

Paleoambiente de la Formación Allen en el noroeste de Río Negro. Cuenca Neuquina. Argentina.

Paula Armas ^(1y2) y María Lidia Sánchez ⁽²⁾

⁽¹⁾ CONICET - parmas@exa.unrc.edu.ar

⁽²⁾ Departamento de Geología, UNRC-Ruta 8 Km 603 (5800) Río Cuarto (Córdoba - Argentina)

RESUMEN

La Formación Allen registra la primera Ingresión Atlántica a la Cuenca Neuquina, durante el Cretácico Superior. La definición de litofacies y la interpretación de asociaciones de facies para las secciones estratigráficas de esta Formación en el área de Paso Córdoba y Salitral Moreno, Río Negro, Argentina, permitieron establecer el sistema depositacional que funcionó durante esta transgresión en el borde noreste de la Cuenca. En esta trabajo se presenta el análisis sedimentológico a partir de la descripción de facies conglomerádicas, de areniscas, heterolíticas y pelíticas, las cuales permitieron la determinación de canales de mareas (CM), planicies intermareales (PI), planicie mareal con influencia de tormentas (PT), planicie submareal (PS) y depósitos de cara de playa (CP). La base de la secuencia presenta mayor influencia de las mareas, mientras que en las secciones superiores predomina la acción del oleaje. Los datos de las paleocorrientes indican un rumbo NNO-SSE para la línea de costa y las correlaciones y distribución espacial de las asociaciones de facies sugieren la vinculación de este ambiente costero con los sistemas eólicos anteriormente definidos para el área de la Formación Allen.

Palabras claves: paleoambiente sedimentario, canales de mareas, planicie intermareal, planicie submareal, hommocky, Cretácico Superior, Grupo Malargüe, Argentina.

ABSTRACT

The Allen Formation records the first Ingression Atlantic to the Neuquén Basin during the Late Cretaceous. The definition of lithofacies and facies associations interpretation for stratigraphic sections in Paso Córdoba and Salitral Moreno area, Río Negro, Argentina, allowed to establish the depositional system that characterized this transgression in the northeastern edge of the Basin. In this paper we present sedimentological analysis from the description of facies conglomeratic, sandstone, heterolithic and pelitic, which allowed the determination of tidal channels (CM), intertidal flats (PI), tidal flat influenced by storms (PT), subtidal flat (PS) and shoreface deposits (CP). The base of the sequence has greater tidal influence, while in the upper sections dominated by wave action. The paleocurrent data indicate a NNW-SSE direction to the shore and correlations and spatial distribution of facies associations suggest linking the coastal environment with aeolian systems previously defined for the Allen Formation in these area.

Keywords: sedimentary paleoenvironment, tidal channels, intertidal flat, subtidal flat, hommocky, Upper Cretaceous, Malargüe Group, Argentina.

INTRODUCCIÓN

La correcta definición de los ambientes depositacionales es un componente esencial del análisis de cuencas y más aún en cuencas petroleras donde resulta de gran interés contar con estudios sedimentológicos de detalle, que aporten a la correlación

regional y caracterización de las distintas unidades que la componen, especialmente en tramos de la columna estratigráfica caracterizados por ambientes transicionales donde la continuidad es muy variable y difícilmente predictiva. La cuenca Neuquina está ubicada en el sector centro-oeste de Argentina (Figura 1a, b y c), entre los 34° - 41° S y 66° - 71° W y es la principal productora de petróleo y gas del país. La Formación Allen, base del Grupo Malargüe (Figura 1d), es una de las unidades que conforman la secuencia estratigráfica de la Cuenca, y desde los últimos tiempos, ha aportado una amplia variedad de restos fósiles por la cual ha sido de gran interés para los estudios paleontológicos. Sin embargo, en muchos sectores de la cuenca, aún es reducido el conocimiento que se tiene con respecto a los paleoambientes sedimentarios que caracterizaron esta unidad litoestratigráfica.

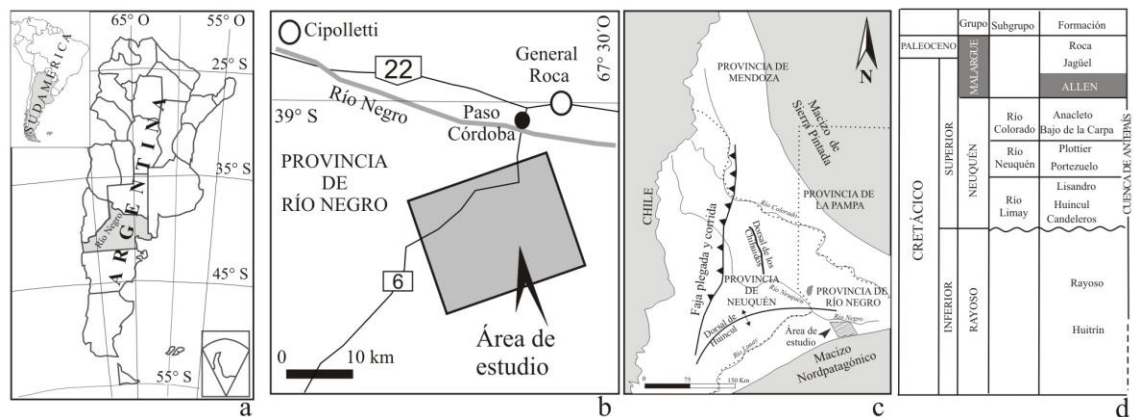
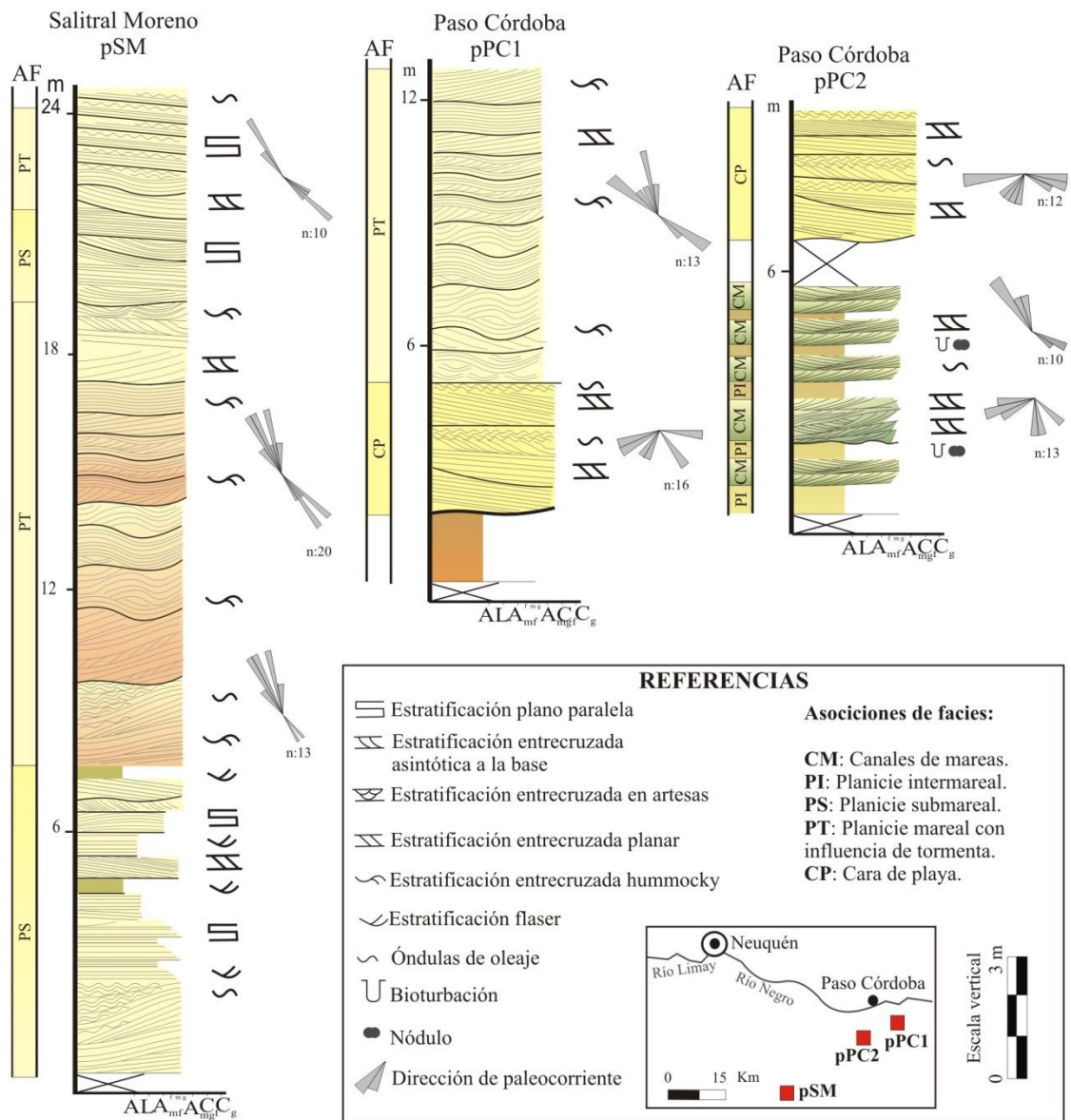


Figura 1: Mapa con la ubicación geográfica del área de estudio, y cuadro estratigráfico. a) Sudamérica, Argentina y Provincia de Río Negro; b) Área de estudio en la Provincia de Río Negro; c) Cuenca Neuquina; d) Cuadro estratigráfico para el Cretácico de la Cuenca Neuquina.

