

## Sedimentología y arquitectura de las dunas costeras de la Formación Allen, Grupo Malargüe, cuenca Neuquina - Río Negro, Argentina

Paula Armas<sup>1,2,\*</sup> y María Lidia Sánchez<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto,  
Enlace Ruta 8 y 36, Km. 603, Río Cuarto, Córdoba, Argentina.

\* parmas@exa.unrc.edu.ar

### RESUMEN

El análisis sedimentológico de detalle mediante la descripción de litofacies y elementos arquitecturales para los depósitos del Cretácico Superior, permitió establecer los paleoambientes y la evolución estratigráfica para los afloramientos de la Formación Allen al sur del área de Paso Córdoba, provincia de Río Negro, Argentina. La asociación de litofacies otorgó los criterios para la identificación de elementos arquitecturales eólicos y fluviales: dunas crecientes de crestas rectas, dunas complejas de crestas sinuosas, interduna húmeda, interduna seca, mantos de arenas y depósitos de corrientes efímeras. La distribución espacial de estos elementos y el análisis de las superficies de discontinuidad permitieron interpretar dos sistemas eólicos para la Formación Allen. El Sistema Eólico I (SE I) está definido por mantos de arenas asociados con corrientes efímeras, depósitos de interdunas y dunas complejas de crestas sinuosas. Este tipo de dunas presentan diferencias en las direcciones de paleocorrientes y variaciones en las potencias de los sets, sugiriendo la migración de dunas menores sobreimpuestas a la forma principal, lo que se interpreta como un "draas". El Sistema Eólico II (SE II) está caracterizado por dunas crecientes de crestas rectas e interduna húmeda. Los datos de las paleocorrientes indican que la dirección principal del viento fue SO para el SE I y SSE/S para el SE II. Una superficie de extinción, interpretada como supersuperficie, pone en contacto ambos sistemas y se asocia a una baja disponibilidad de arena debido al incremento en las áreas inundadas al norte de la zona de estudio asociada a la ingresión atlántica.

Palabras claves: paleoambiente sedimentario, dunas crecientes de crestas rectas, dunas complejas de crestas sinuosas, Cretácico Superior, Grupo Malargüe, Argentina.

### ABSTRACT

A detailed sedimentary analysis of Upper Cretaceous deposits, based on the description of lithofacies and architectural elements, allowed the reconstruction of the paleoenvironment and the stratigraphic evolution of the Allen Formation that outcrops south of the area of Paso Córdoba, in the Río Negro province, Argentina. The facies association gave the criteria for the identification of eolian and fluvial architectural elements: crescent dunes with straight crests, complex dunes with sinuous crests, wet interdune, dry interdune, sand sheets and ephemeral currents. The spatial distribution of

*these architectural elements and the analysis of unconformities allowed to interpret two eolian systems for the Allen Formation. The Eolian System I (ES I) is defined by sand sheets associated with ephemeral channels, interdune deposits and complex dunes. This dune type shows differences in the paleocurrents data and in the thickness of the sets, suggesting that smaller superimposed dunes have migrated on top of the main dune, which is interpreted as a draas. The Eolian System II (SE II) is characterized by transverse dunes and wet interdunes. The main wind direction was SW for the ES I and SSE/S for the ES II, as indicated by the paleocurrents data. Both systems are in contact through an extinction surface, interpreted as supersurface, which suggests low availability of sand due to an increase in the flooded areas located north of the studied area, associated to the atlantic ingression.*

*Key words: sedimentary paleoenvironment, straight-crested crescent dunes, sinuous-crested complex dunes, Upper Cretaceous, Malargüe Group, Argentina.*

## INTRODUCCIÓN

La cuenca Neuquina está ubicada en la región centro-oeste de Argentina y este de Chile y el relleno de ésta aflora en las provincias de Neuquén, oeste de La Pampa y Río Negro, y sur de Mendoza. Esta cuenca está limitada al sureste por el Macizo Nordpatagónico, hacia el noreste por el Sistema de la Sierra Pintada y al oeste por el arco volcánico Andino (Howell *et al.*, 2005). A partir de los 37° S corre paralelamente a la cordillera, en dirección norte-sur, hasta la provincia de San Juan en donde se la conoce como cuenca Aconcagua (Leanza *et al.*, 2004), mientras que hacia el sur de los 37° S se extiende hacia el este, en lo que se conoce como Engolfamiento Neuquino (Digregorio, 1972; Digregorio y Uliana, 1980; Legarreta y Uliana, 1991 y otros).

