

Modelo de acumulación y evolución secuencial del intervalo cuspidal de la Formación Quintuco en su área tipo: implicancias para las reconstrucciones paleogeográficas del margen austral de la Cuenca Neuquina durante el Valanginiano

Mariana S. Olivo¹, Ernesto Schwarz¹, Gonzalo D. Veiga¹

¹ *Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Diagonal 113 N° 275, B1904DPK, La Plata, Argentina.*

molivo@cig.museo.unlp.edu.ar; eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar; veiga@cig.museo.unlp.edu.ar

RESUMEN. La Formación Quintuco (Berriasiano-Valanginiano temprano) aflorante en el centro de la provincia de Neuquén comprende depósitos marinos, transicionales y continentales. Estos depósitos fueron incluidos en diversos trabajos estratigráficos regionales, recibiendo tan solo una interpretación paleoambiental generalizada. La comprensión del estadio evolutivo correspondiente al tramo cuspidal de la Formación Quintuco y su comparación con los depósitos basales de la Formación Mulichinco es clave para estimar la magnitud del cambio asociado al evento de reconfiguración de cuenca ocurrido durante el Valanginiano temprano más tardío. Con el objetivo de reconstruir los últimos estadios evolutivos de la Formación Quintuco, se presenta un análisis facial, arquitectural y secuencial del intervalo cuspidal de la unidad que aflora en la Sierra de la Vaca Muerta (sector centro-sur de la Cuenca Neuquina). El estudio consistió en el análisis sedimentológico de perfiles de detalle en combinación con el estudio arquitectural de intervalos claves. Con posterioridad, se analizó la distribución espacial de las diferentes asociaciones de facies reconocidas y se identificaron superficies claves que representan cambios significativos en los ambientes de acumulación. En este contexto, se abordó el análisis secuencial del intervalo estudiado y se discuten patrones de apilamiento de las sucesiones reconocidas y la evolución vertical de dicho intervalo. Este análisis permitió la identificación de 7 asociaciones de facies que representan la acumulación en subambientes de prodelta (AF 1), frente deltaico (AF 2 y AF 3), planicie deltaica distal (AF 4 y AF 5) y planicie deltaica proximal (AF 6 y AF 7). La Formación Quintuco habría evolucionado en sus estadios finales como un sistema deltaico mixto, caracterizado por un dominio de los procesos fluviales y una influencia de olas en los sectores laterales a la zona de descarga. Los sectores proximales del sistema se localizaban hacia el SW, mientras que los sectores distales se distribuían hacia el E. El sistema deltaico se construyó mediante el apilamiento vertical de sucesiones somerizantes (15-40 m) que se delimitan por superficies transgresivas de gran escala. Estas sucesiones comprenden diferentes estadios de evolución del sistema de acumulación y se apilan verticalmente con un patrón progradacional de largo término. La configuración paleogeográfica para los últimos estadios evolutivos de la Formación Quintuco indica un área fuente localizada hacia el W-SW de la Sierra de la Vaca Muerta. Esta reconstrucción constituye una nueva contribución para la comprensión de las configuraciones paleogeográficas que tuvieron lugar en el margen austral de la cuenca durante el Valanginiano.

Palabras clave: Cuenca Neuquina, Formación Quintuco, Valanginiano temprano, Sistema deltaico mixto.

ABSTRACT. Depositional model and sequential evolution of the upper Quintuco Formation in its type area: implications for paleogeographic reconstructions for the southern Neuquén Basin during the Valanginian. The Quintuco Formation (Berriasian-early Valanginian) in central Neuquén province comprise marine, transitional and continental deposits. These deposits were included in several regional stratigraphic studies since the 80's but receiving little attention in terms of detailed facies analysis, palaeoenvironmental reconstructions and evolution. Understanding the evolutionary stage corresponding to cusp section of the Quintuco Formation and its relation with basal deposits of the Mulichinco Formation, is key to estimate the magnitude of associated change to the event of basin reconfiguration occurred in the early later Valanginian. In order to reconstruct the final stages of the evolution of the Quintuco Formation in its type locality (Sierra de la Vaca Muerta), a facial, architectural and sequence-stratigraphic analysis of the uppermost interval is presented. The study comprise the sedimentological description and interpretation of facies, combined with architectural analysis of key intervals. This allowed the identification of 7 facies associations, which represent the accumulation in prodelta (FA 1), delta front (FA 2 and FA 3), distal delta plain (FA 4 y FA 5) and proximal delta plain (FA 6 and FA 7). Subsequently, the spatial distribution of the different facies associations were analyzed and key surfaces related to significant changes in the depositional settings were identified across the investigated region. In this context, sequence-stratigraphic analysis of the studied interval was addressed and stacking patterns of the successions and vertical evolution of the interval are discussed. The upper interval of the Quintuco Formation represents the development of a deltaic system, where fluvial processes were dominant, but waves affected the off-axis parts of the system. The proximal areas were located towards the southwest with prodelta settings located toward the east. The delta system was built by successive shallowing-upward successions (15-40 m), bounded by regional transgressive surfaces, and with a long-term progradational staking. The reconstructed paleogeography for the last evolutionary stage of the Quintuco Formation suggest a well-established source area from the west-southwest, that would represent a new insight for paleogeographic settings for the southern Neuquén Basin during the Valanginian.

Keywords: Neuquén Basin, Quintuco Formation, Early Valanginian, Mixed delta system.

1. Introducción

El intervalo cuspidal de la Formación Quintuco (Valanginiano temprano) y las facies continentales equivalentes, representan el contexto paleoambiental previo a un importante evento de reconfiguración de cuenca ocurrido durante el Valanginiano (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza *et al.*, 2011; Schwarz *et al.*, 2006). Este evento se encuentra representado por un límite de secuencia de primer orden, conocido como discontinuidad Intravalanginiana (Gulisano *et al.*, 1984). En la Sierra de la Vaca Muerta, la Formación Bajada Colorada no se encuentra representada (Zavala, 2000; Leanza, 2009; Leanza *et al.*, 2011), y en este contexto la discontinuidad separa el tope de la Formación Quintuco de la base de la Formación Mulichinco. No obstante la precisa ubicación estratigráfica del límite entre estas dos unidades es aún motivo de controversia (cf. Zavala, 2000; Leanza *et al.*, 2001; Leanza, 2009; Schwarz *et al.*, 2011).

La comprensión del estadio de evolución correspondiente a las facies deltaicas del tramo cuspidal de la Formación Quintuco y su comparación con los sistemas continentales de la base de la Formación Mulichinco permiten determinar la magnitud del cambio ocurrido, y de esta manera alcanzar a com-

prender los factores de control vinculados con dicho evento de reconfiguración de cuenca.

Los depósitos de la Formación Quintuco (Weaver, 1931) han sido tratados en diversos trabajos estratigráficos regionales (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza *et al.*, 2011), donde fueron descritos de modo general como depósitos silicoclásticos transicionales y marinos (Gulisano *et al.*, 1984; Leanza *et al.*, 2011). A pesar de la importancia del tramo cuspidal de la unidad, poco se conoce en detalle acerca de los procesos sedimentarios, los sistemas de acumulación, el diseño de superposición estratigráfica y la organización secuencial de dichos depósitos.

Con el propósito de aportar al conocimiento de los depósitos de la parte superior de la Formación Quintuco, este trabajo reconstruye en forma detallada la configuración paleoambiental y la evolución secuencial del tramo cuspidal de la Formación Quintuco en la Sierra de la Vaca Muerta, a partir de un análisis facial, arquitectural y secuencial, y la elaboración de un modelo de acumulación conceptual y dinámico.

2. Marco geológico y estratigráfico

El intervalo estudiado integra parte de registro sedimentario de la Cuenca Neuquina (Fig. 1a), localizada en el sector centro-oeste de la Argentina

entre los 32° y 40° S. Desde el punto de vista geológico, la cuenca constituye una depresión de la corteza formada hacia fines del Triásico tardío, la que conserva un registro de aproximadamente 10.000 m de espesor (Mosquera y Ramos, 2006), acumulados de manera casi continua entre el Triásico y el Neógeno (Legarreta y Gulisano, 1989). Durante

su evolución, la Cuenca Neuquina estuvo limitada al este y al sudeste por las regiones tectónicamente estables del Bloque de la Sierra Pintada y del Macizo Nordpatagónico respectivamente, mientras que a partir del Jurásico la cuenca se mantuvo flanqueada hacia el oeste por el crecimiento y actividad de un arco magmático relacionado con la reinstalación

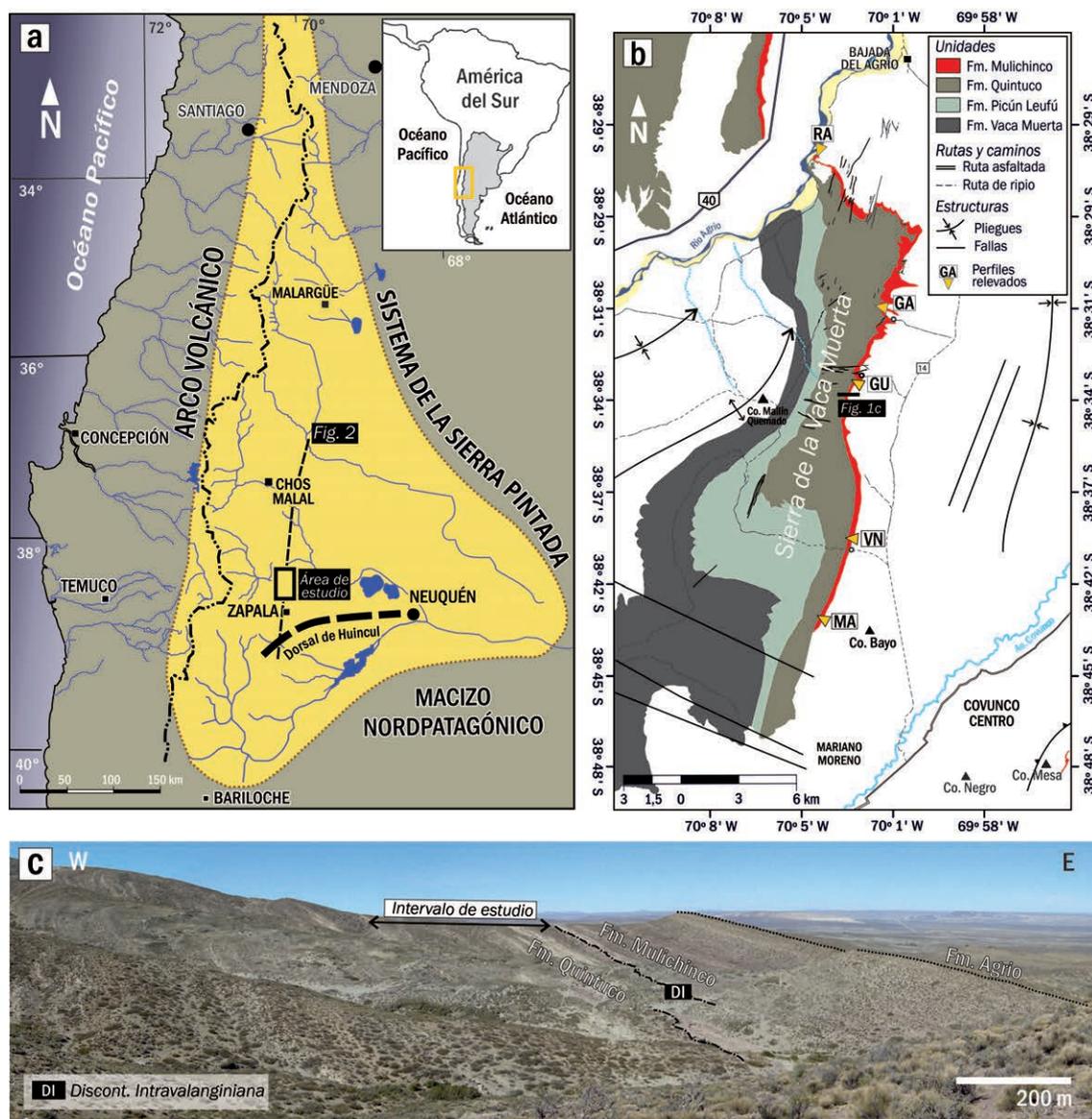


FIG. 1. **a.** La Cuenca Neuquina, sus unidades limítrofes y área de estudio; **b.** Ubicación local del área de estudio, mapa geológico-estructural de la Sierra de la Vaca Muerta y áreas adyacentes, y localización de puntos de relevamientos (RA: Río Agrio, GA: Puesto Garrido, GU: Puesto Gualmes, VN: Puesto Victoria Nahuel, MA: Puesto María Antipán). Mapa modificado de Leanza et al., 2001; **c.** Vista general W-E de la Sierra de la Vaca Muerta, ubicación de la Discontinuidad Intraandina, formaciones Quintuco y Mulichinco, e intervalo estudiado en este trabajo.

de un margen activo de subducción en el borde sudoccidental de Gondwana (Howell *et al.*, 2005). A partir de su inicio, la evolución de la Cuenca Neuquina transcurre en tres estadios principales: estadio de sinrift (Triásico tardío/Jurásico temprano), estadio de postrift/trasarco (Jurásico Medio/Cretácico temprano) y estadio de antepaís (Cretácico tardío-Cenozoico) (Howell *et al.*, 2005).