Lo definido hasta el momento, es que la Formación Allen registra una sedimentación continental a marina coincidente con la primera transgresión Atlántica durante el Cretácico Superior. La variedad y disposición de los restos fósiles hallados sugieren cierta complejidad para estimar el trazado de la línea de costa, aunque los ambientes depositacionales reconocidos hasta ahora en esta Formación, como estuarios y planicies mareales (Andreis, 1974; Barrio, 1990; Armas y Sánchez, 2011) lagos salobres (Salgado *et al.*, 2007) y campos eólicos (Armas y Sánchez, 2013) en parte permiten establecer la paleogeografía correspondiente. Este trabajo contribuye a este último aspecto y presenta la interpretación del sistema sedimentario vinculado a un ambiente transicional con variaciones en la influencia de las mareas y de la acción del oleaje. Un término surgido de los últimos tiempos es el referente a sistemas depositacionales híbridos, los cuales ocurren donde la influencia de olas, mares y ríos se superponen (Boyd *et al.*, 1992; Darlymple y Zaitlin *et al.*, 1992, Bascili *et al.*, 2012). Es importante considerar que cuando se define un ambiente de cara de playa que experimenta una influencia limitada de mareas es referido como dominado por olas, mientras que los ambientes afectados fuertemente por mareas son mencionados como dominados por mareas. Más allá de que estas denominaciones no contemplan la alta variabilidad y complejidad que se muestran en tales ambientes (Dashtgard *et al.*, 2012). El objetivo de este trabajo es presentar el estudio sedimentológico de detalle realizado para la Formación Allen aportando los tipos de paleoambientes que acontecieron con el inicio

La investigación se llevó a cabo en el noreste de Río Negro (figura 1c), mediante el relevamiento de secciones estratigráficas de detalle de hasta 2 km de continuidad lateral al norte del Salitral Moreno (pSM Figura 2) y en las cercanías de la localidad de Paso Córdoba (pPC1 y pPC2 Figura 2). Además de la confección de perfiles sedimentológicos y fotomosaicos con mapeos de cuerpos sedimentarios, se incluye, la definición e interpretación de litofacies, su agrupamiento en asociaciones de facies, y el análisis estadístico de los datos de paleocorrientes, que en su conjunto permitieron establecer un modelo depositacional.



3

AMBIENTE GEOLÓGICO

La Formación Allen es parte de la secuencia estratigráfica que rellena la Cuenca Neuquina. Desde el Triásico hasta la actualidad, la subducción activa y el desarrollo del arco magmático en el margen occidental de Gondwana controlaron la evolución geológica de la cuenca. Durante la primera etapa de sinrift, la baja tasa de subducción de la placa Protopacífica, generó una extensión regional de intraplaca continental. En este estadio la cuenca se rellenó con depósitos continentales y volcanoclásticos (Vergani *et al.*, 1995; Howell *et al.*, 2005). Posteriormente, en la fase de post-rift con el desarrollo de una zona de subducción activa y asociada con la evolución de un arco magmático que generó la subsidencia de trasarco, se produjo la depositación de sedimentos marinos y continentales (Franzese *et al.*, 2003; Howell *et al.*, 2005). El inicio de la etapa de antepaís para la cuenca en el Cretácico tardío, se vincula con la disminución del ángulo de subducción que produjo la compresión y subsidencia flexural (Vergani *et al.*, 1995; Ramos, 1999) y el levantamiento del cinturón de corrimiento. Esta etapa está registrada por la depositación del Grupo Neuquén (Tunik *et al.*, 2010; Aguirre Urreta *et al.* 2011) con una sedimentación continental a una ambiente transicional (Armas y Sánchez, 2011) vinculado a la primera transgresión Atlántica a la cuenca, cuya mayor evidencia lo documenta el Grupo Malargüe (Figura 1d). La tectónica andina finalmente causó el plegamiento y levantamiento de la sucesión mesozoica completa, exponiendo la amplia variedad de ambientes depositacionales (Franzese y Spalletti 2001; Howell *et al.*, 2005).

ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA

La Formación Allen, es la base del Grupo Malargüe (Figura 1d) y presenta una edad Campaniano tardío-Maastrichtiano Temprano de acuerdo a estudios de foraminíferos (Ballent 1980), y magnetoestratigráficos (Dingus *et al.* 2000). El estratotipo de esta formación fue definido por Uliana y Dellapé (1981) en la región oriental del Bajo de Añelo, donde las relaciones de base y techo están claramente expuestas. Los depósitos son mayormente clásticos intercalados con bancos de calizas y capas de anhidrita (Uliana y Dellapé 1981) para los cuales Barrio (1990) definió facies continentales y marino-someras asociadas a condiciones semiáridas. Los paleoambientes sedimentarios interpretados varían desde netamente continentales tales como sistemas lacustres, eólicos y fluviales efímeros a paleoambientes marino-litoral con desarrollo de estuarios y planicies de mareas (Salgado *et al.* 2007, Armas y Sánchez 2011 y 2013), seguida de una etapa sedimentaria lagunar de marismas a marina con precipitación de carbonatos en una zona protegida del oleaje, finalizando con una retracción que da lugar a la acumulación de evaporitas (Page *et al.* 1999; Barrio 1990). El registro paleontológico que presenta esta Formación incluye restos óseos de vertebrados, cáscaras de huevos de dinosaurios, dientes de terópodos, restos de aves, placas de tortugas, cocodrilos y dientes de peces pulmonados, impresiones de vegetales indeterminados, ostrácodos de agua dulce y pelecípodos de agua dulce y salada (Uliana y Dellapé 1981; Hugo y Leanza 2001; Coria *et al.* 2007; Salgado *et al.* 2007).

Los depósitos de la Formación Allen registran la primera ingresión Atlántica (Uliana 1979), y este proceso transgresivo estuvo acompañado de un gradual hundimiento de la cuenca con desarrollo de una planicie costera intracontinental de escaso gradiente o una playa de barrera (Andreis 1974; Uliana y Biddle 1988).

ANÁLISIS DE FACIES

La definición e interpretación de facies es combinar observaciones hechas sobre relaciones espaciales y características internas (litología y estructuras sedimentarias) con información comparativa de otros estudios de unidades estratigráficas, y particularmente desde estudios de ambientes sedimentarios modernos (Walker 1990). El concepto de facies puede ser utilizado en un sentido descriptivo, identificación con énfasis en la definición objetiva del producto sedimentario, o interpretativo, involucrando la inferencia de los procesos sedimentarios que la originaron (De Raaf *et al.* 1965, Middleton 1978, Miall 1984).

En este trabajo se realiza un análisis de facies, considerando que las unidades esenciales que permiten la identificación de los paleoambientes de sedimentación lo constituyen la definición e interpretación de las litofacies. Estas son presentadas en la tabla 1, y el código utilizado para su denominación ha sido basado en el criterio de Miall (1996) para facies fluviales, con la adición de la tercer letra "M" mayúscula en referencia al ambiente mareal. De esta manera la primera letra hace referencia a la granulometría, la segunda a la estructura sedimentaria y la tercera al tipo de agente. La definición de las litofacies permitieron el agrupamiento en unidades de mayor jerarquía, mediante la determinación de las asociaciones de facies. Tal agrupamiento considera las características genéticamente relacionadas y un conjunto de atributos sedimentarios comúnmente asociados que incluyen geometría (potencia y extensión areal), continuidad y forma de las unidades litológicas (Miall 1984).

