas turbidíticos axiales de complejos de canal-albardón submarinos (Torres Carbonell y Olivero 2019). El Miembro CCa, presenta un elemento adicional, interpretado aquí como un lóbulo de avulsión (Flood *et al.* 1991), que se evidencia cuando se integran varios perfiles completos del miembro a lo largo de la pendiente depositacional (e.g. Fig. 2C). Conjuntamente con los complejos de canal-albardón, definen los elementos depositacionales de mayor escala en el Miembro CCa. Tanto dentro de los depósitos arenosos del lóbulo de avulsión como en aquellos de los canales, se reconocen otros elementos arquitecturales dados por agrupamientos de estratos con variaciones notables de espesor y superficies erosivas internas discontinuas de escala intermedia (4-15 m de espesor) y escala menor (<1-2 m).

Elementos de mayor escala: complejos de canal-albardón

En distintos niveles estratigráficos del Miembro CCa, p. ej. niveles de c. 40 m y c. 75 m en el perfil 1 y c. 50 m en el perfil 4 (Fig. 2C), hay espesos paquetes lenticulares arenosos, con bases erosivas que cortan a fangolitas y a sucesiones heterolíticas bien estratificadas de turbiditas delgadas, con laminación ondulítica y ondulitas escalantes, y fangolita. Las areniscas lenticulares corresponden mayormente a bancos espesos de arenisca fina, masiva o con laminación paralela y estratificación entrecruzada planar. Hay además paquetes o depósitos de acreción lateral y estratos lenticulares, con frecuentes depresiones erosivas parcialmente rellenas con lentes de arenisca gruesa conglomerádica y fragmentos de conchilla (Veáse Elementos de escalas intermedia y menor). Lateralmente, las areniscas lenticulares canalizadas, con espesores entre 10-40 m, se adelgazan paulatinamente hasta desaparecer en distancias de aproximadamente 1-1,5 km (p. ej. canales inferiores de perfiles 1 y 4, Fig. 2C) y los mismos niveles estratigráficos están reemplazados

por sucesiones de fangolita o heterolíticas de turbiditas delgada-fangolita (p. ej. perfil 2, Fig. 2C). Las paleocorrientes promedio, medidas en laminación ondulítica y en turboglifos, están dirigidas predominantemente hacia el E, con ligeras variaciones locales hacia el E-NE y E-SE (Fig. 2A). Estos rasgos generales son propios de sistemas turbidíticos de canal-albardón, como ha sido definido previamente con más detalle por los autores (véase bibliografía en Torres Carbonell y Olivero 2019).

Elementos de mayor escala: lóbulo de avulsión

Otro elemento de mayor escala se diferencia claramente de las areniscas lenticulares de complejos de canal-albardón cuando se relacionan e integran lateralmente los distintos perfiles realizados en el Miembro CCa (perfiles 1-4, Fig. 2). La geometría de este elemento es muy particular y en su composición dominan por sectores espesos paquetes (10-25 m) de bancos de arena fina-media masiva, amalgamados, con frecuentes estructuras de escape de fluidos y paquetes arenosos lenticulares (15-25 m de espesor) grano-estrato decreciente con bancos de arenisca fina-media masiva o con laminación entrecruzada y ondulosa en la base, que gradan verticalmente a bancos intercalados de arenisca con laminación paralela y fangolita (Fig. 3A). Los rasgos distintivos principales son: i) una superficie de erosión basal importante, que elimina en forma progresiva un espesor sedimentario considerable de facies de albardón y de canal, con un relieve del orden de los 150 m entre el perfil más proximal (perfil 1) y el más distal (perfil 3) y ii) el consecuente aumento progresivo pendiente abajo del espesor del paquete arenoso superior en los perfiles 1, 2, 4 y 3 (Fig. 2C), que implica a su vez una relación de traslape retrogradacional, i.e. opuesto al sentido de las paleocorrientes, de las capas inferiores sobre la superficie erosiva basal. En el techo de este elemento, que coincide aproximadamente con el contacto con el Miembro CCb, se sobreponen nuevamente facies de complejo de canal-albardón, de manera que todo este elemento de mayor orden, dominado por areniscas, está intercalado entre facies semejantes de complejos de canal-albardón de los miembros CCa y CCb. El arreglo de facies, las características de la superficie erosiva basal y la relación de traslape retrogradacional son muy similares a las de lóbulos de avulsión o HARP (High Amplitude Reflection Packages), reconocidos en estudios de sismoestratigrafía de detalle en el abanico del Amazonas (Pirmez *et al.* 1997) y del Congo (Droz *et al.* 2003), entre otros.