El origen de la cuenca Neuquina, se relaciona con procesos extensionales triásicos en un ambiente de retroarco, luego de eventos de subsidencia e inversión tectónica en el intervalo Jurásico-Cretácico (Vergani *et al.*, 1995; Howell *et al.*, 2005; Silvestro y Zubiri, 2008), y a partir del Cretácico Tardío, como consecuencia del levantamiento andino, presentó la evolución típica de una cuenca de antepaís (Cobbold y Rosello, 2003; Howell *et al.*, 2005). En esta última etapa se depositaron los Grupos Rayoso, Neuquén y Malargüe (Uliana y Dellapé, 1981; Legarreta y Uliana, 1999; Howell *et al.*, 2005; Tunik *et al.*, 2010).

La Formación Allen, base del Grupo Malargüe, registra una sedimentación continental a marina coincidente con la primera transgresión atlántica que afectó a la cuenca Neuquina durante el Cretácico Tardío. Una gran variedad de paleoambientes sedimentarios han sido reconocidos en esta unidad, desde estuarios y planicies mareales hasta lagos salobres en un ambiente supramareal, asociados con depósitos de arenas eólicas y de ríos efímeros (Andreis *et al.*, 1974; Barrio, 1990; Armas y Sánchez, 2011). La riqueza en restos fósiles que posee ha permitido que esta unidad haya sido ampliamente estudiada (Andreis *et al.*, 1991; Powell, 1992; Salgado *et al.*, 2007), sin embargo, en ciertas áreas de la cuenca se carece de estudios sedimentológicos y estratigráficos que permitan establecer con precisión los ambientes de depósito que la caracterizaron.

En este trabajo se presentan los resultados del estudio sedimentológico de detalle de los paleoambientes eólicos de la Formación Allen en las proximidades de Paso Córdoba, Provincia de Río Negro (Figura 1), y el análisis estratigráfico y la correlación con el registro de eventos en la región de Cinco Saltos (Río Negro) asociados a la primera ingresión del Atlántico a la cuenca Neuquina en el Cretácico Superior.

## Estratigrafía del área

La Formación Allen es la base del Grupo Malargüe y su edad es considerada Campaniano tardío - Maastrichtiano temprano de acuerdo con estudios micropaleontológicos en el área del Lago Pellegrini (Ballent, 1980) y magnetoestratigráficos de la unidad infrayacente (Formación Anacleto), así como también con estudios de microfósiles de la sección inferior de la unidad suprayacente (Formación Jagüel) en el área de Auca Mahuevo (Ballent y Carignano, 2008; Rodríguez, 2011). La Formación Allen está representada por facies continentales y marino-someras (Barrio, 1990), depositadas bajo condiciones semiáridas, y el estratotipo fue definido por Uliana y Dellapé (1981) en el Paraje Lomas Coloradas, en la región oriental del Bajo de Añelo, donde las relaciones de base y techo están claramente expuestas. La Formación Allen está constituida por depósitos mayormente clásticos a los que se asocian bancos de caliza y capas de anhidrita (Uliana y Dellapé, 1981). Los paleoambientes sedimentarios interpretados varían desde netamente continentales, asociados a sistemas lacustres, eólicos y fluviales efímeros a marinos-litorales con desarrollo de estuarios y planicies de mareas, seguido 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 (Barrio, 1990).