El Grupo Mendoza (Stipanovic *et al.*, 1968), se extiende desde el Kimmeridgiano al Barremiano y representa gran parte del Cretácico temprano de la cuenca. Este grupo se integra por las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Picún Leufú, Quintuco, Bajada Colorada, Mulichinco y Agrío.

La Formación Quintuco fue originalmente definida por Weaver (1931) para referirse a lutitas y calizas oscuras del Cretácico temprano, las que se enriquecían en areniscas hacia el tope. Posteriormente, Leanza *et al.* (2011) proponen una reasignación litológica y temporal de la unidad y describen la Formación Quintuco como conformada en su mayoría por sedimentitas silicoclásticas arenosas de edad Berriasiano tardío-Valanginiano temprano. A partir de esta nueva definición, la Formación Quintuco adquiere una distribución geográfica restringida, presentando exposiciones únicamente en el sector central de la provincia de Neuquén, donde se destacan los afloramientos de la Sierra de la Vaca Muerta (Fig. 1b).

En la Sierra de la Vaca Muerta, la Formación Quintuco gradúa en sentido vertical y lateral desde depósitos mixtos arenosos y peléticos, de origen

marino somero, correspondientes a la Formación Picún Leufú (Leanza *et al.*, 2011), o más internos de cuenca desde depósitos peléticos marinos profundos asignables a la Formación Vaca Muerta (Gulisano *et al.*, 1984) (Fig. 2). El tope de la Formación Quintuco corresponde a una discontinuidad de primer orden (Fig. 1c) dentro del registro sedimentario del Cretácico temprano, la que ha sido identificada por varios autores (Weaver, 1931; Groeber, 1946; Gulisano *et al.*, 1984; Leanza, 2009; Schwarz y Howell, 2005). Esta discontinuidad marca el tope del Grupo Mendoza Inferior (Kimmeridgiano-Valanginiano temprano) y ha sido denominada como discontinuidad Intravalanginiana (Gulisano *et al.*, 1984) (Fig. 2). Dicha superficie de discontinuidad es cubierta por depósitos continentales correspondientes a la Formación Mulichinco (Zavala, 2000) (Fig. 1c).

Las observaciones más recientes de la Formación Quintuco en la Sierra de la Vaca Muerta corresponden a Leanza *et al.* (2011), quienes describen a la unidad con un espesor de 350 m e integrada por sedimentitas silicoclásticas marinas someras con influencia de olas, mareas y tormentas, que conforman sucesiones grano y estratocrecientes. En trabajos previos, la unidad integra parte de los primeros esquemas secuenciales elaborados para la Cuenca Neuquina (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989). En ese marco, Gulisano *et al.* (1984) sugieren que el tramo cuspidal de la Formación Quintuco en la Sierra de la Vaca Muerta comprende depósitos marinos marginales vinculados a depósitos continentales, asignables a la

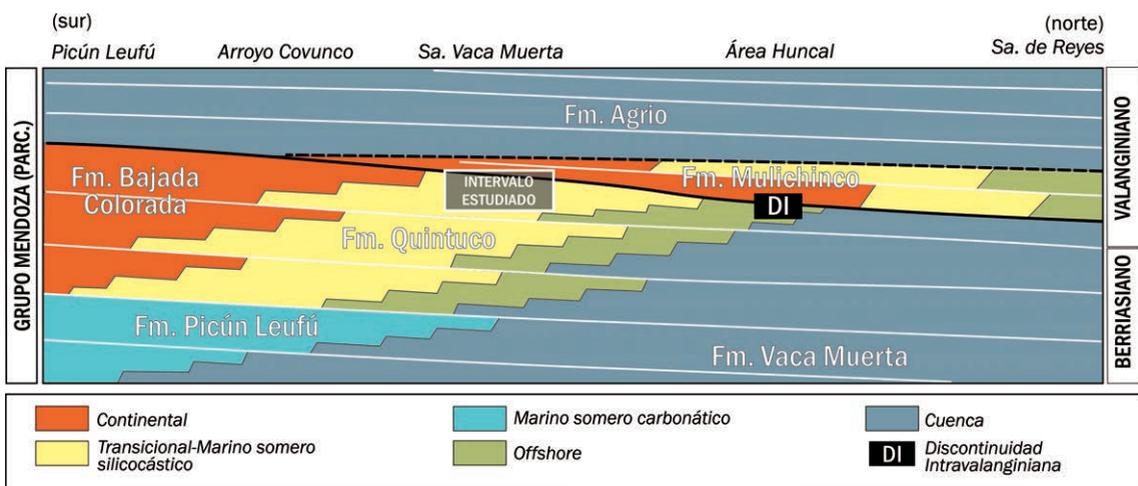


FIG. 2. Estratigrafía y distribución de facies para el Grupo Mendoza en el sector centro-sur de la Cuenca Neuquina, y ubicación de intervalo de estudio (modificado ligeramente de Leanza *et al.*, 2011; Schwarz *et al.*, 2011).

Formación Bajada Colorada (Roll, 1939¹). En su esquema secuencial, el tramo cuspidal de la Formación Quintuco integra parcialmente a la secuencia A7. Por encima de esta secuencia Gulisano et al. (1984) reconocen la secuencia A8, compuesta mayormente por depósitos continentales, considerada en este trabajo, al igual que por otros autores (Zavala, 2000; Leanza, 2009; Schwarz et al., 2011), como parte de la Formación Mulichinco. No obstante, en ninguno de los trabajos citados con anterioridad la Formación Quintuco recibió una caracterización facial y paleoambiental detallada.

3. Área de estudio y metodología

El área de estudio comprende gran parte de la Sierra de la Vaca Muerta, que consiste en un anticlinal asimétrico con eje buzante al NE localizado en la región central de la provincia del Neuquén. El tramo superior de la Formación Quintuco fue estudiado en una transecta N-S de unos 25 km, que incluye exposiciones continuas desde el cerro Bayo hasta el río Agrío (Fig. 1b).

Las tareas realizadas comprendieron el mapeo de las formaciones Quintuco y Mulichinco (Fig. 1b) y el relevamiento inicial del intervalo de estudio (Fig. 3) mediante 5 perfiles verticales de detalle (escala 1:100) con espaciamientos variables entre 4 y 17 km. En forma complementaria, para estudios arquitecturales de litosomas específicos, se relevaron perfiles de mayor resolución (escala 1:40) (Figs. 5, 7), cuyo espaciamiento no supera los 110 m.

En el relevamiento de los perfiles sedimentológicos se aplicó una metodología tradicional de medición de espesores y descripción de la litología (textura y composición de las rocas sedimentarias), estructuras sedimentarias (primarias y secundarias), estructuras biogénicas, orientación de ejes de artesas y de crestas óndulas (Fig. 3), geometría de los cuerpos rocosos y análisis de contactos entre los cuerpos de roca.

Para el análisis arquitectural de los cuerpos se tuvieron en cuenta principalmente las geometrías y dimensiones de los litosomas, así como la jerarquía de superficies. Dicho análisis fue complementado en gabinete con la elaboración de fotomosaicos de alta resolución.

4. Facies y asociaciones de facies

El análisis facial y arquitectural de la sucesión cuspidal de la Formación Quintuco permitió el

reconocimiento y caracterización de litofacies que varían entre areniscas conglomerádicas, areniscas, areniscas calcáreas y fangolitas. Las facies se caracterizan por una composición principalmente silicoclástica y eventualmente mixta, como en el caso de las areniscas calcáreas.

Las facies identificadas se agruparon vertical y lateralmente en 7 asociaciones de facies que representan diferentes condiciones y procesos de acumulación en un sistema deltaico, el que es reemplazado hacia la parte superior de la unidad por un sistema fluvial. En este contexto, las asociaciones de facies fueron interpretadas como prodelta, sector distal y proximal de barra de desembocadura, canales distributarios subácuos, planicies interdistributarias subácuas, canales principales subaéreos, planicies de inundación subaéreas, y canales fluviales alimentadores.

4.1. Asociación de facies 1 (AF 1): prodelta

Descripción: Esta asociación se integra por fangolitas grises y limolitas hasta areniscas muy finas. Los intervalos pelíticos comprenden fangolitas macizas (Fig. 4a) con restos de gasterópodos, bivalvos articulados muy bien preservados y restos carbonosos. Las fangolitas en ocasiones gradan a limolitas y areniscas muy finas laminadas y disturbadas por bioturbación (*Teichichnus*) y/o deformación sinsedimentaria. Estas facies conforman arreglos granocrecientes de hasta 5 m de espesor. En ocasiones, entre las fangolitas intercalan capas tabulares a lenticulares decimétricas (0,2-0,7 m) de areniscas finas a medianas macizas. Las capas de areniscas se delimitan por bases netas, erosivas y con calcos de carga. Por su parte, los toques de las capas arenosas son netos, sobre los que se reconocen óndulas simétricas a ligeramente asimétricas (Fig. 4a), con índices de óndula comprendidos entre 5 y 11.

Interpretación: La acumulación de fangolitas y limolitas laminadas tendría lugar en un ambiente de baja energía a partir de procesos de decantación a partir de plumas suspensivas (Fielding, 2010). Estas facies adquieren posteriormente un aspecto macizo como resultado de la actividad biogénica (Gani y Bhattacharya, 2007) o la deformación promovida por sobrecarga de sedimentos durante eventos de descarga fluvial. La abundancia de restos carbonosos se vincula a un suministro fitodetrítico desde zonas de aporte continental. Las capas de areniscas representan la llegada de descargas diluidas a estos sectores de

¹ Roll, A. 1939. La cuenca de los Estratos con dinosaurios al sur del Río Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Y.P.F.). Informe (Inédito), Gerencia de Exploración: 112 p. Buenos Aires.

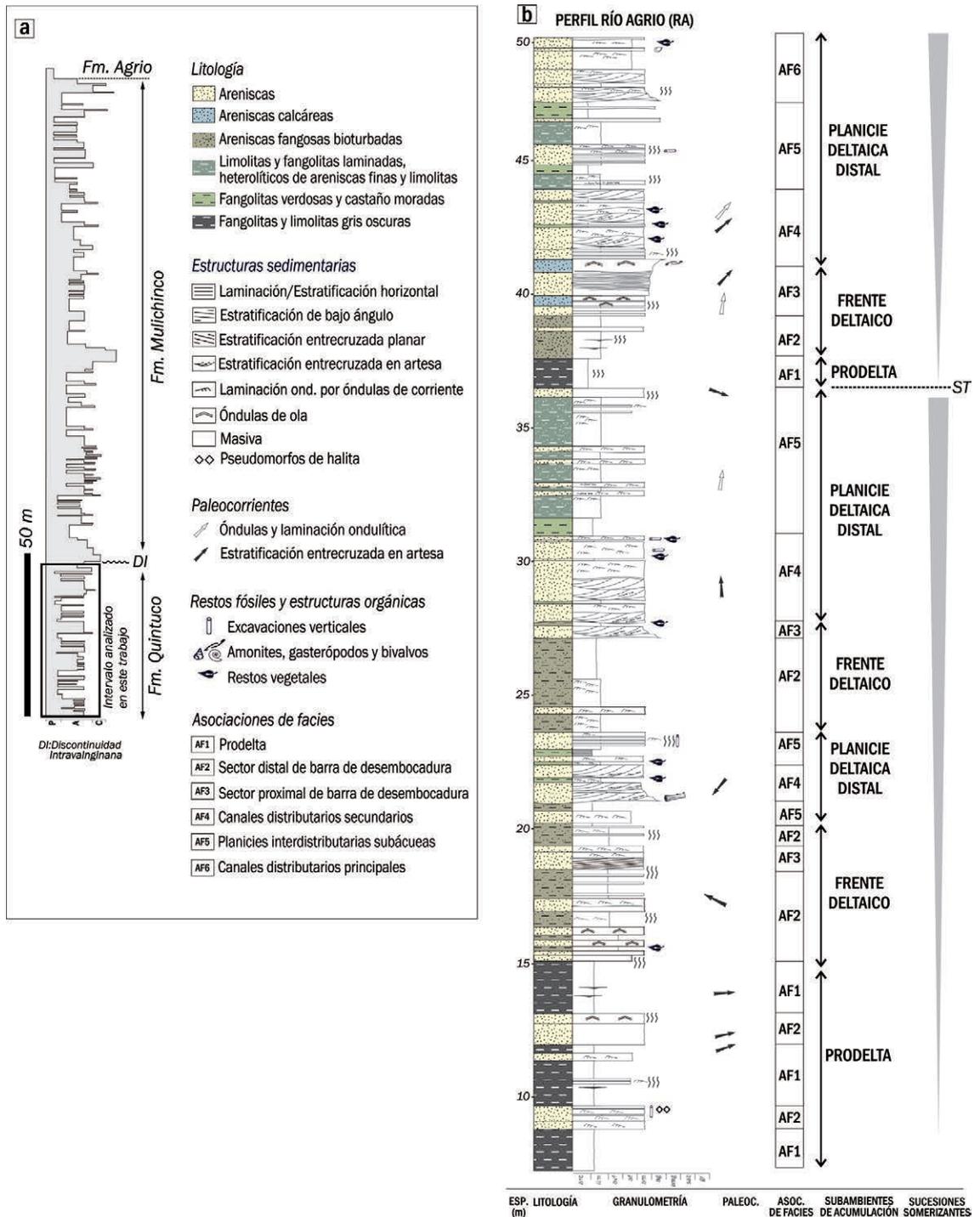


FIG. 3. a. Perfil simplificado de la sucesión valanginiana en la Sierra de la Vaca Muerta con la ubicación del intervalo analizado en este trabajo y referencias de la figura 3b; b. Perfil sedimentológico de detalle de la sección relevada en la localidad Río Agrio. Se muestra la distribución vertical de facies, paleocorrientes, asociaciones de facies, subambientes de acumulación y sucesiones somerizantes.

baja energía, cuya estructura maciza se la interpreta como producto de la actividad biogénica. Por su parte, la presencia de óndulas preservadas en los topes de las capas es el resultado del retrabajo por parte de corrientes oscilatorias que en ocasiones presentarían una cierta componente unidireccional. Los procesos interpretados sugieren la acumulación en un ambiente de prodelta no muy profundo, probablemente ubicado en las pendientes inferiores de una barra de desembocadura.