Elementos de escalas intermedia y menor: paquetes lenticulares y depósitos residuales

A escala intermedia, la variabilidad litológica y arquitectural de los depósitos arenosos descritos está caracterizada por numerosas superficies erosivas internas. Éstas separan paquetes arenosos lenticulares, cuyo mayor espesor es de 4-10 m en el centro, que se adelgazan hacia los extremos en distancias del orden de la centena de metros, pasando transicionalmente a areniscas

finas y pelitas. En la zona de mayor espesor constan de bancos de hasta 1,50 m de espesor individual de areniscas masivas o con estructuras de corte y relleno, que se adelgazan hacia los extremos pasando transicionalmente a arenisca fina y pelita (Fig. 3A). La base de los paquetes lenticulares es erosiva y de relieve muy irregular (Fig. 3 B-C), con depresiones que alojan depósitos residuales de arenisca gruesa, hasta conglomerádica. Internamente estos paquetes tienen superficies erosivas menores presentes en un mismo banco, que también tienen notable relieve y bolsillos residuales de grava y fragmentos de conchillas (Fig. 4).

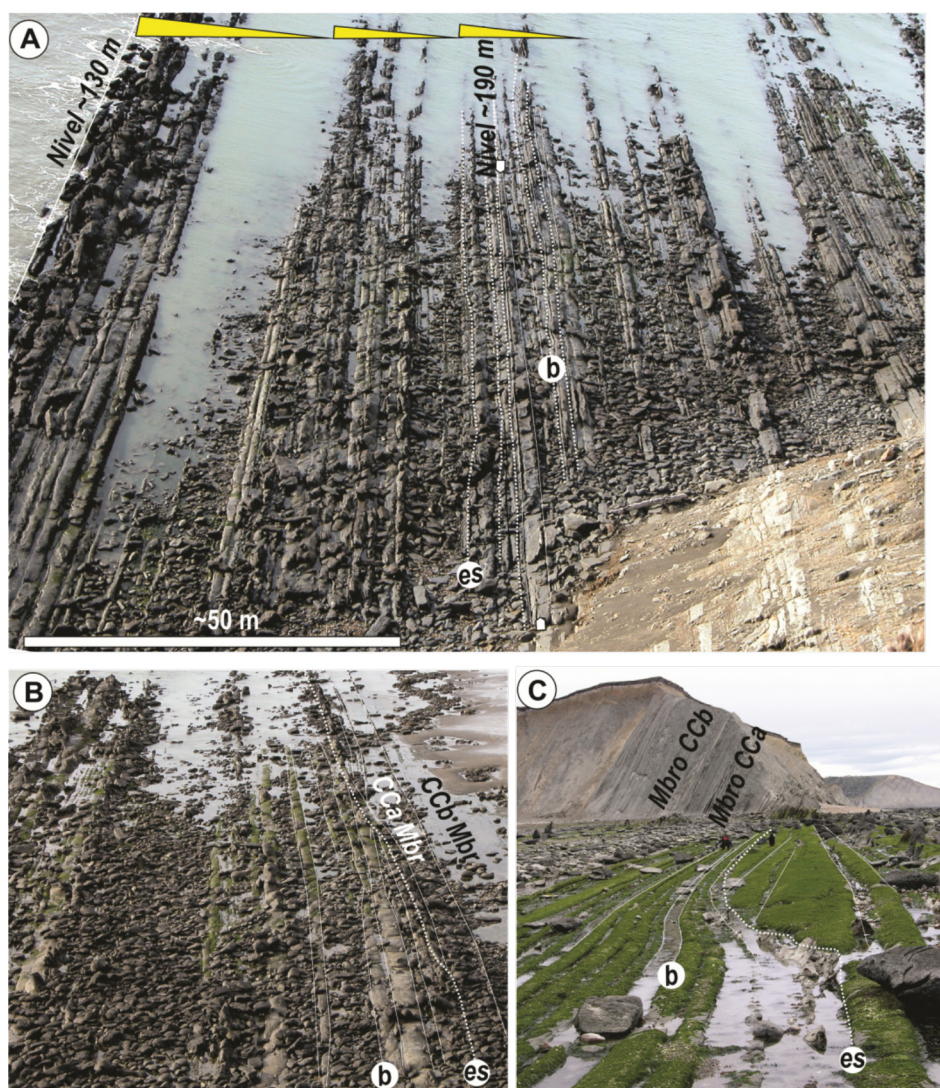


Figura 3. A: Arreglos cíclicos de paquetes arenosos grano-estrato decreciente (flechas amarillas) dentro del lóbulo de avulsión en el perfil 2. Cada paquete tiene numerosas superficies de erosión (es) hacia la base y bancos lenticulares de arenisca masiva (flecha) que se interdigitan lateralmente con fangolitas delgadas. B y C: Otros paquetes semejantes al anterior en el techo del Mbros CCa, ilustrando superficies erosivas notorias en vista aérea (B) y en superficie (C). Abreviaturas: (es), superficies erosivas; (b), estratificación. Ancho de las fotos c. 10 m.