Los depósitos de la Formación Allen registran la primera ingresión atlántica (Uliana 1979), aunque se han identificado depósitos estuáricos en el tope de la Formación Anacleto (Sánchez y Armas, 2008; Armas y Sánchez, 2011). Este proceso transgresivo estuvo acompañado por el desarrollo de una planicie costera intracontinental de

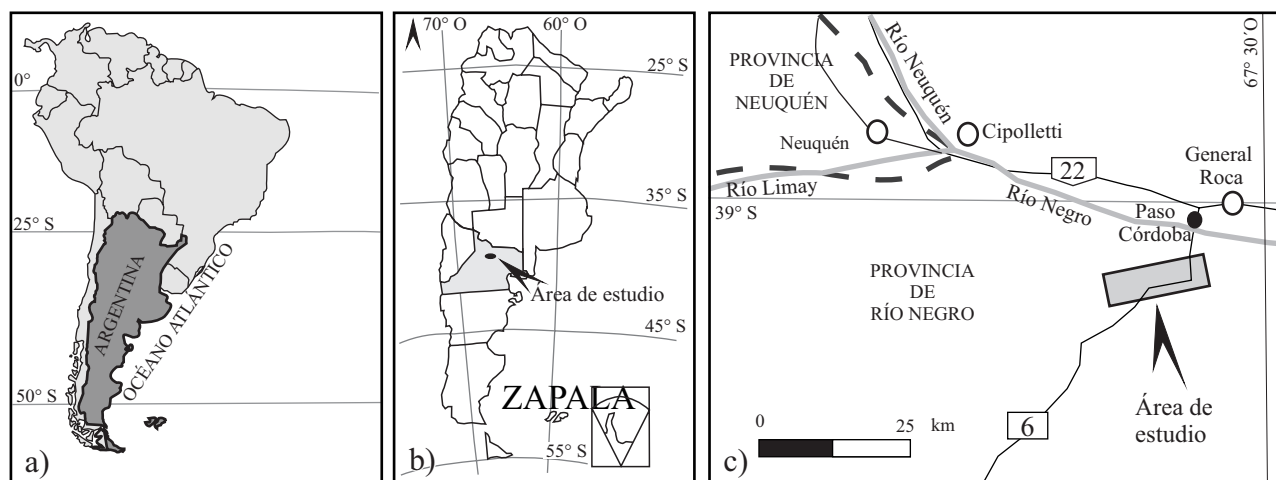


Figura 1. Mapa con la ubicación geográfica del área de estudio. a) Sudamérica; b) Argentina y Provincia de Río Negro; c) área de estudio.

escaso gradiente o una playa de barrera (Andreis *et al.*, 1974; Uliana y Biddle, 1988). El registro paleontológico de la Formación Allen incluye restos óseos de vertebrados, cáscaras de huevos de dinosaurios y dientes de peces pulmonados, impresiones de vegetales indeterminados, microfósiles calcáreos y moluscos de ambientes continentales y de mezcla (Uliana y Dellapé, 1981; Salgado *et al.*, 2007; Carignano y Varela, 2011).

En el área de estudio, los primeros depósitos de la Formación Allen representan un ambiente de cara de playa proximal (Armas, 2011) delimitado por una profusa superficie de erosión sobre la cual yacen las sucesiones eólicas que se describen en este trabajo.

## METODOLOGÍA

Durante la realización de este trabajo se relevaron secciones estratigráficas de detalle de entre 12 y 35 m de potencia y hasta 3 km de continuidad lateral de los depósitos eólicos de la Formación Allen al sur de la localidad de Paso Córdoba (Figura 1). Se obtuvieron datos de paleocorrientes siguiendo la metodología de Tucker (1982), a partir de estructuras sedimentarias unidireccionales de meso y macroescala, las cuales se procesaron estadísticamente con el programa RockWorks.

En gabinete se confeccionaron perfiles sedimentológicos representativos e integrados del sector central y de borde del campo de duna. Se elaboraron los fotomosaicos para realizar los mapeos de cuerpos sedimentarios y se definieron litofacies. El código utilizado para la denominación de éstas ha sido basado en el criterio de Miall (1996) para facies fluviales, con la adición de la tercer letra en mayúscula en referencia al agente de transporte (E: viento; F: corrientes fluviales). De esta manera la primera letra hace referencia a la granulometría, la segunda a la estructura sedimentaria y la tercera al tipo de agente.