4.2. Asociación de facies 2 (AF 2): sector distal de barra de desembocadura

Descripción: Esta asociación se integra predominantemente por areniscas fangosas bioturbadas (Fig. 4b) e intervalos heterolíticos areno-fangosos de areniscas finas y fangolitas (0,3-2 m), entre los que se intercalan capas discretas de areniscas finas a medianas, comúnmente distribuidas en la parte superior de arreglos granocrecientes (Fig. 4b).

Las areniscas fangosas se componen en su mayoría de areniscas muy finas a finas, mientras que el fango se presenta de forma diseminada o bien en delgadas

láminas discontinuas. En general, las areniscas fangosas muestran una estructura maciza asociada a un alto grado de bioturbación (*Palaeophycus*, *Bergaueria*, *Conichnus* y *Teichichnus*) (Fig. 4c), aunque en ocasiones se preserva una laminación difusa.

Los intervalos heterolíticos se componen de capas de areniscas muy finas a finas (espesores menores a los 2 cm) de bases netas y topes con óndulas simétricas a ligeramente asimétricas (Fig. 4d), e índices de óndula entre 6 y 17. Internamente, las capas de arenisca se presentan macizas o con laminación ondulítica generada por flujos oscilatorios, la que se observa entrecruzada en sentidos opuestos. Estas capas intercalan con fangolitas grises oscuras macizas y con abundantes restos carbonosos. Estos intervalos heterolíticos se caracterizan por índices de bioturbación bajos a moderados (*Bergaueria* y *Conichnus*).

Hacia el tope de las areniscas fangosas bioturbadas o de los intervalos heterolíticos, intercalan capas lenticulares a tabulares de areniscas finas a medianas de 0,2 a 0,7 m de espesor, con óndulas simétricas preservadas en los topes (Fig. 4d),

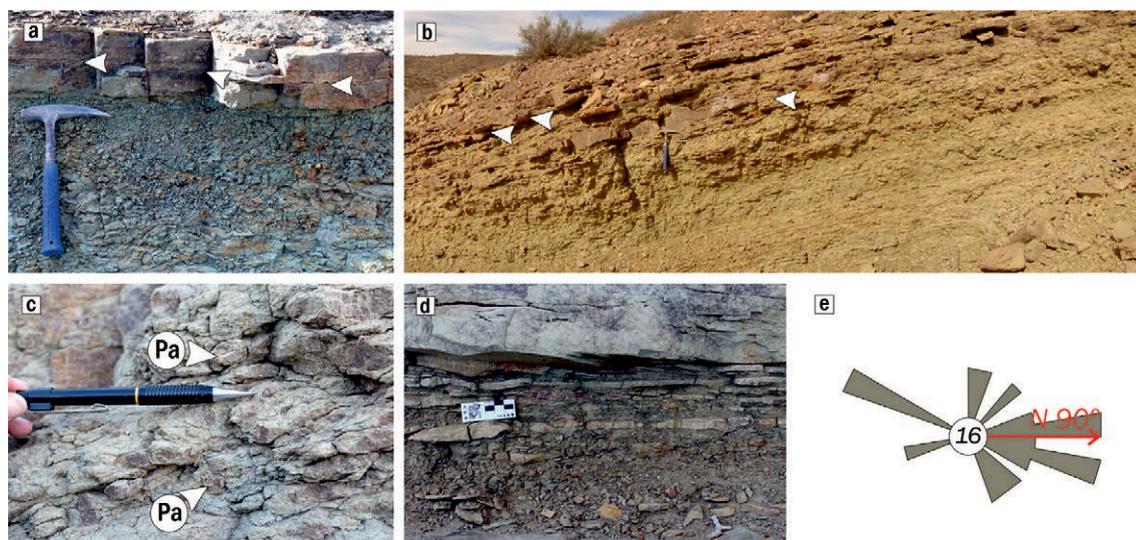


FIG. 4. **a.** Fangolitas macizas asociadas a delgadas capas de areniscas con óndulas de ola (flechas blancas); **b.** Arreglo granocreciente del intervalo heterolítico intensamente bioturbado e intercalaciones de capas lenticulares de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (flechas blancas); **c.** Areniscas fangosas macizas y detalle de *Palaeophycus* (Pa); **d.** Detalle de intervalos heterolíticos de areniscas y fangolitas con bajo grado de bioturbación. Nótese dentro del intervalo heterolítico, las capas de areniscas macizas, con topes ondulosos y de espesores menores a los 3 cm; **e.** Paleocorrientes de la AF 2 y su moda N89,5°, a partir de la orientación de crestas de óndulas y, en menor proporción ejes de artesas.

laminación entrecruzada en bajo ángulo (Fig. 4d), o estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala con intraclastos pelíticos y restos carbonosos asociados a caras frontales, o bien pueden ser macizas con deformación sinsedimentaria. Estas capas arenosas individuales poseen bases netas y erosivas, a veces con rasgos de deformación por carga. Por su parte, los topes de estas capas arenosas pueden ser netos o preservar óndulas simétricas, pequeños surcos y hoyos de punzaduras, restos de troncos, moldes de grietas de sinéresis, intraclastos pelíticos y rasgos de bioturbación correspondientes a los icnogéneros *Gordia* y *Gyrochorte*. Las paleocorrientes asociadas a ejes de artesas muestran una dispersión de los sedimentos comprendida entre el N y el SSE, con una moda orientada hacia el E (Fig. 4e).

Interpretación: Los intervalos heterolíticos se habrían acumulado como resultado de la alternancia entre procesos tractivos y suspensivos a partir de corrientes oscilatorias, influenciadas en ocasiones por componentes unidireccionales. Las areniscas fangosas macizas son el resultado de la intensa bioturbación de los intervalos heterolíticos ocurrida durante condiciones normales en ambientes marinos (MacEachern *et al.*, 2005). Los icnogéneros identificados corresponden a trazas de organismos detritívoros pertenecientes a la icnofacies de *Cruziana*, desarrollada en ambientes de moderada a baja energía y condiciones ambientales de estrés probablemente asociados a variaciones en la salinidad o turbidez del medio (MacEachern *et al.*, 2005). No obstante, las variaciones observadas en el índice de bioturbación sugieren diferentes grados de colonización del sustrato en respuesta a fluctuaciones en los factores de estrés del medio deposicional, probablemente vinculado a su posición respecto de la zona de aporte fluvial (MacEachern *et al.*, 2007). De esta manera, bajas a nulas condiciones de estrés tendrían lugar en los sectores localizados lateralmente de la zona de aporte fluvial vinculados probablemente a una mayor influencia de los procesos de olas, donde el sustrato habría sido intensamente colonizado por organismos infaunales y filtradores (Fig. 5a). Por su parte, las condiciones de estrés moderadas a altas ocurrirían en los sectores próximos a la zona de aporte fluvial, donde la actividad biogénica sería baja (Fig. 5b).

Las capas de areniscas más gruesas con laminación entrecruzada en bajo ángulo y estratificación entrecruzada en artesa, resultan de la acumulación por parte de corrientes unidireccionales vinculadas a

procesos friccionales durante el emplazamiento súbito de corrientes fluviales (Pulham, 1989). Por su parte, la estructura maciza sería el resultado de fenómenos de deformación sinsedimentaria ocurrida durante el emplazamiento. La presencia de óndulas simétricas en el tope de las capas representa el retrabajo por parte del oleaje ocurrido posteriormente a la acumulación por parte de la corriente fluvial. La abundancia de restos vegetales y su buena preservación sugieren un aporte fitodetrítico desde sectores continentales cercanos (Martinsen, 1990), mientras que la presencia de grietas de sinéresis distribuidas en los topes de las capas, sugiere cambios en las condiciones de salinidad del medio subácueo, posiblemente promovidos por la introducción de agua dulce en el ambiente marino (Plummer y Gostin, 1981).

La asociación de facies descrita, su organización vertical granocreciente y la icnofacies identificada indican la acumulación en los sectores distales de barras de desembocadura por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo. La acumulación en dichos sectores con frecuencia sería interrumpida por eventos de descarga fluvial.

4.3. Asociación de facies 3 (AF3): sector proximal de barra de desembocadura

Descripción: La asociación se caracteriza por paquetes tabulares de 2 a 10 m de espesor integrados por capas de areniscas de geometría tabular a lenticular (Fig. 6a y b), delimitados por superficies netas o erosivas respectivamente. Internamente las capas presentan superficies inclinadas en ángulos variables entre 3° y 10° (Fig. 6b). Dentro de estas capas arenosas se reconocieron dos arreglos distintivos en cuanto a composición, litología y estructuras sedimentarias. Por un lado se registran intervalos granocrecientes con dominio de areniscas finas a medianas, con laminación ondulítica por óndulas de corriente, estratificación entrecruzada planar y en artesa (Fig. 7a) y deformación sinsedimentaria. Estas facies muestran rasgos de bioturbación de bajo a moderado grado (*Fugichnia*, *Cylindrichnus*, *Skolithos*) (Fig. 7a). Los sets entrecruzados poseen espesores entre 0,2 y 0,6 m, y sobre las caras frontales se acumulan abundantes restos carbonosos e intraclastos pelíticos (Fig. 7a). Con frecuencia sobre el tope de las capas se reconocen moldes de grietas de sinéresis y restos de troncos. Por otro lado, se aprecian paquetes grano y estratocrecientes de capas de areniscas finas a medianas

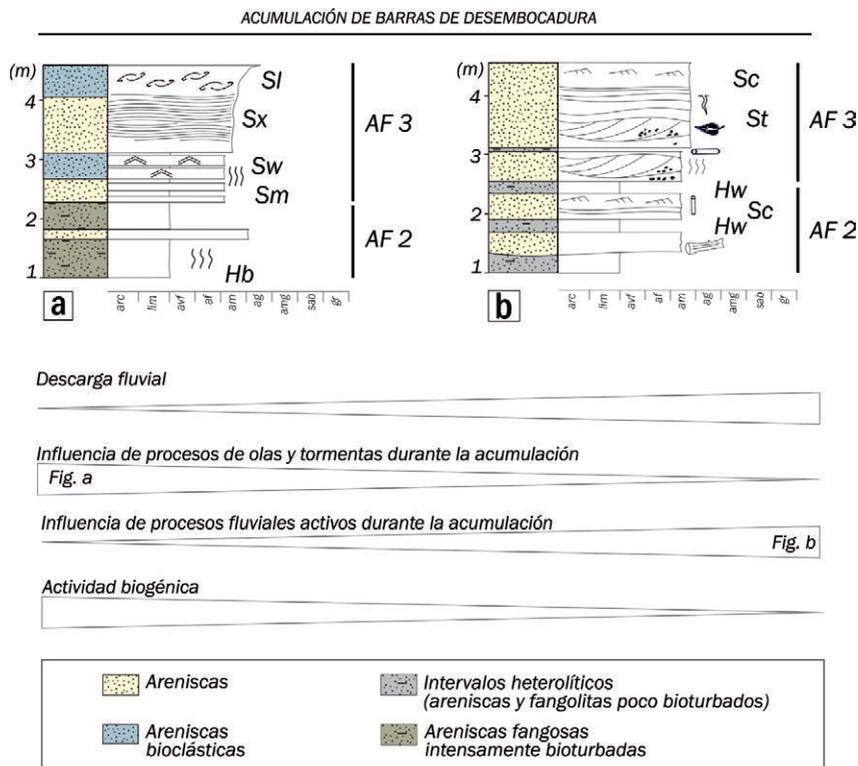


FIG. 5. Perfiles esquemáticos de los depósitos de barras de desembocadura. **a.** Distribución vertical de facies vinculadas a procesos de olas en el perfil RA; **b.** Distribución vertical de facies originadas a partir de procesos fluviales en el perfil GA. Abajo se presentan las tendencias e interrelaciones por parte de los distintos procesos activos durante la acumulación de las barras, en relación con la periodicidad de las descargas fluviales.

con estratificación entrecruzada en artesa (Fig. 7b), y/o estratificación entrecruzada monticular y óndulas simétricas de crestas redondeadas preservadas en los tope con índices de óndula entre 7 y 10 (Fig. 7e). Estos paquetes también comprenden areniscas bioclásticas con estratificación entrecruzada en bajo ángulo (Fig. 7d) y estratificación entrecruzada en artesa. Los sets entrecruzados muestran espesores inferiores a los 0,5 m. Las areniscas bioclásticas con frecuencia conforman delgadas capas ubicadas en el tope de los paquetes y portan bioclastos fragmentados principalmente de bivalvos de tamaños inferiores a los 2 mm, desarticulados y en ocasiones imbricados en dirección NNE. En estos arreglos, el grado de bioturbación varía entre moderado a alto y comprende los icnogéneros *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Gyrochorte*, *Cylindrichnus*, *Arenicolites*, *Skolithos* y *Palaeophycus* (Fig. 6c). Las paleocorrientes de la AF 3 indican una dispersión de los sedimentos hacia el NNE (Fig. 6f).