Los elementos de escala intermedia representarían la exposición parcial de tramos de depósitos de acreción lateral (LADs) o de eje y márgenes de canales en general. La estructura general, con capas subverticales, no permite definir la geometría tridimensional de estas formas. De todas maneras, su íntima asociación con superficies erosivas notables y con bolsillos residuales de grava y conchillas, presentes en los elementos de menor escala incluidos en los anteriores, permite inferir que fueron originados hacia el eje de canales durante el pasaje de flujos turbidíticos muy energéticos.

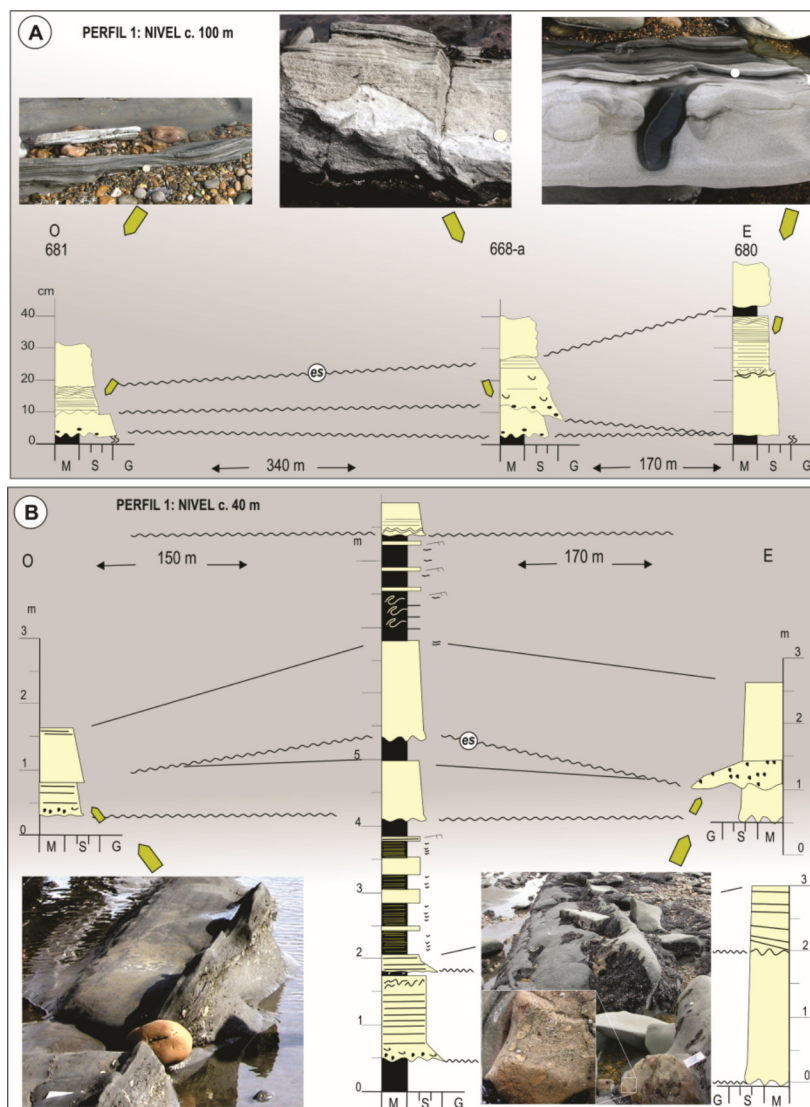


Figura 4. A, B: Superficies erosivas y bolsillos residuales de gravas y conchillas de elementos de menor escala en distintos paquetes arenosos de relleno de canal, correspondientes a los niveles de 40 y 100 m del perfil 1. Las flechas indican los niveles residuales de grava y concentrado de conchillas que ilustran las fotografías para los niveles correspondientes del perfil.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los principales elementos depositacionales y arquitecturales estudiados (véase Torres Carbonell y Olivero 2019 y Olivero y Torres Carbonell 2021) para la Formación Cerro Colorado en particular y para otros depósitos de sistemas turbidíticos axiales del Paleógeno y Neógeno, en general, documentan que los depósitos de antefosa son principalmente complejos de canal-albardón. La variabilidad litológica y arquitectural en el sentido de la dispersión sedimentaria, documentada en este trabajo para el Miembro CCa, confirma esta interpretación. Dentro de los elementos de escala mayor, la relación estratigráfica entre los cuerpos arenosos canalizados, que en distancias de 1-1,5 km son reemplazados por otros pelíticos (Fig. 2C), resulta de la migración lateral de canales arenosos, de manera que el reemplazo litológico observado es consecuencia de conectar en un mismo nivel distintos elementos laterales del sistema, p. ej. areniscas de canal y pelitas del albardón. El lóbulo de avulsión detectado, implica también la presencia de complejos de canal-albardón. El crecimiento vertical relativamente rápido de los albardones, debido al desborde del material más fino transportado en la parte superior y más diluida del flujo, con el consecuente confinamiento de la faja de canales, ocasiona que esta faja adquiera una altura considerable por encima de los niveles de la zona lateral al complejo canal-albardón, situada entre canales. La pérdida de confinamiento, por la ruptura ocasional del albardón limitante, con la consecuente avulsión del canal principal, produce una expansión importante de los flujos gravitatorios y la consecuente depositación de un lóbulo arenoso, pendiente abajo del punto de avulsión. El resalto topográfico (knickpoint) entre el punto de avulsión y la planicie circundante se equilibra gravitatoriamente en parte por la depositación de arenas en transporte al momento de la avulsión y en parte por la erosión de depósitos arenosos previos de la faja de canales, aguas arriba del punto de avulsión. La depositación pendiente abajo y la erosión pendiente arriba del punto de avulsión, eventualmente genera un nuevo perfil de equilibrio y el crecimiento paulatino de un nuevo complejo de canal-albardón, sobrepuesto al lóbulo de avulsión. Las repeticiones cíclicas de paquetes grano- y estratodecreciente en el lóbulo de avulsión (Fig. 3) probablemente representan la inceptión de canales someros, que comienzan a migrar lateralmente al adquirir el nuevo perfil de equilibrio. Las facies basales más gruesas indicarían depositación en canales activos y las facies superiores más finas, depositación luego del abandono del canal. El resultado, al igual que en procesos similares descritos en líneas sísmicas de los abanicos del Amazonas (Pirmez *et al.* 1997) y del Congo (Droz *et al.* 2003) es la disposición de espesos paquetes arenosos, inmersos en espesas sucesiones de fangolitas, cuya importancia como sello de eventuales reservorios de hidrocarburos es evidente.