Asociaciones de facies

Asociación de facies: Canales de mareas (CM)

Esta asociación está constituida por las litofacies GtM, StM y ShM que integran cuerpos lenticulares con espesores máximos que varían entre 0,40 y 1,2 m, limitados por superficies suavemente onduladas y planares. Las facies GtM y StM asociadas a formas de lecho tridimensionales gravosas y arenosas alternan en niveles de entre 10 a 15 cm y presentan estratificación entrecruzada planar, tangencial a la base y/o sigmoidal (Figuras 3a, b). Los foresets de la estratificación entrecruzada varían entre 0,15 y 0,70 m y los ángulos de buzamiento de éstos son desde 8° a 20°. Sobre estos se preservan delgados drape de pelitas con variaciones en su potencia (de 0,01m a 0,05 m) y continuidad, alternando con los sets arenosos (Figuras 3b).

Las paleocorrientes presentan bipolaridad, aunque marcan una dirección predominante (pPC2 - Figura 2), y las superficies de reactivación son de muy bajo ángulo (Figura 3d). La litofacies heterolítica de óndulas escalantes (HrM) caracterizan el pie de la estratificación y están afectadas por deformación sinsedimentaria o ligeramente posdeposicional, que abarca niveles que oscilan entre 0,05 y 0,80 m. Los estratos que conforman esta asociación se intercalan con las litofacies HfM (Figura 3c), HLM, HrM y FLM correspondientes a depósitos de Planicie intermareal definida a continuación (Figura 3d).

Litofacies	Características	Interpretación
GtM	Conglomerados finos, matriz soportados y clasto soportados, con selección regular. Presentan estratificación entrecruzada tangencial a la base. Integra cuerpos de geometría tabular y acunados de hasta 0,4 m de potencia limitados por superficies netas planares, onduladas o erosivas.	Formas de lecho tridimensionales.
ShcsM	Areniscas de tamaño de grano medio a grueso, bien seleccionadas, en estratificación entrecruzada hummocky de gran escala y swaley con longitudes de onda de entre 2 y 5 m. En estratos de potencia de hasta 1,20 m y con más de 30 m de extensión lateral. Internamente los estratos muestran estratificación planar con set de entre 0,007 a 0,02 m y niveles de pelitas muy finos.	Acción de flujos combinados de gran energía y eventos de tormenta.
ShM	Intercalaciones de areniscas de tamaño de grano fino y limolitas. Presentan lineación parting, estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo (5°) y estratificación paralela a cuasiplanar con sets de 0,01 a 0,05 m de espesor. Integra cuerpos tabulares cuya máxima potencia es de 1 m, con base y techo suavemente ondulados.	Alto régimen de flujo, desde la transición de duna a capa plana.
StM	Areniscas de tamaño de grano fino a mediano, con buena selección en los que intercalan capas de pelitas. Presentan estratificación entrecruzada planar, tangencial a la base y/o sigmoidal de mediana a gran escala. Es característica la bipolaridad en las direcciones de paleocorrientes e integra cuerpos tabulares o acunados, con una potencia máxima de 3,5 m limitados por superficies netas planares o erosivas.	Migración de ondas de arenas de crestas rectas y sinuosas bajo condiciones de corrientes bidireccionales, con la presencia de un flujo dominante y uno subordinado.
SpM	Areniscas con tamaño de grano mediano a grueso muy bien seleccionadas con estratificación entrecruzada planar, asintótica a la base y laminación paralela. Se presenta en unidades con geometría en cuña con una potencia máxima de 0,50 m y una continuidad lateral de hasta 8 m.	Migración de barras de crestas rectas en un ambiente de cara de playa.
SrM	Areniscas de tamaño de grano mediano a grueso bien seleccionadas y conforma estratos de entre 0,05 a 0,35 m de potencia. Presenta laminación en óndulas débilmente asimétricas y simétricas en fase, con longitudes de onda de entre 0,03 y 0,15 m, e internamente se preserva la construcción en chevron y cresta redondeada. En otros casos se preserva la laminación del foreset buzando en una sola dirección. Además, es común la laminación en óndulas de climbing supercríticos con longitudes de onda de 0,07 m.	Óndulas de oleaje.
HfM	Areniscas de tamaño de grano muy fino y pelitas, con estratificación flaser y lenticular. Integra cuerpos de geometría tabular y en cuña, con potencias máximas de 0,7 m.	Corrientes de mareas con variaciones en las velocidades de flujo.
HrM	Areniscas de tamaño de grano fino y pelitas con laminación de óndulas escalantes que varían gradualmente entre el tipo I al III (Allen 1984).	Variaciones en la tasa de agradación/migración corriente abajo de las formas de lecho. Desde flujos subcríticos tabulares (tipo I y II) a flujos supercríticos (tipo III).
HIM	Alternancia en escala milimétrica de areniscas de tamaño de grano fino y pelitas, con laminación paralela. Integra cuerpos tabulares de hasta 0,70 m de potencias limitados por superficies erosivas.	La lámina de arenisca se deposita durante el pico del flujo de marea, mientras que la acumulación de los capas de pelitas, se produce durante el periodo de estoa.
FIM	Limolitas y pelitas con laminación paralela. Integran cuerpos tabulares de hasta 0,5 m de potencia, con base neta planar.	Deposición por decantación en medio de muy baja energía.

Tabla 1: Descripción e interpretación de litofacies.

Interpretación: Las litofacies de esta asociación son principalmente asignada a una gran variedad de regímenes hidrodinámicos. Los caracteres generales coinciden con aquellos descritos como el producto de la migración de ondas de arenas de crestas rectas y sinuosas bajo condiciones de corrientes bidireccionales, con la presencia de un flujo dominante y uno subordinado (Mowbray y Visser, 1984). Los “sets” sigmoidales, en particular, se generan por vórtices en la zona de separación de flujo relacionados con la aceleración y posterior desaceleración del flujo de la marea. La alternancia de láminas de areniscas y pelitas reflejan los ciclos de flujo y reflujo en ambientes dominados por mareas (Plink-Björklund, 2005). Los sets arenosos se depositan durante el fuerte flujo de la corriente dominante, mientras que las capas pelíticas corresponden al período de estoa en donde la velocidad del flujo disminuye y permite la depositación de materiales en suspensión (Mellere y Steel, 1995). La presencia de capas de pelitas, la bipolaridad de las paleocorrientes y el tipo de relleno permiten interpretar esta asociación como canales de mareas con relleno multiepisódico por la migración de dunas de mediana escala donde la litofacies HhM representa el evento final de colmatación (Reading, 1996; Neuwerth *et al.*, 2006). Se sugiere que estos canales fueron dominados por corrientes de alta energía y la estratificación bimodal con una dirección predominante refleja la dirección de una corriente dominante y una subordinada (Plink-Björklund, 2005). En consideraciones de las reconstrucciones paleogeográficas a nivel regional existentes para el área (Sellwood y Valdés, 2006), puede asociarse la primera a los eventos del flujo, seguidos por períodos de estoa que permite la depositación de la carga en suspensión concordante en la superficie de los foresets que genera los drapes de pelitas (Yokokawa *et al.*, 1995; Gosh *et al.*, 2004). Durante el reflujo las estructuras generadas son expuestas, y según su intensidad puede erosionar o no las pelitas. Las variaciones de los ángulos de buzamiento que registran los “foresets” se asocian a cambios en el transporte de la carga de lecho durante lapsos cortos, vinculados con las variaciones semidiurnas/diurnas (Mowbray y Visser 1984, Richards 1994).

Asociación de facies: Planicie intermareal (PI)

Esta asociación se caracteriza por presentar predominantemente las facies heterolíticas ya que incluye a las litofacies HfM, HrM, HIM y FIM. Estas se disponen con una alternancia recurrente, presentan escasas bioturbaciones, moldes de raíces, y niveles continuos o cementados o en nódulos de carbonatos, además es común colores morados y ocre en parches o láminas, así como también niveles milimétricos de carbón (Figura 3c). Esta asociación conforma cuerpos tabulares con potencias que varían entre 0,20 y 1,2 m con base neta ondulada y se intercala con la asociación interpretada como canales de manera (Figura 3d) con su mayor expresión al suroeste del área de estudio.