Interpretación: Las areniscas con laminación ondulítica por óndulas de corriente, estratificación entrecruzada planar y en artesa sugieren la acumulación a partir de corrientes tractivas unidireccionales, generadas a partir de procesos friccionales durante la expansión y desaceleración de corrientes fluviales en el área de desembocadura (Fielding, 2010). La notoria abundancia y preservación del material vegetal e intraclastos pelíticos sugiere una conexión directa con sistemas fluviales activos en un ambiente continental aledaño. Por su parte, la presencia de estructuras deformacionales se vinculan a condiciones de alta tasa de sedimentación. Por otro lado, las areniscas con óndulas simétricas representan el retrabajo de corrientes oscilatorias, mientras que las areniscas con estratificación entrecruzada en artesa resultan de la acumulación por parte de corrientes unidireccionales; las areniscas con laminación entrecruzada en bajo ángulo representan la acumulación por parte de flujos combinados con una fuerte componente unidireccional, y las areniscas

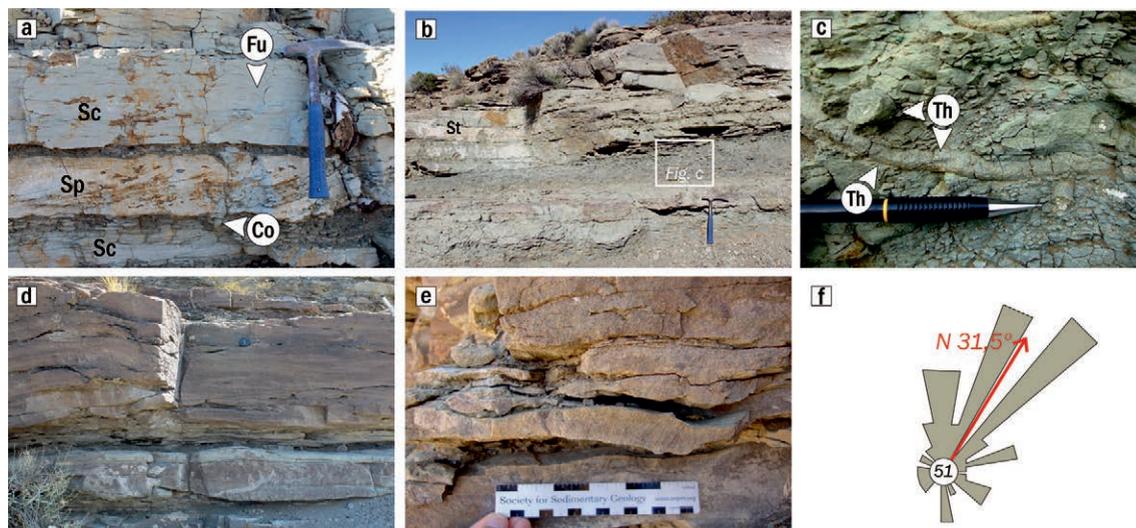


FIG. 7. **a.** Areniscas con estratificación entrecruzada en planar con intraclastos pelíticos y restos carbonosos sobre caras frontales, laminación ondulítica por ondulas de corrientes y trazas de escape (Fugichnia, Fu); **b.** Capas de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa que gradan desde areniscas macizas intensamente bioturbadas; **c.** Detalle de *Thalassionoides* (Th) rellenos por areniscas medianas de las capas suprayacentes, en intervalos de areniscas finas intensamente bioturbadas; **d.** Areniscas con estratificación entrecruzada monticular y areniscas bioclásticas con estratificación entrecruzada en artesa y en bajo ángulo; **e.** Detalle de óndulas de ola; **f.** Paleocorrientes de la AF 3 y su moda general en dirección NNE.

con estratificación entrecruzada monticular son el resultado de flujos oscilatorios (Dumas y Arnott, 2006) en fase de megaóndula durante tormentas. Este proceso sería capaz de removilizar el material del lecho y promover la mezcla de componentes bioclásticos y terrígenos en los sectores alejados de la zona de descarga del sistema fluvial alimentador.

Las trazas fósiles identificadas se interpretan como perteneciente a una la icnofacies de *Skolithos*, la que se desarrolla de preferencia en ambientes marinos asociados a altos niveles de energía de oleaje y/o de corrientes (MacEachern *et al.*, 2005). La relativa baja intensidad de bioturbación sugiere condiciones considerables de estrés en el medio de acumulación (MacEachern *et al.*, 2005), que en este caso podría asociarse al ingreso de agua dulce durante eventos de descarga fluvial al medio marino.

Los paquetes conformados por la amalgamación de capas tabulares y/o lenticulares delimitados por superficies erosivas representan emplazamientos bajo la forma de lóbulos o flujos levemente confinados. Las capas de geometría lenticular delimitadas por superficies erosivas y ligeramente tendidas en dirección cuenca adentro, representarían barras integradas por superficies inclinadas de gran escala, interpretadas como superficies de acreción frontal.

Esta asociación de facies representa la acumulación en los sectores proximales de barras de desembocadura, que presenta diferentes arreglos en respuesta a la influencia de los procesos de olas, la que sería mayor en momentos de menor descarga fluvial. Los arreglos integrados de areniscas con óndulas simétricas, estratificación entrecruzada monticular y estratificación entrecruzada en artesa, y areniscas mixtas con laminación entrecruzada en bajo ángulo y estratificación entrecruzada en artesa, caracterizadas por un moderado a alto grado de bioturbación y la baja participación de rasgos de deformación, material fitodetrítico e intraclastos pelíticos, sugieren una mayor influencia por los procesos de olas (Gani *et al.*, 2005) (Fig. 7a). Esta mayor influencia de las olas tendría lugar en los sectores adyacentes a las zonas de descarga fluvial, o bien durante momentos en los que la descarga fluvial fuese menor. Por su parte, las areniscas con laminación ondulítica por óndulas de corriente, estratificación entrecruzada planar y en artesa, y deformación sinsedimentaria, caracterizadas por un bajo a moderado grado de bioturbación y una alta participación de restos carbonosos e intraclastos pelíticos, sugieren una influencia considerable por parte de los procesos fluviales (Gani *et al.*, 2005) (Fig. 7b).

4.4. Asociación de facies 4 (AF 4): canales distributarios terminales

Descripción: La asociación de facies comprende cuerpos lenticulares arenosos de bases erosivas y topes netos (Figs. 8a, b y 9a), con espesores de 0,3 a 1,10 m y extensiones laterales inferiores a los 85 m (valor promedio de 47 m). Los cuerpos lenticulares se presentan rellenos por areniscas finas a medianas con laminación ondulítica por óndulas de corriente y estratificación entrecruzada en artesa, y areniscas macizas con rasgos de deformación sinsedimentaria. Con frecuencia, sobre las caras frontales se preservan recubrimientos carbonosos discontinuos. En ocasiones se observan superficies inclinadas de gran escala (Bridge, 2003, 2006) (Fig. 8a y b), las cuales presentan inclinaciones entre 5° y 20°. Las bases erosivas con frecuencia están revestidas por limolitas o intervalos heterolíticos bioturbados (*Palaeophycus*). Los cuerpos lenticulares individuales se superponen vertical y lateralmente, conformando cuerpos multiepisódicos (Fig. 8b). Sobre el tope de los cuerpos se reconocen óndulas asimétricas, trazas fósiles de locomoción (*Repichnia*) (Fig. 9c), tubos verticales (*Skolithos*), y en ocasiones grietas de desecación o delgadas capas de areniscas bioclásticas. Las paleocorrientes muestran una dispersión de los sedimentos hacia el NE (Fig. 9b) con un rango de dispersión entre el NNW y el SE, entendiéndose como un patrón esperable de un sistema distributivo. Estos cuerpos se vinculan verticalmente con distintas asociaciones de facies. Se presentan por encima de depósitos proximales de barras de desembocadura (AF 3) (Fig. 8a) y gradan a depósitos de planicies interdistributarias (AF 5). También pueden aparecer intercalados en facies de esta última asociación (AF5) (Fig. 9a).

Interpretación: Esta asociación de facies es interpretada como el relleno de canales distributarios. La laminación ondulítica y la estratificación entrecruzada en artesa se originan como resultado de la migración de óndulas y megaóndulas 3D en el lecho del canal, vinculadas a corrientes fluviales. Las superficies inclinadas de gran escala se interpretan como superficies de acreción de depósitos de barra (Smith, 1974; Bridge, 2003, 2006), las que se disponen con una orientación oblicua a normal a las paleocorrientes de transporte. La acumulación de los depósitos heterolíticos tendría lugar con posterioridad a la erosión del canal,

por agradación y migración en dirección aguas arriba de las barras de desembocadura (Olariu y Bhattacharya, 2006), o bien por relleno pasivo durante un estadio de abandono o descenso en la descarga fluvial (Martini y Sandrelli, 2015; Li y Bhattacharya, 2014).

Su organización multiepisódica se interpreta como resultado de un rápido relleno del canal y su reubicación a sectores adyacentes. Adicionalmente, la presencia de grietas de desecación en el tope de algunos canales sugiere episodios de exposición subaérea posteriores a su abandono, mientras que los concentrados bioclásticos y los icnogéneros identificados en el tope de los canales sugieren la circulación de aguas salobres en el interior de los canales (Buatois y Mángano, 2011).

De esta forma, esta asociación de facies representaría el desarrollo de canales distributarios en una planicie deltaica distal. La directa relación vertical establecida entre los canales distributarios terminales (AF 4) y los depósitos de sectores proximales de barra de desembocadura (AF 3), asociado a la presencia de bioclastos y los rasgos de bioturbación presentes en la AF 4, sugiere la influencia de procesos marinos (al menos ocasionalmente).

4.5. Asociación de facies 5 (AF 5): planicies interdistributarias subácuas

Descripción: Esta asociación se compone por paquetes tabulares de espesores variables entre 1,7 y 5,5 m de limolitas y fangolitas laminadas (Fig. 9d), limolitas disturbadas, intervalos heterolíticos de areniscas muy finas y limolitas, y fangolitas verdosas macizas. Todas las sedimentitas presentan un grado de bioturbación bajo a nulo, baja icnodiversidad (*Palaeophycus*, *Planolites* y *Teichichnus*) y los icnogéneros son de tamaños reducidos. Los icnogéneros identificados se distribuyen alineados horizontalmente a niveles particulares. Esta asociación de facies se observa en estrecha vinculación lateral y vertical con depósitos de canales distributarios terminales (AF 4). Con frecuencia las fangolitas muestran intervalos caracterizados por una alta concentración de restos carbonosos y, en ocasiones, restos de gasterópodos. Dentro de estos intervalos se registran arreglos granocrecientes caracterizados por la presencia de delgadas capas tabulares (5 a 10 cm de espesor) de arenisca finas con laminación ondulítica por óndulas de corriente, las que incrementan su espesor hacia la vertical.