El estudio incluyó además el agrupamiento de las litofacies en elementos arquitecturales, los cuales fueron definidos e interpretados, y junto a la jerarquización de las superficies limitantes y los datos de paleocorrientes, se establecieron los sistemas sedimentarios y un modelo de depósito para la Formación Allen en el área de estudio.

## ANÁLISIS DE FACIES

A partir de la confección de paneles fotográficos y elaboración de perfiles de detalle (Figura 2) se reconocieron las litofacies que conforman los paquetes sedimentarios eólicos y fluviales que se describen e interpretan en la Tabla 1.

### Elementos arquitecturales

#### *Dunas crecientes de crestas rectas*

Este elemento está integrado por *sets* de estratos conformados por las litofacies SpE1 y SrE (Figuras 3a y 3f) con potencias que varían desde 0.10 a 1.50 m. Los cuerpos integrados por la litofacies SpE1 presentan potencias de hasta 10 m y están limitados por superficies planas de muy bajo ángulo (4°). Los *sets* de estratificación entrecruzada presentan alternancia de depósitos de caída y de flujo de granos (Figura 4b) y en la base de las caras frontales se disponen niveles de óndulas en geometría tangencial a la base. En el techo, el elemento exhibe mayor consolidación e incluye grandes bioturbaciones cilíndricas tabulares (hasta 25 cm de largo y 5 cm de ancho), estructuras en bloques, moteados e importantes estructuras deformacionales asociadas al crecimiento de raíces. Estos rasgos obliteran, en algunos casos, hasta 1.5 m de potencia de la estratificación entrecruzada de gran escala.

El apilamiento de estos cuerpos se caracteriza por una dirección de paleocorrientes constante hacia el SO (Figura