Interpretación: los caracteres descritos en esta asociación son similares a los de las planicies intermareales (Reading, 1996). La estratificación heterolítica es generada por flujos modificados por efecto de varios batidos de marea y los sets con laminación fina registran los períodos de cuadratura mientras que el agrupamiento de las láminas gruesas, los períodos de sicigia (Fan y Congxian 2002; Eriksson *et al.* 2006). Esta estratificación heterolítica preservada sugiere entonces, la acción de flujos con alta variabilidad en las velocidades que permiten el transporte y depositación de arenas y pelitas, de modo recurrente (Leckie y Singh 1991). La presencia de niveles carbonosos milimétricos, permite interpretar eventos de reducido aporte clástico bajo condiciones de aguas restringidas asociado a ambientes de marismas, planicie mareal o marino somero

(Holz 2003, Munir *et al.* 2005). Aunque la baja tasa de sedimentación favorece la acción de organismos, es posible que las condiciones de salinidad, y la baja disponibilidad de nutrientes hayan sido la causa de la baja densidad de bioturbaciones (Weimer *et al.*, 1981). El apilamiento de varias unidades se interpreta como la acreción vertical que caracteriza estas planicies, sin embargo es común que tal disposición sea afectada por la instalación de los canales de marea (Figura 3d) .

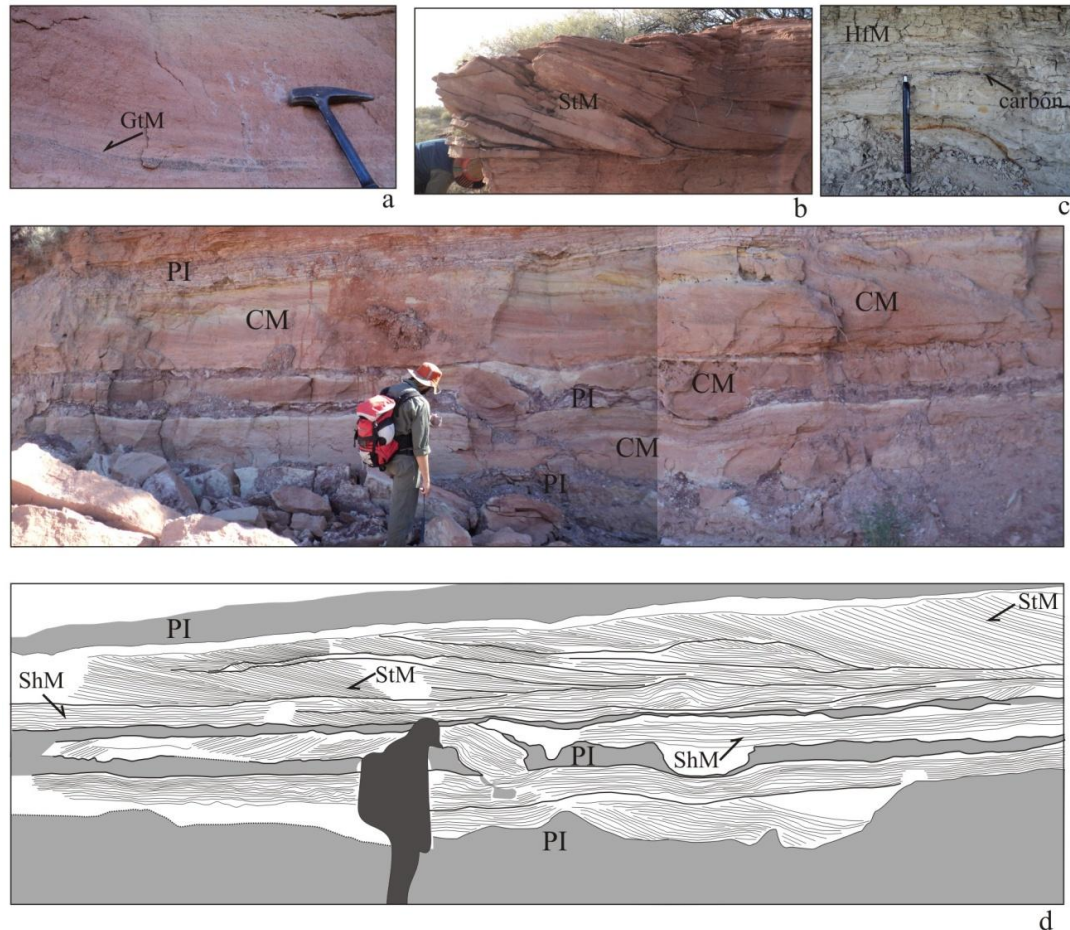


Figura 3: a) litofacies GtM en canales de mareas; b) litofacies StM en canales de mareas, se observan los set sigmoidales y drape de pelitas; c) litofacies HfM con niveles milimétricos de carbón. d) Afloramiento y mapeo con litofacies señaladas de canales de mareas (CM) y planicie intermareal (PI).

Asociación de facies: Planicie submareal (PS)

Esta asociación está compuesta por la intercalación de unidades de entre 10 a 30 cm constituidas por las litofacies ShM, SrM y HfM. La principal característica es el dominio de estructuras sedimentarias de alto régimen como lo son las areniscas con laminación paralela, cuasiplanar y lineación “parting” (Figuras 4a, b y c). Estas unidades hacia el tope presentan el retrabajo de óndulas de oleaje (Figura 4d), y el incremento en material pelítico y capas de yeso de más de 5 cm de espesor acompañados del desarrollo de estratificación flaser y lenticular (HfM). En cuanto a la litofacies SrM, no sólo se presenta en el tope de las unidades sino que también se dispone en estratos de hasta 30cm donde se preservan el pasaje de óndulas simétricas y en fase a óndulas asimétricas (Figuras 4c y f). La geometría de esta asociación es tabular, con base plana y hasta 3 m

de potencia, y presentan una extensión areal de más de 6 km. Se encuentra mayormente preservada al sur del área, en las proximidades del Salitral Moreno y estrechamente asociada con las asociaciones descritas a continuación.

Interpretación: en esta asociación dominan principalmente estructuras tractivas cuyas características sugieren depósitos de una planicie arenosa bajo condiciones de alto régimen (Plink Björklund, 2005). La presencia de laminación paralela en esta asociación evidencia la migración de ondas de baja amplitud sobre superficies planas por de corrientes que alcanzaron velocidades de 2 m/seg y profundidades menores a 2-3 m o la combinación de eventos de tormentas y acción de las mareas (Darlymple *et al.*, 1990; Fielding, 2006). Las variadas formas de lecho y el campo de estabilidad de estas estructuras está en función de los cambios en la velocidad y el tamaño de grano para una profundidad de agua y temperatura constantes (Fielding, 2006). La relación velocidad/profundidad del flujo de mareas para generar esta laminación cuasiplanar es crítica, por este motivo depósitos similares a los descritos aquí, tanto en ambientes antiguos como modernos, han sido vinculados con mares epicontinentales (Daily *et al.*, 1980). La presencia de estratificación paralela y cuasiplanar asociada a lineación parting caracterizan la fase de lecho plano superior (Richard, 1994; Fielding, 2006). Esta última, evidencia la acción de microvórtices bajo condiciones de flujos de alta energía, que seleccionan y depositan a los granos de arena (Allen, 1984). La estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo corresponde a dunas simétricas de gran longitud de onda (Saunderson y Locket, 1983) generadas en un estadio entre la fase de lecho plano superior y antiduna (Fielding, 2006).

Dos tipos de procesos pueden ser la causa de la presencia de estratificación flaser y lenticular de esta asociación. La acción de mareas y las variaciones en la velocidad de las corrientes de flujo y reflujo, contribuyen a la formación de tales estructuras ya que comienzan a formarse a partir de la migración de óndulas, durante la disminución en la velocidad de la corriente de flujo de mareas. Luego de esta fase, el incremento relativo en la cantidad de pelitas en suspensión, inducirá la depositación por decantación que cubrirá la topografía de la forma de lecho en un estadio tardío. Durante la etapa de estoa, la depositación de pelita alcanzará un valor máximo y, si la acumulación es lo suficientemente potente, se preservará la capa, puesto que la granulometría de la misma requiere alta energía de la corriente para su movilización (Reineck y Wunderlich, 1968; Hawley, 1981). Cuando la velocidad umbral para la removilización del material pelítico se alcance, la remoción afectará al stoss side de la óndula, y nuevamente entrará en suspensión, mientras la forma de lecho migra y se preservan los remanentes localizados en los foresets y las artesas (Fan y Congxian, 2002). Este proceso causa el enterramiento progresivo de los parches de pelitas, generando la estratificación flaser. Si la velocidad luego del período de estoa no aumentara, una capa continua de pelita podría ser preservada. Considerando que para la generación de estratificación flaser es necesario un alto suministro de material en suspensión, otra causa principal podría adjudicarse a la acción de tormentas (McCave, 1970; 1971), ya que son las únicas capaces de producir un incremento considerable del material pelítico en suspensión (Hawley, 1981). La estrecha relación con la litofacies ShM permite considerar esta causa como la más probable bajo condiciones de alto régimen de flujo (ShM). El origen de esta asociación se interpreta como una planicie arenosa de mareas en un ambiente submareal (Darlymple *et al.*, 1990).