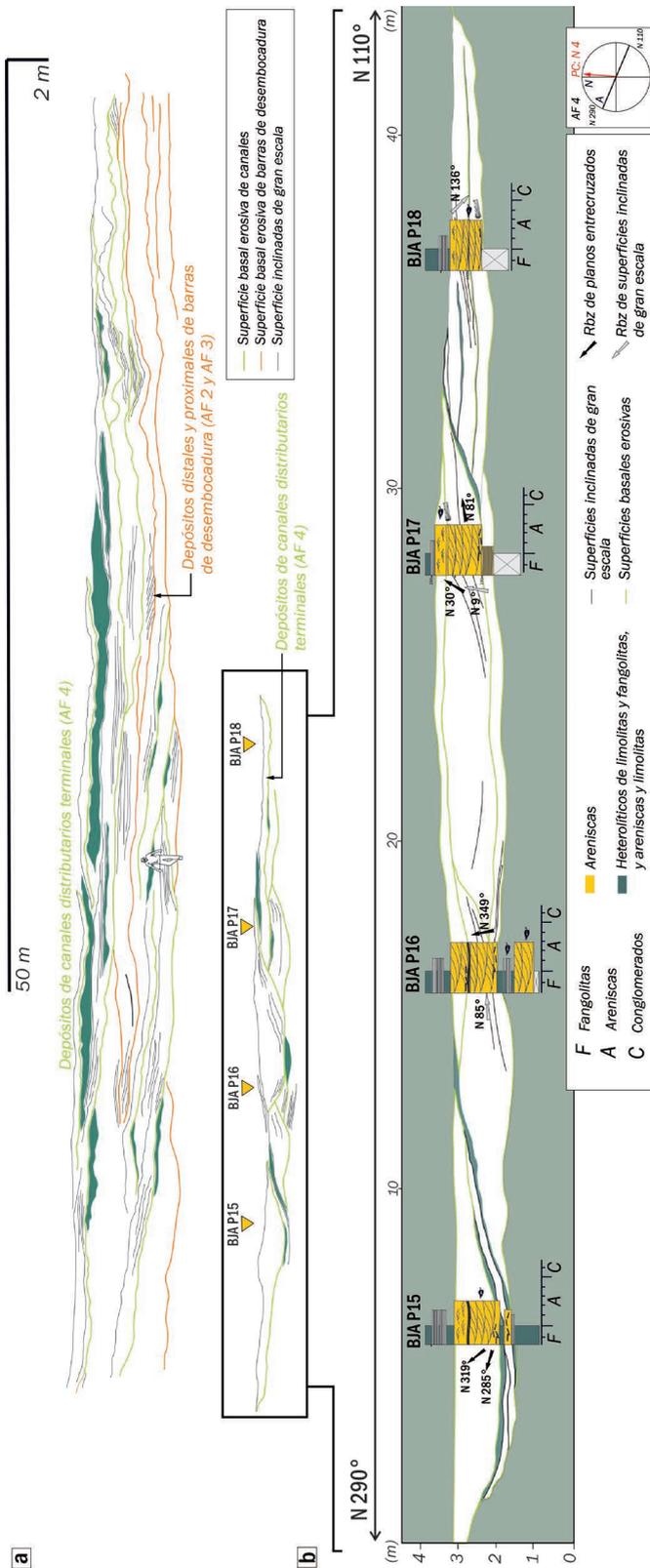


FIG. 8. Análisis arquitectural de los depósitos de canales distributarios terminales en RA. **a.** Fotomosaico con orientación N 290°-110°, ubicación de perfiles de detalle y distribución vertical de los depósitos proximales y distales de barras de desembocadura (AF 2 y AF 3) y de canales distributarios terminales (AF 4). En el mismo se reconocen las superficies basales erosivas las que delimitan los cuerpos lenticulares de la AF 4 y las capas arenosas tabulares de la AF 3. También se indican superficies inclinadas de gran escala. **b.** Panel arquitectural de canales de la AF 4. Detalle de las facies en el interior de los canales y los depósitos heterolíticos de planicies interdistributarias adyacentes (AF 5).

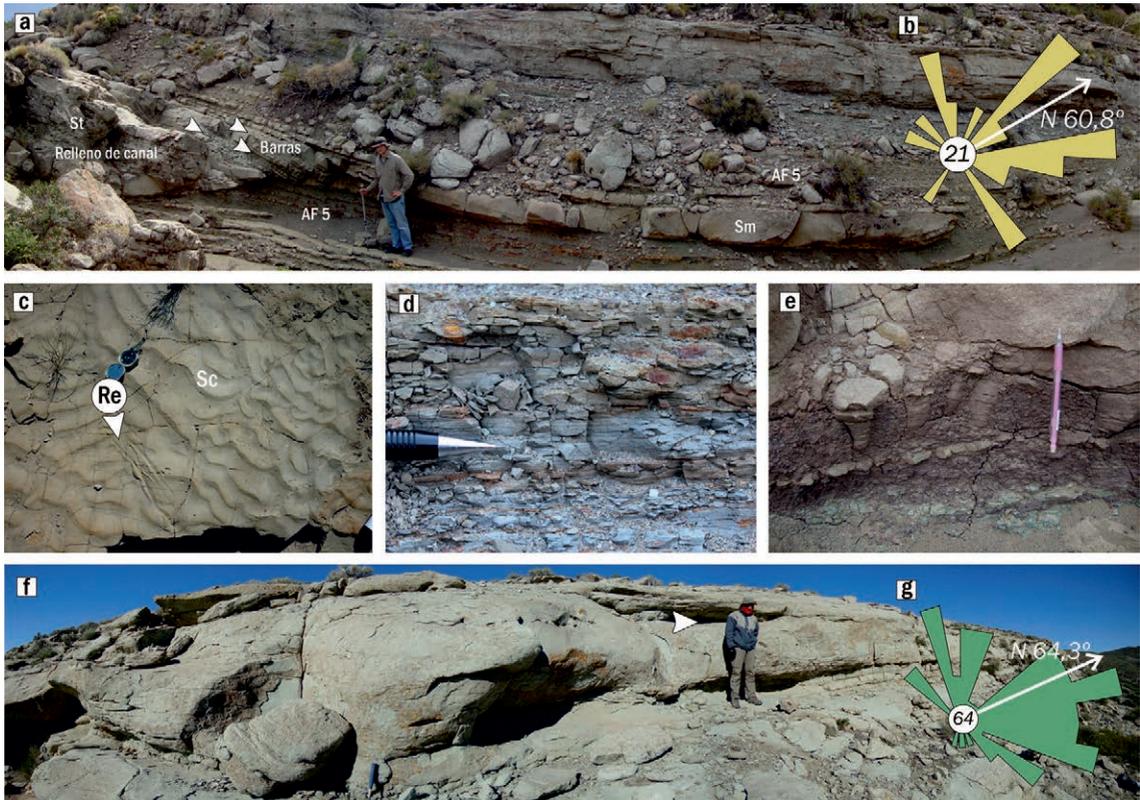


FIG. 9. **a.** Vista de la geometría lenticular, depósitos de relleno de canal y barras (en flechas blancas se indican superficies de acreción), y distribución de facies dentro de los canales. Nótese su relación vertical y lateral con la AF 5; **b.** Paleocorrientes de la AF4 y moda general con dirección NE; **c.** Tope de canal con óndulas asimétricas y trazas de locomoción (*Repichnia*, Re); **d.** Alternancia rítmica entre fangolitas y limolitas laminadas; **e.** Detalle de grietas de desecación rellenas por areniscas suprayacentes, en fangolitas macizas castaño-moradas; **f.** Vista general de canales arenosos. Los canales conforman paquetes amalgamados, preservándose pelitas macizas (AF 7) en el tope de los canales (flechas blancas) que son erosionadas por el canal sobreyacente; **g.** Paleocorrientes de la AF 6 y moda general con orientación NEE.

Interpretación: Los depósitos pelíticos (fangolitas y limolitas) dominantes en esta asociación sugieren la acumulación por procesos de decantación a partir de suspensiones generados durante inundaciones por desbordamiento de canales distributarios (Fielding, 2010). Por su parte, las capas de areniscas con laminación ondulítica representan procesos tractivos unidireccionales asociados a fluctuaciones periódicas de energía durante eventos de crecidas fluviales. La ritmicidad observada entre láminas de fangolita y limolita, y en los intervalos heterolíticos de limolitas y areniscas muy finas sugiere una alternancia entre procesos suspensivos y tractivos de muy alta frecuencia probablemente en respuesta a la influencia de corrientes mareales (Middleton, 1991; Goodbred y Saito, 2012), durante la acumulación en áreas cercanas al ámbito marino (Willis, 2005). La

estructura maciza observada en algunas fangolitas y limolitas podría ser el resultado de la acción biogénica. Los intervalos caracterizados por la acumulación de fangolitas laminadas o limolitas portadoras de abundantes restos carbonosos sugieren la acumulación en sectores anegados de las planicies, probablemente localizados a considerable distancia de los canales distributarios (Fielding, 2010). La asociación de icnogéneros identificados, caracterizados por una baja diversidad, morfología simple y tamaños reducidos, sugieren ambientes de aguas salobres influenciados por mareas (Gingras y MacEachern, 2012), como así también de energía reducida y/o mayor protección respecto a ambientes marinos abiertos (MacEachern *et al.*, 2005, 2010).

De esta forma, la asociación descrita representa la acumulación en planicies interdistributarias poco

drenadas posiblemente influenciada por mareas durante eventos de cese en la descarga, adyacente a canales distributarios terminales (AF 4).

4.6. Asociación de facies 6 (AF 6): canales distributarios principales

Descripción: Esta asociación de facies comprende cuerpos arenosos de geometría lenticular, con base erosiva y tope neto (Fig. 9f). Estos poseen entre 0,30 y 1,5 m de espesor y anchos de hasta 110 m, con valores promedio de 74 m. Los cuerpos están compuestos por areniscas macizas con deformación sinsedimentaria y con estratificación entrecruzada en artesa, organizadas en *sets* de espesores inferiores al metro, con restos carbonosos comúnmente acumulados en las caras frontales. Ocasionalmente, se reconocen superficies inclinadas de gran escala (Bridge, 2003), las que se orientan en dirección paralela u oblicua a las paleocorrientes de transporte, y con frecuencia se presentan deformadas e irregulares. Las bases erosivas concentran restos de troncos en intraclastos pelíticos de diámetros hasta los 8 cm, mientras que en el tope de los cuerpos pueden preservarse grietas de desecación, restos de troncos o profusos rasgos biogénicos correspondientes al icnogénero *Lockeia*. Los cuerpos individuales se superponen vertical y lateralmente, conformando fajas multiepisódicas de hasta 3,50 m de espesor. Las paleocorrientes se orientan hacia el NEE, con un rango de dispersión comprendido entre el NO y SE (Fig. 9g).

Interpretación: La asociación descrita se interpreta como el relleno de canales distributarios principales a partir de barras. Las barras comprenden superficies inclinadas de acreción frontal y se conforman por megaóndulas tridimensionales desarrolladas en el lecho. La abundancia de rasgos de deformación indica condiciones de alta tasa de sedimentación durante la descarga fluvial. El icnogénero *Lockeia*, representa una estructura biogénica de reposo y de escape generada a partir de bivalvos (Buatois y Mángano, 2011) que puede desarrollarse en el interior de canales fluviales en respuesta a cambios en la descarga (Bridge, 2003; Buatois y Mángano, 2011).

4.7. Asociación de facies 7 (AF 7): planicies de inundación subaéreas

Descripción: Esta asociación conforma unidades de geometría tabular con espesores inferiores a los 2 m,

integradas por fangolitas macizas con tonalidades verdosas y castaño moradas (Fig. 9e). Las mismas presentan en ocasiones grietas de desecación (Fig. 9e) o rasgos pedogénicos (agregados subangulares), mientras que en menor proporción se reconoce una laminación horizontal. Ocasionalmente intercalan capas tabulares de areniscas medianas macizas de 15 a 30 m de espesor. Esta asociación se vincula lateral y verticalmente con los depósitos de canales distributarios principales (AF 6).

Interpretación: La acumulación de fangolitas es resultado de la decantación a partir de suspensiones generadas durante inundaciones de desbordamientos fluviales. Las variaciones verticales de coloraciones se interpretan como resultado de fluctuaciones en el nivel freático. Estos depósitos con frecuencia alcanzarían condiciones de exposición subaérea. La estructura maciza y la presencia de agregados se interpreta como el producto de la pedogénesis y/o actividad biogénica. Las capas de areniscas macizas podrían ser el resultado de desbordamientos generados durante crecidas fluviales. Esta asociación de facies representaría depósitos de planicies de inundación subaéreas.

5. Arquitectura del sistema de acumulación

5.1. Distribución espacial de las asociaciones de facies

Las asociaciones de facies se organizan en sucesiones somerizantes de entre 15 y 40 m de espesor (Figs. 3 y 10). Estas sucesiones comúnmente comienzan con depósitos pelíticos (AF1) de prodelta (Fig. 10), que representarían la acumulación en ambientes dominados por procesos de decantación con presencia de corrientes diluidas de origen fluvial y con paleocorrientes de orientación NE, las que habrían sido posteriormente retrabajadas por el oleaje. Los depósitos del prodelta gradan vertical y lateralmente a depósitos distales y proximales de barras de desembocadura (AF 2 y AF 3) caracterizados por facies heterolíticas y arenosas respectivamente, que representan la instauración de un frente deltaico (Figs. 10 y 11).