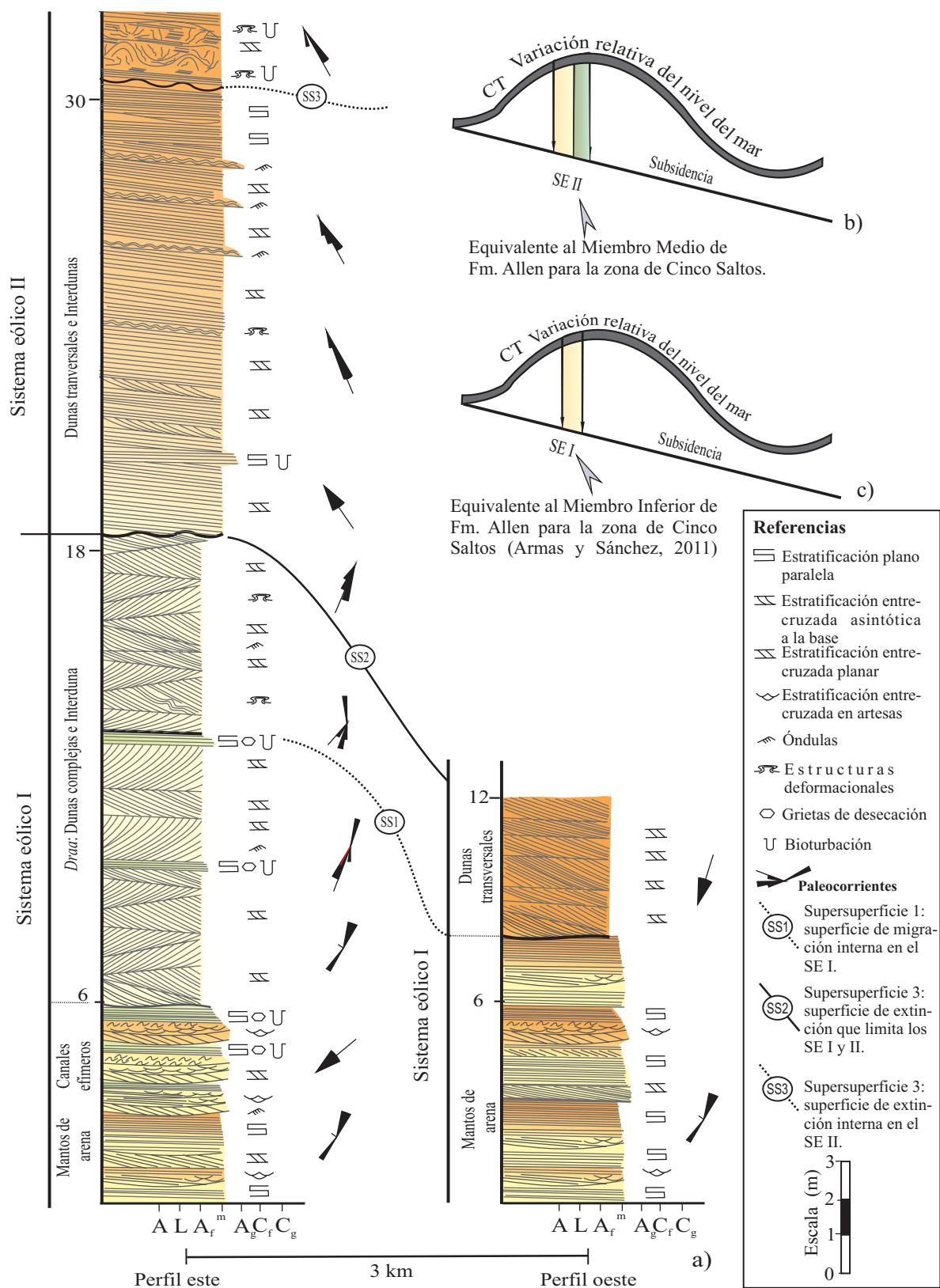


Figura 2. a) Perfil sedimentológico de detalle de la Formación Allen en el área de Paso Córdoba, Río Negro. El perfil de rumbo E-O representa los sectores extremos de la sección estratigráfica relevada de 3 km de extensión; b) y c) curvas de subsidencia y variación relativa del nivel del mar, para la zona de B de cuencas de antepaís según el modelo de Posamentier y Allen (1993), modificado de Armas y Sánchez (2011) para la correlación de los sistemas eólicos con los miembros inferior y medio de la Formación Allen en el área de Cinco Saltos, Río Negro.



Tabla 1. Descripción e interpretación de litofacies.

<i>Litofacies</i>	<i>Descripción</i>	<i>Potencia (m)</i>	<i>Interpretación</i>
GmE	Conglomerados finos clasto soportados, masivos con buena selección con tamaño máximo de clasto (TMC) de 2.5 mm.	0.05 a 0.07	Depósitos residuales vinculados con procesos de deflación asociados con fuertes vientos que actúan sobre los flancos de la duna o en el área de interduna (Mountney y Russell, 2009).
SpE1	Areniscas medianas a finas con estratificación entrecruzada planar de gran escala y tangencial a la base. La selección es moderada, los <i>sets</i> son tabulares e internamente son no gradados o inversamente gradados. Los flujos de granos de menor potencia son de mayor granulometría, con menos empaquetamiento, deformados y muy cementados. Las terminaciones de las caras frontales son tangenciales y con geometrías linguoides.	12	Migración de grandes dunas eólicas asociada con procesos de caída de granos y de flujo de granos (Hunter, 1977). La variación en el tamaño de grano de estos últimos sugiere procesos de selección de arena durante el transporte y luego la caída de granos. La mayor cementación de los flujos de granos se debe a que la mayor porosidad primaria por mayor granulometría permite la precipitación de soluciones cementantes. El pobre empaquetamiento es debido al rápido depósito y a variaciones en el tamaño de grano por fluctuaciones en la intensidad del viento.
SpE2	Areniscas medianas con estratificación entrecruzada planar de mediana escala y tangencial a la base. Los <i>sets</i> son acunados y las caras frontales son asintóticas a la base y presentan laminación con gradación inversa o sin gradación.	1.6	Migración de dunas de mediana escala y preservación de pie de duna. La gradación inversa resulta de procesos de flujo de granos (Allen, 1984).
ShE	Areniscas medias a finas con estratificación plano paralela. La selección es moderada y los <i>sets</i> presentan gradación inversa.	0.06 a 0.50	Migración de ondulas eólicas o aplanamiento de ondulas pre-existentes a causa de los fuertes vientos (Hunter, 1977).
SrE	Areniscas medianas a finas con laminación de ondulas escalantes, con selección moderada	0.05 a 0.07	Laminación trasladante con ángulo de trepada subcrítico, por procesos de tracción a lo largo de superficies subhorizontales (Hunter, 1977).
StF	Areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesas. Con selección moderada.	0.30	Migración de formas de lecho subácuas con crestas sinuosas y/o linguoides (Miall, 1996).
SpF	Areniscas medianas con estratificación entrecruzada planar. Con selección moderada.	0.50	Migración de formas de lecho subácuas de crestas rectas, asociadas con barras transversales u oblicuas (Miall, 1996).
ShF	Areniscas medianas con estratificación plano paralela. Con selección moderada.	0.15	Depósito a partir de flujos de alto régimen (Miall, 1996).
SrF	Areniscas finas con laminación en ondulas escalantes. Con selección moderada.	0.20	Depósito a partir de flujos de baja energía y procesos de tracción-decantación (Miall, 1996).