Asociación de facies: Planicie mareal con influencia de tormenta (PT)

Esta asociación incluye a ShcsM (Figuras 4f y g) como la litofacies dominante, interdigitada con la litofacies SrM y HfM. Las unidades están limitadas por superficies planas y onduladas en las cuales, en algunos casos, se observan impresiones de gotas de lluvia (Figura 4h). La litofacies ShcsM presenta una marcada estratificación paralela y cuasiplanar internamente, y hacia el tope óndulas de oleaje (SrM), predominando las óndulas en fase (Figura 4i). La estratificación entrecruzada hummocky de gran escala alcanza longitudes de onda de hasta 20m. El contacto basal es suavemente ondulado siguiendo la morfología del estrato subyacente. Las distintas unidades se intercalan con niveles de pelita de entre 0,05 a 0,15 m de potencia (Figuras 4j). Internamente los estratos muestran estratificación planar con set de entre 0,007 a 0,02 m y niveles de pelitas muy finos en algunos casos. La geometría de esta asociación es tabular o en cuña, de hasta 10 m de potencia y con una extensión areal de más de 10 km. Presenta un relación lateral y vertical con las asociaciones anteriormente descriptas.

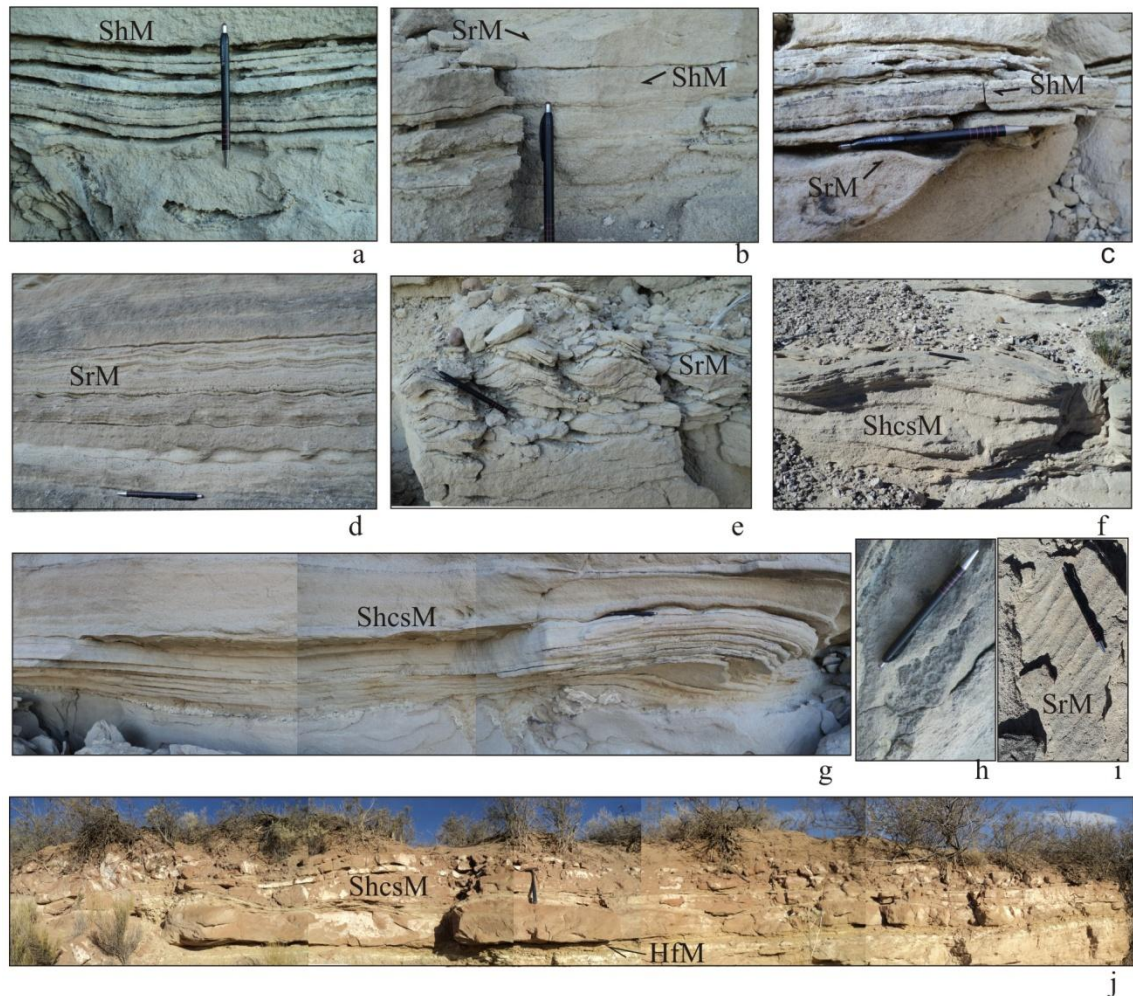


Figura 4: a) Litofacies ShM. b y c) Litofacies ShM y SrM; d y e) Litofacies SrM. f y g) Litofacies ShcsM; h) impresiones de gota de lluvia; i) Litofacies SrM en el tope del estrato; j) Litofacies ShcsM y HfM.

Interpretación: Esta asociación sugiere la depositación por flujos oscilatorios periódicos de alta energía y alta tasa de sedimentación neta. El tipo de contacto evidencia que el flujo depositacional tuvo una baja capacidad de erosión dada la presencia de pelita cubriendo los estratos infrayacente, por lo cual la disposición de estratificación entrecruzada hummocky evidencia procesos de acreción. En estos procesos la sedimentación comienza con la depositación de láminas paralelas en fase de lecho plano, las cuales inicialmente se adaptan al techo del estrato subyacente y hacia arriba se van convirtiendo en formas débilmente asimétricas. La última fase depositada de arenisca corresponde a óndulas 2D simétricas, indicando flujos oscilatorios (Basilici *et al.*, 2012). La presencia de impresiones de gotas de lluvia presentes en esta asociación de facies indica su emersión durante la fase post-tormenta. El desarrollo de SrM en el tope de las macroformas sugiere la acción del oleaje y una alta tasa de sedimentación (Reineck y Singh, 1980) dado la presencia de óndulas en fase. Las características de esta asociación en la cual dominan los flujos oscilatorios y considerando su relación con las otras asociaciones permite interpretarla como depósitos de una planicie mareal con un fuerte control de eventos de tormenta (Basilici *et al.*, 2012).

Asociación de facies: Cara de playa (CP)

Esta asociación está conformada por las litofacies de areniscas con estratificación planar (SpM) y entrecruzada de bajo ángulo (ShM), y con estratificación entrecruzada en artesas (StM) en menor medida (Figura 5a y b) pero con escaso desarrollo de drape de fango y topes fuertemente aplanados. Las direcciones de paleocorrientes presentan un arreglo bimodal y oblicuo (pPC1 y pPC2 - Figura 2), aunque predominan “sets” apilados concordantemente unimodales con dirección hacia el O y SO limitados por superficies de bajo ángulo. Las unidades con direcciones de paleoflujos opuestas, se apilan y se destaca una clara geometría en cuña, limitadas por superficies planas y onduladas, que truncan los estratos. Hacia el tope de cada unidad es característico el desarrollo de óndulas de oleaje (Figura 5 a, b y c) de hasta 5 cm de longitud de onda (SrM). La potencia máxima es de 3m y hasta 3 km de continuidad lateral, limitado por una superficie de muy bajo ángulo con buzamiento hacia el SE.