Los sectores distales de las barras de desembocadura se conformaban a partir del material arenoso que era transportado desde la zona de descarga y distribuido por la actividad de las olas, mientras que el material pelítico era transportado en suspensión

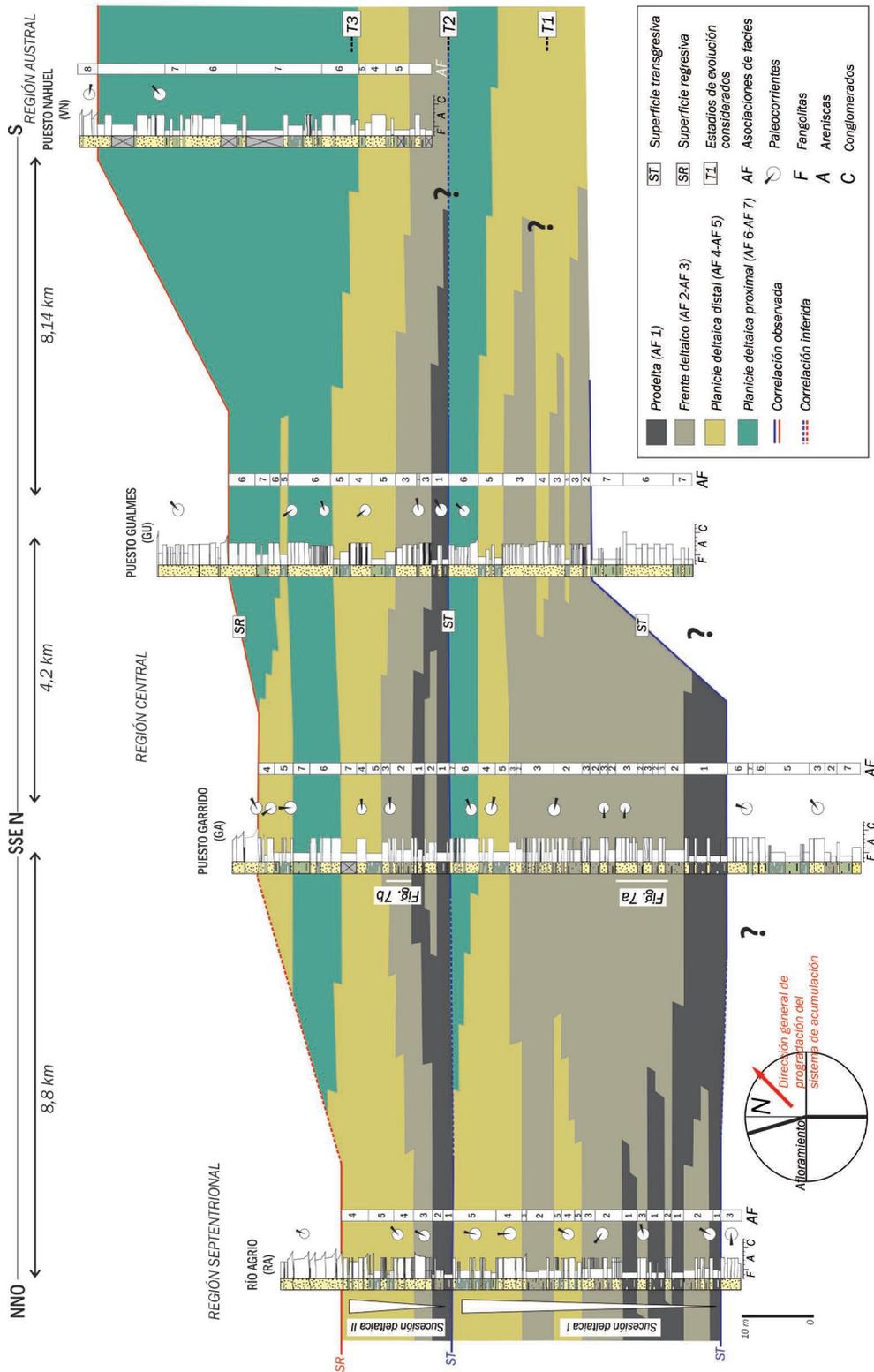


FIG. 10. Transecta de correlación de orientación NNW-S y arquitectura deposicional del intervalo estudiado en la Sierra de la Vaca Muerta, en el que se muestran asociaciones de facies, sucesiones somerizantes de diferentes escalas, subambientes de acumulación y superficies claves.

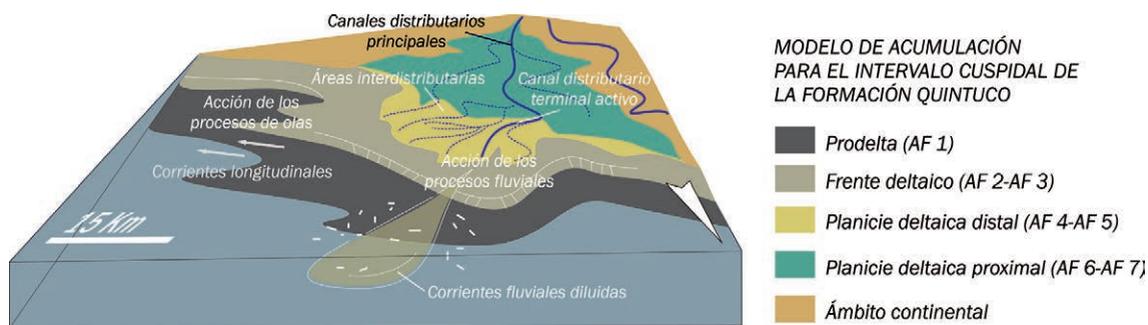


FIG. 11. Distribución de los diferentes subambientes de acumulación dentro del sistema deltaico.

mediante plumas boyantes. Con frecuencia, a este sector también llegaban flujos arenosos levemente canalizados provenientes de sectores más proximales. Las paleocorrientes asociadas a estos tramos distales de las barras presentan paleocorrientes variables entre NW y el E (Fig. 10). Por su parte, los sectores proximales de las barras de desembocadura se conformaban por la acumulación de arena por parte de flujos levemente confinados que llegaban desde los sectores más proximales del sistema. Dentro de los depósitos de frente deltaico, los depósitos vinculados con procesos de olas gradan vertical y/o lateralmente a depósitos generados por procesos de origen fluvial. La relación espacial entre estos tipos de depósitos sugiere una contemporaneidad y/o reemplazo de la acumulación de las barras en sectores laterales e inmediatos a la zona de descarga activa. Las paleocorrientes en este sector se orientan en dirección NNE, dentro de un rango variable entre el NW y el E. Esta tendencia podría deberse a la expansión tridimensional de las corrientes como resultado de su falta de confinamiento o al retrabajo por parte de las corrientes litorales.

Los depósitos del frente deltaico son sobreyacidos por depósitos de la planicie deltaica distal (Figs. 10 y 11), conformada por depósitos de canales distributarios terminales (AF 4) y de planicies interdistributarias subácuas (AF 5). Los canales distributarios terminales (AF 4) erosionan depósitos proximales de barras de desembocadura (AF 3) intercalados entre depósitos de planicies interdistributarias subácuas (Fig. 10), por lo que esta relación vertical entre la AF 3 y la AF 4 sugiere un contexto de acumulación inmediato al sector de desembocadura. Por su parte, los depósitos de planicies interdistributarias (AF 5) sobreyacen depósitos de barras de desembocadura (AF 3) (Fig. 10), y en este caso, la relación vertical entre la AF 5 y la

AF 3 representaría la acumulación en los sectores laterales a la zona de descarga dentro de la planicie deltaica distal. En otro caso, los canales distributarios terminales (AF 4) se vinculan vertical y espacialmente con depósitos de planicies interdistributarias (AF 5) (Fig. 10), por lo que esta relación espacial entre la AF 4 y la AF 5 sugiere un contexto de acumulación en el interior de la planicie deltaica distal.

Los canales distributarios terminales (AF 4) se movilizaban principalmente por mecanismos de avulsión o a partir de la migración del canal. La avulsión de los canales, probablemente tendría lugar a partir de la reocupación de posibles canales preexistentes (Hopkins, 1985; Li y Bhattacharya, 2014) o el desvío del cauce hacia un nuevo canal (Hopkins, 1985). En su interior, los canales conformaban estructuras acreción lateral como resultado de su expansión y traslación dentro de la planicie (Corbeau *et al.*, 2004; Olariu *et al.*, 2005; Li y Bhattacharya, 2014). Las paleocorrientes asociadas a los canales distributarios terminales se orientan en dirección N-NE (Fig. 10). Por su parte, entre los sectores de desembocadura se desarrollaban áreas interdistributarias vinculadas a condiciones de aguas salobres cercanas al ámbito marino. En estas zonas interdistributarias se habría acumulado el material fino proveniente de los desbordamientos de los canales distributarios terminales (AF 4) con la conformación de planicies subácuas (AF 5). Durante eventos de crecidas fluviales, las zonas interdistributarias recibirían de manera frecuente depósitos arenosos provenientes de los desbordamientos de los canales, mientras que entre los eventos de descarga fluvial se habría incrementado la influencia de las corrientes mareales (Gugliotta *et al.*, 2015).

Los depósitos de la planicie deltaica distal son erosionados por los canales distributarios principales (AF 6) de la planicie deltaica proximal (Figs. 10 y 11).

Estos canales distributarios se desarrollaban en una planicie de inundación subaérea y suministraban el material arenoso que era transportado hacia la zona de desembocadura. La preservación de estructuras de acreción frontal en las barras de los canales, sugiere la acumulación en canales de moderada a baja sinuosidad (Bridge, 2003). Por su parte, la abundancia de estructuras de deformación dentro de los canales sugiere condiciones de alta tasa de sedimentación y en este subambiente las paleocorrientes se orientan predominantemente hacia el N-NE.

Por otro lado, los depósitos de planicie deltaica distal y proximal se cubren por depósitos de prodelta en extensiones kilométricas (Fig. 10). Esta relación vertical marca una significativa retrogradación de los subambientes de acumulación y se interpretan como superficies transgresivas que delimitan a las sucesiones somerizantes.

5.2. Sucesiones somerizantes

Para el intervalo estudiado se reconocieron al menos dos sucesiones somerizantes de origen deltaico, indicadas como sucesiones deltaicas I y II (Fig. 10). Dentro de las sucesiones, el arreglo vertical de asociaciones de facies puede ser incompleto faltando los depósitos que representan los subambientes de prodelta (AF 1) o de la planicie deltaica proximal (AF 6 y 7). De manera que estas sucesiones pueden comenzar a partir de los depósitos correspondientes al frente deltaico (Fig. 10, perfil GU) o pueden finalizar con los depósitos de la planicie deltaica distal (Fig. 10, perfil RA).

La sucesión deltaica I (Fig. 10) comprende una gran proporción de depósitos de frente deltaico. Esta sucesión se integra en un 14% por depósitos de prodelta, un 54% por depósitos de frente deltaico y un 32% por depósitos de planicie deltaica, del que solo un 9% representa a los depósitos de planicie deltaica proximal.

Por su parte, la sucesión deltaica II (Fig. 10) registra un considerable incremento en la proporción de los depósitos de la planicie deltaica. De esta manera, la sucesión deltaica II se integra en un 80% por depósitos de planicie deltaica, del cual un 52% corresponde a la planicie deltaica proximal, mientras que los depósitos de prodelta y frente deltaico disminuyen su proporción en un 7 y 13% respectivamente.

Las sucesiones deltaicas I y II muestran una notoria congruencia en las paleocorrientes generales del sistema de acumulación, las cuales se orientan

en ambos casos hacia el NE. Esta tendencia sugiere que el sistema deltaico no habría modificado en el tiempo su sentido general de transporte. Por su parte, dentro de las sucesiones somerizantes, la geometría de las fajas de los subambientes muestran una notoria correspondencia entre ellas. Esta observación, sugiere que la distribución espacial de los subambientes del sistema no habría cambiado demasiado en el tiempo transcurrido durante la acumulación de las sucesiones (Fig. 10), por lo menos en dirección transversal a la paleocorriente general (NE).

6. Discusión

6.1. Caracterización del sistema deltaico

La morfología de los sistemas deltaicos y las características y arquitectura de sus depósitos constituyentes, se encuentran directamente influenciadas por los procesos fluviales, de oleaje y de mareas, activos durante la acumulación del sistema (Wright y Coleman, 1973; Galloway, 1975). En relación con la proporción de la influencia que ejercen estos tres factores de control, los sistemas deltaicos pueden ser clasificados como deltas fluvio-dominados, dominados por oleaje o dominados por mareas (Galloway, 1975). Por su parte, Bhattacharya y Giosan (2003), Bhattacharya (2006) y Gani y Bhattacharya (2007), señalan algunas controversias en la aplicación de esta clasificación tripartita. Los argumentos de estos autores sostienen que los sistemas deltaicos constituyen sistemas dinámicos en el espacio y en el tiempo, por lo que pueden recibir de manera contemporánea la influencia de distintos factores de control. La identificación de asociaciones de facies asignables a diferentes procesos de acumulación y las relaciones espaciales y temporales que estas asociaciones establecen entre sí, constituyeron atributos diagnósticos en la caracterización de la arquitectura interna del sistema depositacional estudiado. En este sentido, la distribución espacial de las asociaciones de facies muestra una directa relación lateral entre los depósitos vinculados con procesos fluviales y de olas o tormentas, y esta relación se encuentra notoriamente presente en las dos sucesiones deltaicas reconocidas (Fig. 10).

Durante la acumulación del frente deltaico, los procesos fluviales y de olas habrían sido activos contemporáneamente y esta dinámica habría caracterizado eventualmente al sistema de

acumulación. Durante la construcción del frente deltaico, las barras de desembocadura distales se conformaban a partir del material arenoso que era transportado desde la zona de descarga por corrientes fluviales, y distribuido dentro de la cuenca por la acción de las olas. Por otro lado, el material pelítico era transportado en suspensión mediante plumas boyantes. Con frecuencia, a este sector también llegaban flujos arenosos levemente erosivos provenientes de sectores más proximales. Por su parte, las barras de desembocadura proximales eran construidas principalmente a partir de la acumulación de arena que era suministrada por las descargas fluviales como flujos levemente confinados, mientras que las olas desarrollaban una influencia minoritaria durante la construcción de las barras. Esta actividad subordinada de los procesos de olas en el frente deltaico podría haber respondido a la periodicidad de los eventos de descarga, o bien, a la distribución espacial de las corrientes oscilatorias respecto a la zona de descarga fluvial. En este sentido, los procesos de olas serían mayormente activos en los períodos en los cuales la descarga fluvial fuese baja o en los sectores laterales o distales a la zona de desembocadura (Rossi y Steel, 2015). En este contexto, la ausencia de depósitos de playa con arquitecturas dominadas por procesos de oleaje, permite relegar la hipótesis de que el sistema estudiado haya sido construido de manera principal por procesos de olas. Por su parte, tampoco fueron reconocidos indicadores mareales en los depósitos del frente deltaico. La ausencia de estos indicadores podría deberse en parte, a factores directamente vinculados con las características del sistema fluvial alimentador (régimen de descarga, estacionalidad, carga de sedimento y tamaño de grano transportado), al rango de las mareas, a la influencia de otras corrientes marinas (olas, tormentas) (Goodbred y Saito, 2012) o a la fisiografía de la línea de costa (Goodbred y Saito, 2012; Ainsworth *et al.*, 2008).