La presencia dominante de sistemas de canal-albardón, de lóbulos de avulsión y de depresiones erosivas con bolsillos de material clástico residual en el relleno de la antefosa y techo de cuña del Eoceno medio tardío, apoya y completa la idea que estos sistemas turbidíticos axiales representan

una zona de transferencia importante de arena a sectores más distales de la cuenca. La depositación de lóbulos terminales arenosos se produciría entonces por la pérdida de confinamiento del sistema, a medida que los albardones pierden altura y que la antefosa pierde el confinamiento estructural inducido por su situación intermedia entre el orógeno fueguino y el Arco Río Chico, tal como ha sido postulado por los autores en trabajos anteriores.

AGRADECIMENTOS

Se agradece la ayuda de M.I. López Cabrera y J.J. Ponce que colaboraron en trabajos de campo con el levantamiento de perfiles. Parte del trabajo se financió con el PIDUNTDF A1-2019.

REFERENCIAS CITADAS

- Droz, L., Marsset, T., Ondréas, H., López, M., Savoye, B., and Spy-Anderson, F.-L., 2003. Architecture of an active mud-rich turbidite system: the Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic) results from ZaïAngo 1 and 2 cruises. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 87, p.1145-1168. <http://dx.doi.org/10.1306/03070300013>.
- Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J., and Pirmez, C., 1991. Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan. In: Weimer, P., Link, M.H. (eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Modern and Ancient Submarine Fans*, New York, p. 415-433.
- Malumián, N. y Olivero, E.B., 2006. El Grupo Cabo Domingo, Tierra del Fuego: bioestratigrafía, paleoambientes y acontecimientos del Eoceno-Mioceno marino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61, p.139-160.
- Olivero, E.B. y Malumián, N., 2008. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geologica Acta* 6, p. 5-18.
- Olivero, E. B. y Torres Carbonell, P. J., 2021. Stratigraphy and depositional architecture of the Viamonte Formation, Miocene, Tierra del Fuego, Argentina: the interplay between deep-marine transverse and longitudinal depositional systems. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 78(2), p.135-162. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/244>
- Pirmez, C., Hiscott, R.N., and Kronen, J.D., 1997. Sandy turbidite successions at the base of channel-levee systems of the Amazon fan revealed by FMS logs and cores: unraveling the facies architecture of large submarine fans. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* 155, p. 7-33.
- Torres Carbonell, P.J., Malumián, N., y Olivero, E.B., 2009. El Paleoceno-Mioceno de Península Mitre: antefosa y depocentro de techo de cuña de la cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. *Andean Geology* 36, p.197-235.
- Torres Carbonell, P. J. and Olivero, E. B., 2019. Tectonic control on the evolution of depositional systems in a fossil, marine foreland basin: Example from the SE Austral Basin, Tierra del Fuego, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 104, p. 40-60.