Interpretación: Las litofacies que presenta esta asociación, el retrabajo de olas, así como también su característica geometría en cuña, permite interpretarla como depósitos de un ambiente de cara de playa. La bipolaridad de las paleocorrientes sugiere la alternancia de corrientes unidireccionales perpendiculares a la línea de costa, siendo la dominante la dirigida hacia el O y SO (dirección hacia la costa) y la subordinada hacia el SE. La oblicuidad que presentan éstas direcciones y su bipolaridad puede asignarse a la alternancia de episodios de transporte hacia la costa por el oleaje asimétrico y transporte hacia el mar por las corrientes de resaca, además la presencia de laminación paralela sugiere el lavado del oleaje en la zona de cara de playa (Colquhoun, 1995). En base a estas características, y considerando el predominio del transporte del sedimento hacia la costa es posible interpretar depósitos de berma (Hine, 1979). En estos ambientes la estratificación entrecruzada de bajo ángulo (ShM) sugiere procesos de lavado (Clifton *et al.*, 1971), y la suave pendiente que presentan los depósitos se interpreta como una suave superficie con buzamiento hacia el mar, característico de la cara de playa. En los casos en los que la estratificación presenta un buzamiento opuesto (SpM) se interpreta como depósitos de *backshore* sugiriendo el lavado de la berma bajo condiciones de tormenta

(Nichols, 2009). En los ambientes con influencia de mareas, las diferencias significativas en el rango de éstas, entre sicigia y cuadratura, causa el crecimiento de la playa por la agradación de pequeñas bermas en la sección recta de la playa, durante la marea de sicigia. Durante la marea de cuadratura, en periodos de olas de buen tiempo la marea no sobrepasa la cresta de la berma y por ende las arenas y gravas se depositan en la cara de playa a lo largo de la línea de resaca de la marea conformando una estratificación concordante con la cara de playa. Durante la marea de sicigia, debido al incremento en el rango de marea, estos sedimentos son transportados hacia la berma retrabajando el tope y generando el crecimiento lateral y vertical de la misma (Hine, 1979).

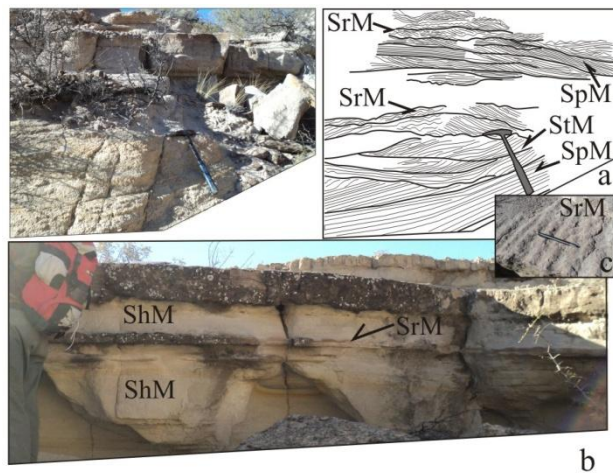


Figura 5: a) Litofacies StM, SpM y SrM en los depósitos de cara de playa; b) Litofacies ShM y SrM en los depósitos de cara de playa; c) Litofacies SrM en el tope de las unidades.

SISTEMA DEPOSITACIONAL

El conjunto de asociaciones de facies que integran este sistema depositacional, dificulta su definición, dado que presenta tanto influencia de marea como de oleaje, siendo de gran importancia ambos controles. Sin embargo se interpreta que está integrado por canales de mareas, planicie mareal afectada o no por tormentas y depósitos de cara de playa.

La sección inferior de este sistema presenta su principal desarrollo, en las cercanías de Paso Córdoba, en la cual domina la influencia de marea y menor medida la acción del oleaje, con depósitos las planicies intermareales (PI) y submareales (PS) y canales de mareas (CM) que presentan rumbos este - oeste y noroeste - sureste, con evidencias de dominio de las corrientes de flujo según los datos de paleocorrientes (pPC2 - Figura 2). En sectores la relación lateral y vertical de éstos canales con la planicie intermareal permite inferir condiciones de sinuosidad para los mismos con desarrollo de acreción lateral.

En cuanto a la sección superior del sistema, las asociaciones de cara de playa (CP), de planicie afectada por tormenta (PT) y planicie submareal (PS), son las dominantes. La cara de playa presentan un arreglo de paleocorrientes bimodal y mayor desarrollo de sets unimodales con dirección hacia el O y SO, que constituye el registro del lavado del

backshore. Considerando que la bipolaridad de los paleoflujos sugiere la alternancia de corrientes unidireccionales perpendiculares a la línea de costa, se estima que la misma tuvo un rumbo NNO-SSE. Más precisamente en el norte del área (pPC1 - figura 2) se preservan las evidencias de depósitos de bermas con claros registros de lavado de las mismas ya sea por la acción del oleaje como así también de las mareas. Hacia el suroeste, en las cercanías de Salitral Moreno (pSM - Figura 2), asociados con los depósitos de playa, se presentan extensos cordones de arenas con una continuidad lateral de más de 12 km e integradas por grandes estructuras hummocky, cuyas características descriptas anteriormente permiten asociarlas a planicies mareales afectadas por tormentas (PT) en ambientes marino someros, en donde tanto la mareas como el oleaje fueron importantes controles en la dinámica del mismo. Por una lado la acción de oleaje evidenciado por teles estructuras y óndulas, con datos de paleocorrientes que suponen direcciones NNO y SE para los paleoflujos. Con respecto a la acción de mareas, esta se asocia por la presencia de la estratificación entrecruzada heterolítica, los drapes de fango cíclicamente alternado con óndulas escalantes, la estratificación flaser y wavy, y la bipolaridad en la paleocorrientes.

Las características que presenta este sistema en su conjunto permiten indicar condiciones depositacionales híbridas, en algunos casos mostrando exposición subaérea, sugiriendo un ambiente intermareal. Por consiguiente, se define una planicie de marea, en la cual hacia el tope domina la influencia del oleaje sobre el de la marea y el desarrollo de cara de playa.

DISCUSIÓN

Numerosos autores desde Windhausen (1914) y Wichmann (1927) hasta Uliana y Dellapé (1981), Barrio (1990), Aguirre-Urreta *et al.* (2011) han manifestado la existencia de un mar epicontinental somero durante el Cretácico Superior a partir de la transgresión atlántica durante el Maastrichtiano, relacionado con la apertura del océano Atlántico sur. El Grupo Malargüe siempre ha sido interpretado como el registro de la primera Ingresión Atlántica a la cuenca, aunque las últimas investigaciones evidencian la influencia de mareas en la Formación Anacleto, (tope de Grupo Neuquén, Figura 1d) y junto con la Formación Allen constituyen el cortejo transgresivo (Armas y Sánchez, 2011) en la zona de Cinco Saltos (Figura 6a y b). Como se mencionó anteriormente resulta complejo poder definir los inicios de esta Ingresión en el noroeste de Río Negro debido a la gran variación de restos fósiles (continentales y marinos) que aporta la Formación Allen en la zona. Sin embargo, la interpretación de los sistemas depositacionales a partir del análisis de facies y considerando la reconstrucción paleogeográfica para el Cretácico Superior según Sellwood y Valdés (2006) es posible estimar algunos aspectos de la paleogeografía en el borde centro-este de la Cuenca Neuquina (Figura 6).

La distribución geográfica de los afloramientos y las asociaciones de facies definidas proponen el desarrollo de un sistema mareal y costero cuyo análisis de paleocorrientes sugiere un rumbo NNE-SSO para la línea de costa. Un rasgo muy importante es que estos depósitos costeros se encuentran lateralmente asociados con los grandes sistemas eólicos (Figura 6c) interpretados para la Formación Allen por Armas y Sánchez (2013) en el área de Paso Córdoba. En tal área las autoras interpretan un sistema fluvio eólico y dunas complejas de crestas sinuosas que conforman un “draas”. Sobre este último se instala, asociado a una disminución en la disponibilidad de

sedimento un sistema eólico de dunas transversales con interdunas húmedas (Armas y Sánchez, 2013). Este cambio en el estilo de sistema eólico y su disminución en la disponibilidad se asocian con el incremento en las áreas inundadas al norte, debido a la instalación del sistema estuárico en la zona de Cinco Saltos (Figura 6b) para el miembro inferior de la Formación Allen (Armas y Sánchez, 2011) y el desarrollo de albúferas registradas para el Miembro medio en esa zona (Andreis, 1974). Estos sistemas eólicos se presenta en concordancia con los depósitos estudiados en esta contribución, interpretados como facies de canales y planicie de marea con importante influencia de olas, registros de eventos de tormentas y depósitos de cara de playa, cuyas arquitecturas son típicas de mares epicontinentales. La HCS es una de las litofacies con mayor recurrencia en el sistema, y se encuentra asociada con depósitos mareales indicando depositación en aguas someras, aunque en planicies de mareas de costa abierta también es común el desarrollo de HCS (Li *et al.*, 2000; Yang *et al.*, 2005). La distribución de las asociaciones y las relaciones de campo sugieren que al norte se encuentran las mejores exposiciones de los depósitos de cara de playa (Figura 6c y d), mientras que el mayor desarrollo de planicie y canales de mareas se presentan al sur del área (Figura 6c y e). Para estos últimos es importante mencionar que Armas (2013) postula el desarrollo de una laguna costera al noroeste de las secciones estudiadas para el tope de la Formación Anacleto, por lo cual se estima que tales canales de mareas sean parte del *inlet* que conectaba dicho lagoon con el mar situado al este. Por otra parte cabe discutir si la base de las secciones relevadas en este trabajo corresponden a la Formación Allen o en realidad son parte del tope de la Formación Anacleto. La discontinuidad de los afloramientos y las relaciones de campo en el área de estudio sugiere futuras investigaciones para el ajuste de tal límite formacional, aunque en ambientes transicionales de este estilo, tal objetivo resulta altamente complejo.