En particular, la descarga de los ríos asociada a la introducción de agua dulce al medio marino ejerce un control directo en la posición de la zona de convergencia en el área de desembocadura (Dalrymple y Choi, 2007), y en la definición del vector resultante del flujo residual que se genera durante la interacción entre corrientes fluviales y las corrientes marinas (mareas, olas). Una alta tasa de descarga asociada a una alta carga de sedimento, podría haber determinado una movilización de la zona de convergencia e influencia de las corrientes

mareales hacia sectores mar adentro, lejos de la zona de desembocadura. En estas condiciones, las corrientes fluviales podrían haber alcanzado el dominio de la dirección de transporte neto de sedimentos y representar el mecanismo principal de acumulación en el frente deltaico. En este contexto, la velocidad de las corrientes mareales habría sido baja (Bridge y Demicco, 2008) y por lo tanto, su influencia en la zona de desembocadura habría sido débil.

Por otro lado, la fisiografía de la línea de costa representa un importante factor de control en la amplificación y la aceleración de las corrientes mareales. En este sentido, las líneas de costa representadas por engolfamientos, entradas hacia el continente o valles inundados, promueven una amplificación de las corrientes mareales y un incremento en el rango mareal, con la consecuente influencia de estas corrientes durante la acumulación en el ámbito costero (Ainsworth *et al.*, 2008). Por el contrario, las líneas de costa con formas cuspidas o lobadas incrementan la influencia de las olas. De esta manera, se estima que la geometría de la paleolínea de costa asociada al sistema deltaico podría haber sido lobada, caracterizada por proyecciones de la planicie deltaica y el frente deltaico hacia el interior de la cuenca, cuyo contorno sería retrabajado por corrientes longitudinales en dirección paralela a la paleolínea de costa con el desarrollo de deflexiones en dicha dirección (Fig. 11).

En la planicie deltaica, los canales distributarios principales (AF 6) alimentaban canales terminales (AF 4), que cambiaban su posición principalmente por mecanismos de avulsión o migración del canal (Hopkins, 1985; Li y Bhattacharya, 2014). Entre los sectores de desembocadura se desarrollaban planicies subáreas (AF 5) vinculadas a condiciones de aguas salobres. La acumulación en las planicies subáreas habría sido en gran parte promovida por las descargas fluviales. Durante eventos de crecidas, las planicies subáreas recibían periódicamente material pelítico y arenoso provenientes de los desbordamientos de los canales. No obstante, durante períodos de intercrecidas o condiciones de baja descarga fluvial, la influencia de las corrientes mareales puede alcanzar una mayor importancia relativa (Gugliotta *et al.*, 2015) y esto podría haber acontecido en las planicies aquí identificadas.

En el marco de las características señaladas, el sistema de acumulación estudiado puede ser clasificado como un sistema deltaico con influencia mixta

(Gani y Bhattacharya, 2007), o bien, como un sistema deltaico fluvio-dominado e influenciado por olas (Ainsworth *et al.*, 2008) (Fig. 12). Este sistema se habría construido principalmente como resultado de eventos de descarga fluvial y la influencia por parte de corrientes oscilatorias durante la acumulación de lóbulos en el área de desembocadura. Adicionalmente, las mareas desarrollarían una acción subordinada y localizada solo registrable ocasionalmente en la planicie deltaica distal.

6.2. Evolución paleogeográfica

A partir de la correlación entre las sucesiones somerizantes identificadas en las distintas localidades de estudio, se analizó la configuración espacial de los subambientes de acumulación dentro de las sucesiones reconocidas. Esta variabilidad se consideró en una orientación NNO-S, relativamente transversal a la dirección general de transporte del sistema de acumulación (NE). Para ello se diferenciaron 3 regiones dentro de la Sierra de la Vaca Muerta: región septentrional (perfiles RA), región central (perfiles GA y GU) y región austral (perfil VN) (Fig. 10). En este sentido,

se alcanzó a establecer una relación espacial entre las localidades de relevamiento y la ubicación de los sectores axiales y laterales del sistema de acumulación, y se analizaron las posibles configuraciones de dicho sistema para los estadios inicial (T1), intermedio (T2) y final (T3) dentro del registro estudiado (Fig. 10).

Durante un estadio inicial (T1) gran parte de la configuración del sistema deltaico comprendía una planicie deltaica integrada por sectores axiales representados por canales distributarios que eran alimentados desde una zona de aporte proveniente del SO (Fig. 13a). Las principales zonas de descarga de estos canales se localizaban en las regiones septentrional y austral de la Sierra de la Vaca Muerta (perfiles RA y GU-VN). Durante los períodos de descarga fluvial, desde los canales distributarios activos se proyectaban hacia el NE de la Sierra de la Vaca Muerta las barras de desembocadura que conformaban un frente deltaico. En este contexto, los procesos de olas eran activos durante la acumulación en los flancos adyacentes del frente deltaico que se localizaban en el sector central de la Sierra de la Vaca Muerta (perfil GA). La influencia de los procesos de olas era posible en los sectores laterales respecto a la

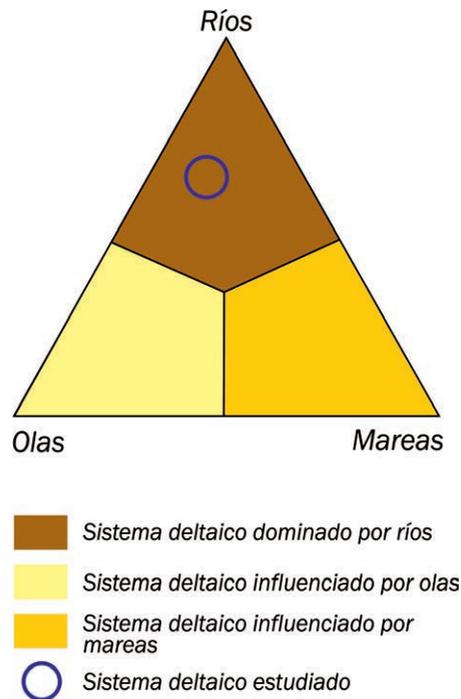


FIG. 12. Diagrama ternario para clasificación de deltas para líneas de costa con morfologías rectilíneas y/o lobadas, vinculadas a una baja actividad de las olas y ubicación del sistema estudiado. Tomado de Galloway (1975).

zona de descarga fluvial, o bien, durante períodos en los que la descarga fue baja. Como resultado, en los márgenes del lóbulo eventualmente se desarrollaban deflexiones que se orientaban hacia el NW-N. El frente deltaico progradaba hacia los sectores distales del sistema donde se desarrollaba el subambiente de prodelta. Esta configuración se modificó hacia estadios posteriores, donde el sistema habría adquirido la configuración de una gran planicie deltaica. Con posterioridad, durante un estadio intermedio (T2) la línea de costa se movilizó hacia el interior del continente y la planicie deltaica fue parcialmente cubierta por el mar con la acumulación en el prodelta (Fig. 13b). Finalmente, hacia estadios finales (T3), el sistema habría evolucionado como una amplia planicie deltaica conformada por canales distributarios alimentados desde el SO (Fig. 13b). Desde el sector austral hacia el sector central de la Sierra de la Vaca Muerta, los canales distributarios principales de la planicie deltaica proximal se vinculaban con canales

distributarios terminales de la planicie deltaica distal. Esta planicie integraba un gran lóbulo deltaico y aportaba sedimento hacia el NE de la Sierra de la Vaca Muerta con la formación de barras de desembocadura del frente deltaico. Durante la acumulación de las barras, los procesos fluviales habrían sido activos en el sector central de la sierra (perfiles GU-GA), mientras que la influencia de las olas y tormentas habría sido subordinada y localizada en el sector septentrional (perfil RA).

Como resultado de los estadios analizados, se sugiere que durante el intervalo de tiempo considerado (T1-T3), el sistema de acumulación y el tipo de delta no habría modificado sustancialmente sus características. En este contexto, durante el Valanginiense temprano el sistema habría evolucionado como un delta fluvio-dominado con influencia de olas, cuyos sectores proximales se localizaban hacia el SO, mientras que los sectores distales se distribuían hacia el E de la Sierra de la Vaca Muerta.

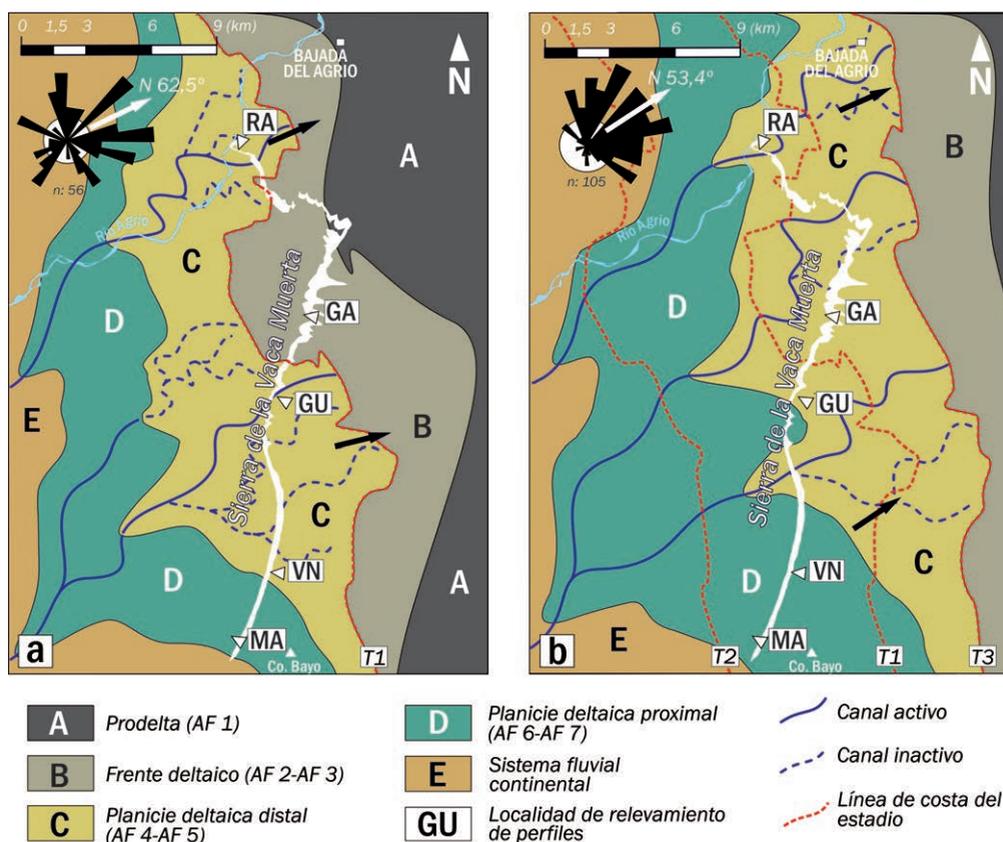


FIG. 13. Reconstrucción paleogeográfica y paleocorrientes generales para el estadio inicial y final del intervalo estudiado.

Por otro lado, el patrón de apilamiento vertical de las sucesiones deltaicas I y II muestra un incremento considerable en la proporción de los depósitos de la planicie deltaica proximal (43%) en detrimento de los depósitos distales (frente deltaico y prodelta) que disminuyen notoriamente su proporción. En este sentido, el patrón de apilamiento vertical reconocido entre las sucesiones deltaicas I y II se considera de una tendencia general progradacional (Fig. 10), probablemente en respuesta a un incremento en tasa de aporte de sedimentos y espacio de acomodación disponible.

6.3. Implicancias de las reconstrucciones paleogeográficas del sistema de acumulación

Las configuraciones paleogeográficas de los estadios finales de la Formación Quintuco sugieren un área de aporte silicoclástico proveniente del W-SW del área de estudio y una paleolínea de costa de orientación NW-SE. Esta tendencia resulta de gran significancia, ya que difiere sustancialmente de las orientaciones NE-SW y E-W hasta entonces sugeridas como probables líneas de costa del margen austral de la cuenca durante el intervalo Tithoniano-Valanginiano (Legarreta y Uliana, 1991; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995; Spalletti *et al.*, 2000; Leanza *et al.*, 2011). En este sentido, la reconstrucción paleogeográfica propuesta en este trabajo representa una importante contribución para el refinamiento de los esquemas paleogeográficos regionales de la cuenca propuestos para el Valanginiano temprano y para la confección de nuevas reconstrucciones.