2a) y una fuerte intensidad de buzamiento de las caras frontales (Figura 4a).

Este elemento arquitectural presenta una extensión lateral que supera los 400 m y el apilamiento de las unidades le confiere una potencia máxima de hasta 20 m.

**Interpretación.** Las litofacies que integran este elemento arquitectural, su geometría, la unimodalidad de las paleocorrientes, el alto buzamiento de la estratificación entrecruzada planar y el buen desarrollo de estratos de flujo de grano (Figura 4b) permiten definir estos depósitos como grandes dunas crecientes de crestas rectas (Ross, 1983; Scherer y Goldberg, 2010; Rodríguez-López *et al.*, 2012a). La potencia y extensión lateral de los depósitos de flujos de granos que presentan internamente la litofacies que constituyen este elemento, evidencian el desarrollo de extensas caras de avalanchas, y los depósitos de caída sugieren el depósito en la zona de separación de flujo (Hunter, 1977; Scherer y Goldberg, 2010). El desarrollo de laminación en ondulas (SrE) en la base de las caras frontales señala el retrabajo de vientos secundarios en el pie de las grandes dunas.

Las asociación de estructuras de pronunciada pedo-

génesis (bioturbación, estructuras en bloques, moteados y trazas de raíces) que caracteriza el tope de estas grandes dunas evidencian períodos de estabilización (Kocurek, 1981; Kocurek, 1988; Kocurek y Havholm, 1993; Rodríguez-López *et al.*, 2012a).

### ***Dunas complejas de crestas sinuosas***

Este elemento presenta una compleja arquitectura interna y está compuesto por *sets* de estratos de potencia muy variable entre 0.30 y 1.20 m incluyendo la litofacies SpE2 (Figuras 3c y 3d) y en la base la litofacies SrE (Figura 3f). Estos cuerpos se disponen apilados y conforman geometrías tanto tabulares como dómicas. Están limitados por superficies horizontales erosivas irregulares o planares suavemente inclinadas (entre 4° y 6° hacia el NE), paralelas a los *sets*. Estas superficies presentan niveles de óxidos y bioturbaciones cilíndricas, que en algunos casos truncan los estratos. Una de las principales características de este elemento es la gran variabilidad en la dirección de buzamiento de las caras frontales, así como también sus terminaciones angulares o tangenciales, presentando en