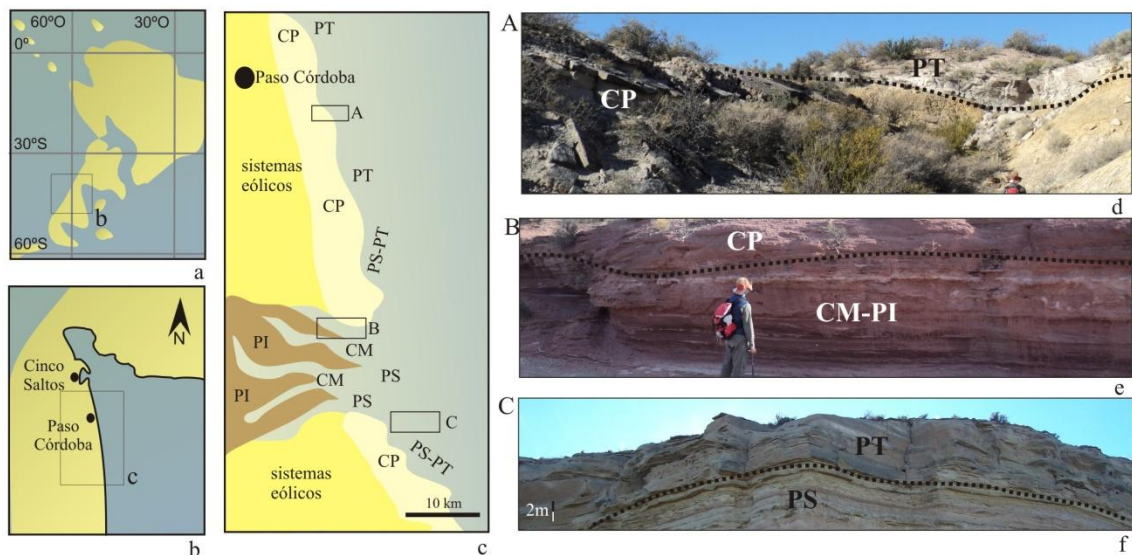


Figura 6: a y b) Reconstrucción paleogeográfica para el Cretácico Superior según Sellwood y Valdés (2006) y ubicación del área estudiada; c) Mapa de distribución de asociaciones de facies con la geometría de la línea de costa. d, e y f) Afloramientos de las distintas relaciones verticales de las asociaciones de facies de las secciones A, B y C respectivamente señaladas en c).

De acuerdo a la historia tectónica de la Cuenca Neuquina, teniendo en cuenta la ubicación del frente de corrimiento y que el dorso de los Chihuidos (Fig. 1c) es considerado por un alto topográfico que actuó como dorso periférico (Cobbold y Rosello 2003), es posible afirmar que los depósitos estudiados en el borde oriental de la cuenca son el producto de la sedimentación en la cuenca dinámica según el modelo de Yang y Miall (2008). Los estudios realizados para los tres Subgrupos que integran el Grupo Neuquén (Fig. 1d) indican que la depositación de éste correspondió a tres ciclos completos de cuenca subalimentada-sobrealimentada (Sánchez y Asurmendi, 2011; Sánchez et al., 2013) según dicho modelo flexural. La finalización de cada uno de estos ciclos se caracterizan por el desarrollo de una topografía relativamente plana (Yang y Miall 2008) la cual puede corresponder a la definida superficie de ravinamiento como el contacto entre las Formaciones Anacleto y Allen, dando inicio a la depositación del Grupo Malargüe (Uliana y Dellapé, 1981). Este estadio influenciado por el continuo aumento del nivel eustático, favoreció el incremento en el espacio de acomodación y la completa instalación de un mar epicontinental que cubrió gran parte de la cuenca durante la primera transgresión Atlántica. Es importante destacar que el área de estudio para el lapso estratigráfico analizado, estaba ubicada en la zona distal de la cuenca de antepaís según el modelo de Posamentier y Allen (1993), caracterizada por una baja tasa de subsidencia, por lo cual el patrón de acomodación al momento de depositación, estuvo controlado principalmente por el factor eustático (Armas y Sánchez, 2011). Este factor, así como también un aumento en el gradiente del piso de la cuenca hacia el NE durante el Cretácico Superior (Uliana y Dellapé, 1981) fueron los principales controles del avance de los sistemas marinos hacia continente, con una influencia subordinada de la tectónica y la subsidencia en el desarrollo de la secuencia estratigráfica.

CONCLUSIONES

En las secciones estratigráficas de la Formación Allen del área de estudio se identificaron diez litofacies (una conglomerádica, cinco de areniscas, tres heterolíticas y una pelítica), las cuales permitieron definir cuatro asociaciones de facies. Estas últimas fueron interpretadas como canales de mareas, planicie intermareal, planicie submareal, planicie mareal con influencia de tormentas y depósitos de cara de playa.

Este estudio sedimentológico de detalle contribuye en parte, a la reconstrucción de la paleogeografía del borde oriental de la Cuenca para el Cretácico Superior, evidenciando la disposición de la línea de costa y la complejidad del ambiente de transición durante la Ingresión Atlántica. Se establece un sistema de planicie de marea con una gran influencia de tormentas en algunos sectores, vinculados con los sistemas eólicos definidos previamente en el área de estudio por Armas y Sánchez (2013) para la Formación Allen.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen al CONICET y a la Universidad Nacional de Río Cuarto (Argentina) por otorgar los subsidios para la elaboración de este trabajo. Además se agradece a los árbitros por sus correcciones y sugerencias que contribuyeron a mejorar esta publicación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre-Urreta, B.; Tunik, M.; Naipauer, M.; Pazos, P.; Ottone, E.; Fanning, M. y Ramos, V. 2011. Malargüe Group (Maastrichtian–Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up. *Gondwana Research* 19 (2): 482-494.
- Allen, J. 1984. *Sedimentary Structures – their carácter and Phisical Basis*. Vol 1. Elsevier Ámsterdam, 593.
- Andreis, R.; Iniguez Rodriguez, A.; Lluch, J. y Sabio, D. 1974. Estudio sedimentológico de las Formaciones del Cretácico Superior del área del lago Pellegrini, Provincia de Río Negro, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (1): 83-104.
- Armas, M.P. y Sánchez, M.L., 2011, Análisis estratigráfico secuencial (Cretácico Superior) en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology* 38 (1): 119-155.
- Armas, P. 2013. La transición continental marina del Cretácico Superior en el borde oriental de Cuenca Neuquina (provincias de Neuquén y Río Negro): análisis por analogía con ambientes modernos y estudio estratigráfico secuencial. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Río Cuarto. 315pp.
- Armas, P. y Sánchez, M. 2013. Sedimentología y arquitectura de las dunas costeras de la Formación Allen, Grupo Malargüe, cuenca Neuquina - Río Negro, Argentina. *Revista mexicana de Ciencias Geológicas*. vol. 30 p. 65 - 79.
- Ballent, S.C. 1980. Ostrácodos de ambiente salobre de la Formación Allen, Cretácico Superior, en la provincia de Río Negro, República Argentina. *Ameghiniana* 17: 67-82.
- Barrio, C.A. 1990. Paleogeographic control of Upper Cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 3: 31-49.
- Basilici, G.; De Luca, P. y Olivera, E. 2012. A depositional model for a wave-dominated open-coast tidal flat, based on analyses of the Cambrian-Ordovician Lagarto and Palmares formations, north-eastern Brazil. *Sedimentology*. (59), 5, 1613–1639.
- Boyd, R.; Dalrymple, R. y Zaitlin, B.A. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* 80: 139-150.
- Clifton, H. 1971. Orientation of empty pelecypod shells and shells fragmentes in quiet water. *Journal Sedimentary Petrology* 41: 671-682.
- Colquhoun, G.P. 1995. Siliciclastic sedimentation on a stormand tide-influenced shelf and shoreline: the Early Devonian Roxburgh Formation, NE Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Sediment. Geol.* 97: 69-98.
- Coria, R.A.; Cambiaso, A.V. y Salgado, L. 2007. New records of basal ornithopod dinosaurs in the Cretaceous of North Patagonia. *Ameghiniana* 44: 473-477.
- Daily, B.; Moore, P. y Rust, B. 1980. Terrestrial-marine transition in the Cambrian rocks of Kangaroo Island, South Australia. *Sedimentology* 27: 379-399.
- Dalrymple, R. y Zaitlin, B. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62 (6): 1130-1146.
- Dalrymple, R.; Knight, R.; Zaitlin, B. y Middleton, G. 1990. Dinamics and facies model of a macrotidal sand bar complex, Cobequid Bay-Salmon River estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* 37: 577-612.