Las nuevas configuraciones paleogeográficas sugeridas para el tramo cuspidal de la Formación Quintuco resultan de importancia para su comparación con los sistemas continentales de la base de la Formación Mulichinco. Este análisis permitirá estimar la magnitud del cambio ocurrido durante el episodio tectono-eustático de escala cuencal que tuvo lugar en el Valanginiano temprano más tardío, y la comprensión de los factores de control asociados con dicho evento de reconfiguración cuencal.

7. Conclusiones

1. Este trabajo provee de nuevos conocimientos acerca de lo poco conocido de los sistemas de acumulación que representan el intervalo cuspidal de la Formación Quintuco en el centro-sur de

Neuquén. A partir de un análisis facial detallado, en combinación con un análisis arquitectural y estratigráfico secuencial, los depósitos transicionales del Valanginiano temprano fueron reinterpretados como asociaciones de facies de prodelta, frente deltaico y planicie deltaica, que en conjunto representarían la acumulación de un sistema deltaico fluvio-dominado y con leve influencia de olas.

2. Las descargas fluviales habrían representado el proceso dominante durante la construcción del sistema deltaico. Por su parte, los procesos de olas habrían tenido influencia en períodos de cese en la descarga y/o en los sectores alejados de la zona de desembocadura. En este marco, los procesos fluviales y de olas habrían sido activos contemporáneamente durante la acumulación del frente deltaico y esta dinámica habría caracterizado eventualmente al sistema de acumulación. Los procesos mareales habrían tenido influencia en las planicies subácueas.
3. La construcción del sistema deltaico estudiado tuvo lugar mediante el apilamiento vertical de dos sucesiones somerizantes individuales, que en conjunto definen un patrón general progradacional, probablemente en respuesta a un incremento en la tasa de aporte de sedimentos y el espacio de acomodación disponible.
4. Durante el Valanginiano temprano el sistema deltaico habría recibido un aporte regular de sedimentos desde el W-SW y habría mantenido una dirección general de transporte hacia el E-NE, en dirección axial a una paleolínea de costa de orientación NW-SE. En este contexto, los sectores proximales del sistema se localizaban hacia el SW de la Sierra de la Vaca Muerta, mientras que los sectores distales se distribuían hacia el E. Esta nueva reconstrucción representa una importante contribución para la comprensión de las configuraciones paleogeográficas que tuvieron lugar en el margen austral de la cuenca durante el Valanginiano temprano.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos PIP 00322 del CONICET y el Convenio de Cooperación entre YPF S.A. y el Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP). La autora agradece a los Dres. Ramos y Suárez por su revisión y sugerencias, los cuales mejoraron significativamente el trabajo. También, agradece a

M. Silveira y a A. Varela por sus comentarios y discusiones durante la elaboración del trabajo, y a L. Martínez, A. Argüello Scotti, I. Escobar y a las familias Gualmes, Garrido y Nahuel por su ayuda brindada en el campo.

Referencias

- Ainsworth, R.B.; Flint, S.S.; Howell, J.A. 2008. Predicting coastal depositional style: influence of basin morphology and accommodation to sediment supply ratio within a sequence stratigraphic framework. *In* Recent Advances in Models of Shallow-Marine Stratigraphy (Hampson, G.J.; Steel, R.J.; Burgess, P.M.; Dalrymple, R.W.; editors). Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication 90: 237-263.
- Bhattacharya, J.P. 2006. Deltas. *In* Facies Models revisited (Posamentier, H.W.; Walker, R.G.; editors). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 84: 237-292.
- Bhattacharya, J.P.; Giosan, L. 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology* 50: 187-210.
- Bridge, J.S. 2003. Rivers and Floodplains: Forms, Processes and Sedimentary Record. Blackwell Publishing: 491 p. Oxford.
- Bridge, J.S. 2006. Fluvial facies model: recent developments. *In* Facies Models Revisited (Posamentier, H.W.; Walker, R.G.; editors). Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication 84: 85-170.
- Bridge, J.; Demicco, R. 2008. Earth surface processes, landforms and sediments deposits. Cambridge University Press: 832 p. Cambridge.
- Buatois, L.A.; Mángano, M.G. 2011. Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time. Cambridge University Press: 358 p. Cambridge.
- Corbeau, R.M.; Wizevich, M.C.; Bhattacharya, J.P.; Zeng, X.; McMechan, G.A. 2004. Three-dimensional architecture of ancient lower delta-plain point bars using ground-penetrating radar, Cretaceous Ferron Sandstone, Utah. *In* The Fluvial-deltaic Ferron Sandstone: Regional to Wellbore Scale Outcrop Analog Studies and Applications to Reservoir Modeling (Chidsey, T.C.; Adams, R.D.; Morris, T.H.; editors). American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology (AAPG) 50: 427-449.
- Dalrymple, R.W.; Choi, K. 2007. Morphologic facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Review* 81: 135-174.
- Dumas, S.; Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification: The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34: 1073-1076.
- Fielding, C.R. 2010. Planform and Facies Variability in Asymmetric Deltas: Facies Analysis and Depositional Architecture of the Turonian Ferron Sandstone in the Western Henry Mountains, South-Central Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 80: 455-479.
- Galloway, W.E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. *In* Deltas, Models for Explorations (Broussard, M.L.; editor). Houston Geological Society: 87-98.
- Gani, M.R.; Bhattacharya, J.P.; MacEachern, J.A. 2005. Using ichnology to determine relative influence of waves, storms, tides and rivers in deltaic deposits: examples from Cretaceous Western Interior Seaway, U.S.A. *In* Applied Ichnology (MacEachern, J.A.; Bann, K.L.; Gingras, M.K.; Pemberton, S.G.; editors). Society for Sedimentary Geology (SEPM), Core Workshop Volume: p. A49.
- Gani, M.R.; Bhattacharya, J.P. 2007. Basic Building Blocks and Process Variability of a Cretaceous Delta: Internal Facies Architecture Reveals a More Dynamic Interaction of River, Wave, and Tidal Processes Than Is Indicated by External Shape. *Journal of Sedimentary Research* 77: 284-302.
- Gingras, M.K.; MacEachern, J.A. 2012. Tidal ichnology of shallow-water clastic settings. *In* Principles of Tidal Sedimentology (Davis, R.A., Jr.; Dalrymple, R.W.; editors). Springer: 57-77. Berlin.
- Goodbred, S.L.J.; Saito, Y. 2012. Tide-dominated deltas. *In* Principles of Tidal Sedimentology (Davis, R.A., Jr.; Dalrymple, R.W.; editors). Springer: 129-149. Berlin.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*: 177-208.
- Gulisano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R. 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén Province. Secretaría de Minería de la Nación, Publicación 158: 1-111. Buenos Aires.
- Gugliotta, M.; Flint, S.; Hodgson, D.M.; Veiga, G.D. 2015. Stratigraphic record of river-dominated crevasse subdeltas with tidal influence (Lajas Formation, Argentina). *Journal of Sedimentary Research* 85 (3): 265-284.
- Gulisano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R.; Digregorio, R.E. 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén.

- In* Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas I: 221-235. San Carlos de Bariloche.
- Hopkins, J.C. 1985. Channel-fill deposits formed by aggradation in deeply scoured superimposed distributaries of the Lower Kootenai Formation (Cretaceous). *Journal of Sedimentary Petrology* 55: 42-52.
- Howell, J.; Schwarz, E.; Spalletti, L.; Veiga, G. 2005. The Neuquén Basin: An overview. *In* The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics (Veiga, G.; Spalletti, L.; Howell, J.; Schwarz, E.; editors). Geological Society of London, Special Publication 252: 1-14. Londres.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia* 11 (2): 145-184.
- Leanza, H.A.; Hugo, C.A.; Repol, D. 2001. Descripción de la Hoja Geológica 3969-I-Zapala, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 275: 128 p. Buenos Aires.
- Leanza, H.A.; Sattler, F.; Martínez, R.S.; Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico tardío-Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina (Leanza, H.; Arregui, C.; Carbone, O.; Danieli, J.C.; Vallés, J.; editores). *In* Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. Congreso Geológico Argentino, No. 18, Actas: 113-129. Neuquén.
- Legarreta, L.; Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *In* Cuencas Sedimentarias Argentinas (Chebli, G.; Spalletti, L.; editors). Serie Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán 6: 221-243. Tucumán.
- Legarreta, L.; Uliana, M. A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. *In* Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea level Changes at Active Plate Margins (MacDonald, D.I.; editor). International Association of Sedimentologists, Special Publication 12: 429-450. Oxford.
- Li, Y.; Bhattacharya, J.P. 2014. Facies Architectural Study of a Lower-Delta-Plain Distributary Channel System in the Ferron Notom Delta, Southern Utah. *Sedimentology* 61: 1452-1483.
- MacEachern, J.A.; Bann, K.L.; Pemberton, S.G.; Gingras, M.K. 2007. The Ichnofacies paradigm: High-resolution paleo-environmental interpretation of the rock record. *In* Applied Ichnology (MacEachern, J.A.; Bann, K.L.; Gingras, M.K.; Pemberton, S.G.; editors). Society for Sedimentary Geology Short Course Notes 52: 27-64.
- MacEachern, J.A.; Pemberton, S.G.; Gingras, M.K.; Bann, K.L. 2010. Ichnology and Facies Models. *In* Facies Models (Dalrymple, R.W.; James, N.P.; editors), edition 3, Geological Association of Canada, St. John's Newfoundland: 19-58.
- MacEachern, J.A.; Bann, K.L.; Bhattacharya, J.P.; Howell, C.D. 2005. Ichnology of deltas. *In* River Deltas-Concepts, Models, and Examples (Giosan, L.; Bhattacharya, J.P.; editors). Society for Sedimentary Geology Special Publication 83: 49-86.
- Martini, I.; Sandrelli, F. 2015. Facies analysis of a Pliocene river-dominated deltaic succession (Siena Basin, Italy): Implications for the formation and infilling of terminal distributary channels. *Sedimentology* 62: 1365-3091.
- Martinsen, O.J. 1990. Fluvial, inertia-dominated deltaic deposition in the Namurian (Carboniferous) of northern England. *Sedimentology* 37: 1099-1113.
- Middleton, G.V. 1991. A short historical review of clastic tidal sedimentology. *In* Clastic Tidal Sedimentology (Smith, D.G.; Reinson, G.E.; Zaitlin, B.A.; Rahmani, R.A.; editors). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16: 9-15.
- Mosquera, A.; Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. *In* Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat) (Kay, S.M.; Ramos, V.A.; editors). Geological Society of America Special Paper 407: 7-123.
- Olariu, C.; Bhattacharya, J.P. 2006. Terminal Distributary Channels and Delta Front Architecture of River-dominated delta systems. *Journal of Sedimentary Research* 76: 212-233.
- Olariu, C.; Bhattacharya, J.; Xu, X.; Aiken, C.L.V.; Zeng, X.; McMechan, G.A. 2005. Integrated study of ancient delta front deposits, using outcrop, ground penetrating radar and three dimension photorealistic data: Cretaceous Panther Tongue sandstone, Utah. *In* River Deltas: Concepts, Models, Examples (Giosan, L.; Bhattacharya, J.P.; editors). Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication 83: 155-178.
- Plummer, P.S.; Gostin, V.A. 1981. Shrinkage cracks: Desiccation or Synaeresis? *Journal of Sedimentary Research* 51 (4): 1147-1156. doi: 10.1306/212F7E4B-2B24-11D7-8648000102C1865D.
- Pulham, A.J. 1989. Controls on internal structure and architecture of sandstone bodies within Upper

- Carboniferous fluvial-dominated deltas, County Clare, western Ireland. *In Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels* (Whateley, M.K.G.; Pickering, K.T.; editors). Geological Society, Special Publication 41: 179-203.
- Rossi, V.M.; Steel, R. 2015. The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Sedimentology* 63 (4): 824-864. doi: 10.1111/sed.12240.
- Schwarz, E.; Howell, J.A. 2005. Sedimentary evolution and depositional architecture of a Lowstand Sequence Set: The Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. *In The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E.; editors). Geological Society, Special Publication 252: 109-138. London.
- Schwarz, E.; Spalletti, L.A.; Veiga, G.D. 2011. La Formación Mulichinco (Valanginiano). *In Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén* (Leanza, H.; Arregui, C.; Carbone, O.; Danieli, J.C.; Vallés, J.; editores). Congreso Geológico Argentino, No. 18, Actas: 131-144. Neuquén.
- Schwarz, E.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A. 2006. Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 53: 55-81.
- Smith, N.O. 1974. Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology* 82: 205-224.
- Spalletti, L.; Franzese, J.; Matheos, S.; Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157: 433-446. London.
- Stipanovic, P.; Rodrigo, F.; Baulies, O.L.; Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23 (2): 367-388.
- Weaver, V. 1931. Palaeontology of the Jurassic and Cretaceous central Argentina. University of Washington, Memoir: 496 p. Seattle.
- Willis, B.J. 2005. Deposits of tide-influenced river deltas. *In River Deltas-Concepts, Models and Examples* (Giosan, L.; Bhattacharya, J.P.; editors). Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication 83: 87-129.
- Wright, L.D.; Coleman, J.M. 1973. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology (AAPG) Bulletin* 57: 370-398.
- Zavala, C. 2000. Nuevos avances en la sedimentología y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco en la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 63: 40-54.