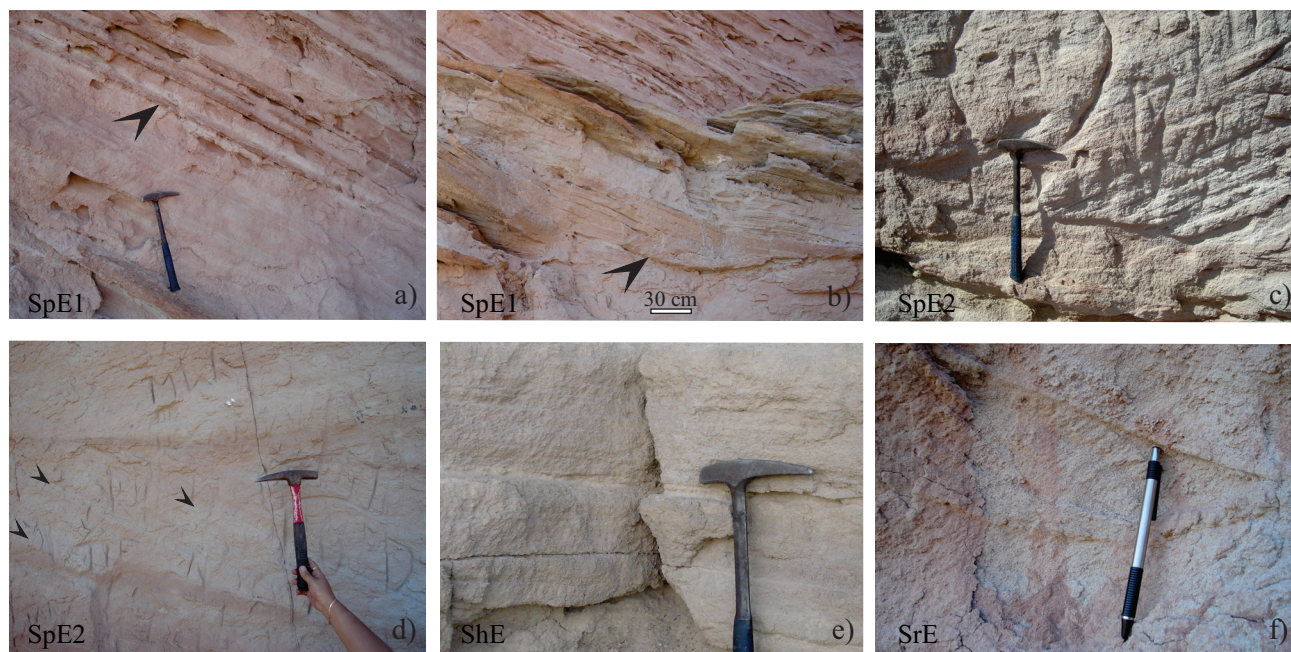


Figura 3. Litofacies de origen eólico. a) Litofacies SpE1, se indican los estratos de flujos de granos con mayor cementación de menor potencia; b) terminación con geometría linguoide de estratos de la litofacies SpE1; c) litofacies SpE2 con terminación tabular; d) litofacies SpE2 tangencial a la base con láminas de flujos de granos; e) litofacies ShE; f) litofacies SrE.

este último caso rasgos deformationales. Los datos de paleocorrientes sugieren direcciones predominantes desde el NE y una dirección subordinada desde SSO-SO (Figura 2a). Este elemento arquitectural alcanza hasta 12 m de potencia y una continuidad lateral de 300 m.

**Interpretación.** La compleja arquitectura interna que presenta este elemento sugiere el crecimiento y migración de dunas de variadas dimensiones y con distinto grado de

preservación. Los estratos con SpE2 son interpretados como dunas crecientes de crestas sinuosas con preservación del pie de duna (Figuras 4c y 4d), cuya estrecha relación con SrE indica el retrabajo por vientos secundarios (Rodríguez-López *et al.*, 2012a). El bajo ángulo de las superficies limitantes, las variaciones en el buzamiento de las caras frontales, las distintas potencias que presentan los cuerpos sugieren que formas de menor escala migraron en dirección oblicua a la