- Dashtgard S.E.; MacEachern J.A.; Frey S. E. y Gingras, M.K. 2010. Tidal effects on the shoreface: Towards a conceptual framework. *Sedimentary Geology* en prensa.
- De Raaf, J.F.M.; Reading, H.G. y Walker, R.G. 1965. Cyclic sedimentation in the lower Westphalian of North Devon, England. *Sedimentology* 4: 1-52.
- Dingus, L.; Clark, J.; Scott, G.R.; Swisher, C.C. y Coria, R. 2000. Stratigraphy and magnetostratigraphic/faunal constraints for the age of sauropod embryo-bearing rocks in the Neuquén Group (Late Cretaceous, Neuquén Province, Argentina). *American Museum Novitates* 3290: 1-11.
- Fan, D. y Congxian, L. 2002. Rhythmic deposition on mudflats in the mesotidal changjiang estuary, China. *Journal of Sedimentary Research* 72: 543-551.
- Fielding 2006
- Franzese, J. y Spalletti, L. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese, J.; Spalletti, L.; Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°–54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.
- Ghosh, S.; Chakraborty, C. y Chakraborty, T. 2004. Combined tide and wave influence on sedimentation of Lower Gondwana coal measures of central India: Barakar Formation (Permian), Satpura basin. *Journal of the Geological Society* 161: 117-131.
- Hawley, N. 1981. Flume experiments on the origin of flaser bedding. *Sedimentology* 28: 699-712.
- Hine, A. 1979. Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology* 26: 333-351.
- Howell, J.; Schwarz, E.; Spalletti L. y Veiga, G. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J. y Schwarz, E. (Eds), *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, Geological Society Special Publications 252: 1-14.
- Hugo, C. y Leanza, H. 2001. Hoja Geológica 3969- IV, General Roca. Provincias de Río Negro y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 308, 64p., Buenos Aires.
- Klein, M.; Passchier, S. y van Dijk, T. 2004. The origin of megaripples, long wave ripples and Hummocky Cross-Stratification in the North Sea in mixed flows. En: Hulscher, 7 S.J.M.H., Garlan, T., Idier, D. (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics II*, International Workshop 1-2 April 2004, University of Twente, The Netherlands, 142-150.
- Li, C.; Wang, P.; Daidu, F.; Bing, D. y Tiesong, L. 2000. Open-coast intertidal deposits and the preservation potential of individual laminae: a case study from east-central China. *Sedimentology* 47: 1039-1051.
- McCave, I. 1970. Deposition of fine-grained suspended sediments from tidal currents. *Journal of Geophysical Research*. 75: 4151-4159.
- McCave, I. 1971. Mud layers and deposition from tidal currents: discussion of a paper by G. de V. Klein, Tidal origin of a Pre-Cambrian quartzite-the lower fine-grained quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland. *Journal Sedimentary Petrology*. 41: 1147-1148.
- Mellere, R. y Steel, R. 1995. Facies architecture and sequentially of nearshore and shelf sandbodies; Haystack Mountains Formation, Wyoming, USA. *Sedimentology* 42: 551-574.

- Miall, A. 1984. Principles of sedimentary basin analysis. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Middleton, F. 1978. The genesis of the Cooper and Eromanga Basins. PhD thesis, University of Sydney, 245 p.
- Mowbray, T. y Visser, M. 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, southwest Netherlands. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 811-824.
- Neuwerth, R.; Suter, F.; Guzman, C. y Gorin, G. 2006. Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). *Sedimentary Geology* 186: 67-88.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2nd edn. Blackwell. 419p.
- Page, R.; Ardolino, A.; de Barrio, R.; Franchi, M.; Lizuain, A.; Page, S. y Silva Nieto, D. 1999. Estratigrafía del jurásico y cretácico del Macizo de Somún Curá, Provincias de Río Negro y Chubut. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina, Anales* 29 (17): 460-488, Buenos Aires.
- Plink-Björklund, P. 2005. Stacked fluvial and tide-dominated estuarine deposits in high-frequency (fourth-order) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen. *Sedimentology* 52 (2): 391-428.
- Ramos, V. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino, evolución tectónica de Argentina. *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Naturales, Anales* 29: 715-784, Buenos Aires.
- Reading, H. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, 688p., Oxford.
- Reineckh, E. y Singhi, B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments* 2. Springer-Verlag, 549p., Berlin.
- Reineckh, E. y Wunderlich, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11: 97-104.
- Richards, M. 1994. Transgression of an estuarine channel and tidal flat complex: the Lower Triassic of Barles, Alpes de Haute Provence, France. *Sedimentology* 41: 55-82.
- Salgado, L.; Coria, R.; Magalhaes Ribeiro, C.; Garrido, A.; Rogers, R.; Simón, M.; Arcucci, A.; Curry Rogers, K.; Carabajal, A.; Apesteguía, S.; Fernández, M.; García, R. y Talevi, M. 2007. Upper Cretaceous dinosaur nesting sites of Río Negro (Salitral Ojo de Agua and Salinas de Trapalcó -Salitral de Santa Rosa), northern Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 28: 392-404.
- Sánchez, M.; Asurmendi, E. y Armas, P. 2013. Sedimentología y estratigrafía de alta resolución del Subgrupo Río Neuquén (Cretácico Superior) Departamento Confluencia, Provincia de Neuquén, Argentina. *Andean geology*, en prensa.
- Sánchez, M. y Asurmendi, E. 2011. Distribución y evolución del Subgrupo Río Limay (Cretácico Superior) en el sector central de Cuenca Neuquina, provincias de Neuquén, Mendoza y Río Negro, Argentina. *Actas del XVIII congreso Geológico Argentino*. Neuquén. pp: 1046-1047.
- Saunderson, H. y Locket, F. 1983. Flume experiments on bedforms and structures at the dune- plane bed transition. En: Collinson, J. y Lewin, J. (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial System*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 6: 49-58.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M. y Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.

- Uliana, M. 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, Provincias de Neuquén y Río Negro. Tesis Doctoral (inédito). Universidad Nacional de La Plata, La Plata.
- Uliana, M. y Biddle, K. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18 (2): 172-190.
- Uliana, M. y Dellapé, D. 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión Maastrichtiano-Eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional). 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 673-711.
- Vergani, G.; Tankard, A.; Belotti, H. y Welsink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina, En Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum basins of South America*, AAPG Memoir 62: 383-402.
- Walker, R. 1990. Facies modeling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 777-786.
- Weimer, R.; Howard, J. y Lindsay, D. 1981. Tidal flats and associated tidal channels. En: Scholle, P. y Spearing, D. (Eds), *Sandstone Depositional Environments*, American Association of Petroleum Geologists, Memoirs 31: 191-245.
- Wichmann, R. 1927. Sobre la facies lacustre senoniana de los Estratos con Dinosaurios y su fauna. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 30: 383-405.
- Windhausen, A. 1914. Contribución al conocimiento geológico de los Territorios del Río Negro y Neuquén. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología y Minería* 10 (1): 1-60, Buenos Aires.
- Wright, L.D.; Xu, J.P. y Madsen, O.S. 1994. Across-shelf benthic transports on the inner shelf of the middle Atlantic Bight during the “Halloweenstorm” of 1991. *Mar. Geol.*, 118: 61-77.
- Yang, B.; Dalrymple, R. y Chun, S. 2005. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, southwestern Korea: summer tidal flat – winter shoreface. *Sedimentology* 52: 235–252
- Yokokawa, M.; Kishi, M.; Masuda, F. y Yamanaka, M.; 1995. Climbing ripples recording the change of tidal current condition in the middle Pleistocene Shimosa Group, Japan. En: Flemming, B. y Baetholomä, A. (Eds.), *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 24: 301-311.