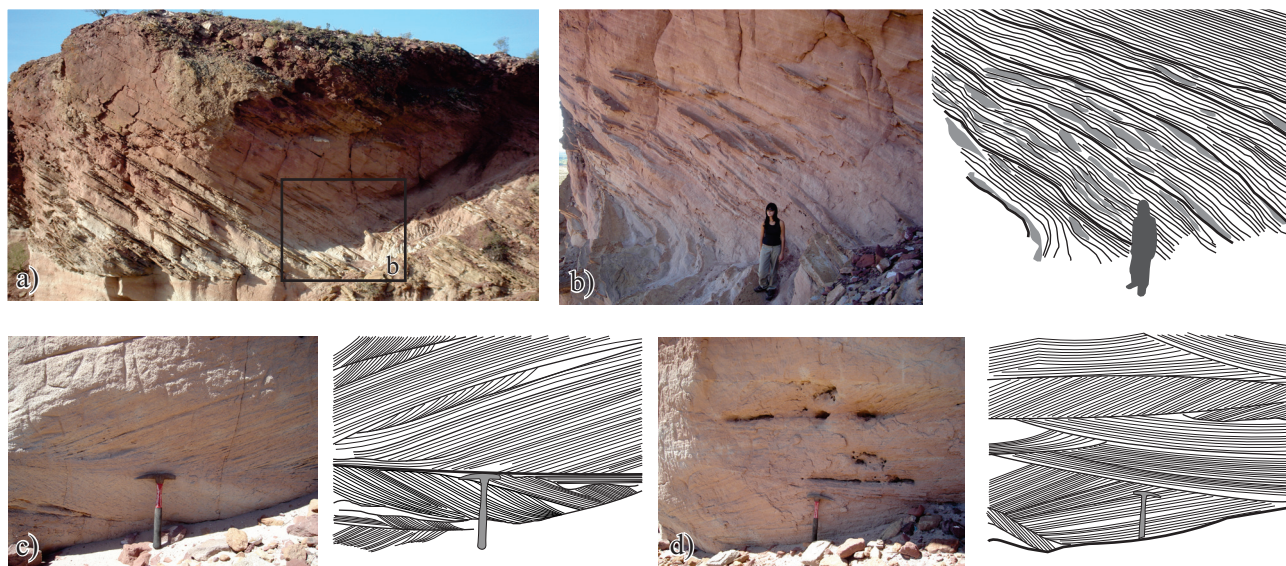


Figura 4. a) Depósitos de dunas eólicas crecientes de crestas rectas; b) detalle del área recuadrada en (a) donde se observan estratos con geometría lenticular, producto de flujos de granos en las caras de avalancha; c) y d) depósitos de dunas complejas de crestas sinuosas; se observa la preservación del pie de duna.



línea de cresta de las dunas de mayor escala, sobre la cara de sotavento. Las superficies limitantes erosivas pueden tener origen en procesos de deflación generados durante períodos de bajo nivel freático o acción de vientos subsaturados en arenas. Cuando están asociadas con intensa bioturbación se interpretan como superficies de estabilización del campo de dunas (Fryberger, 1993; Rodríguez-López *et al.*, 2012a).

### **Interduna seca**

Este elemento está integrado por las litofacies ShE (Figura 3e) y hacia el tope la litofacies SrE (Figura 3f). Conforman depósitos con forma tabular (Figura 5a) y acuña-da, limitados por superficies planares y netas que truncan los *sets* de estratificación entrecruzada. Este elemento alcanza hasta 1 m de espesor y 20 m de continuidad lateral.

**Interpretación.** Las litofacies presentes en este elemento caracterizan a ambientes de depósito por migración de óndulas eólicas en áreas de interduna (Ahlbrandt y Fryberger, 1981; Mountney, 2006). Los límites netos y planos se interpretan como superficies de truncamiento debidas a procesos de deflación o a la propia dinámica de migración y superposición de diferentes sistemas de dunas. La ausencia de rasgos pedogenéticos y la escasa presencia de bioturbación permiten interpretar condiciones secas para este ambiente de interduna.

### **Interduna húmeda**

Este elemento está integrado por la litofacies ShE y la litofacies SrE. Los cuerpos presentan geometría tabular de hasta 1 m de potencia limitados por superficies planares y netas. Las unidades están fuertemente bioturbadas por organismos y raíces, se observan trazas tales como *Palaeophycus* y *Skolithos*; además, se distinguen niveles ondulados de limoarcillitas de 0.03 m de espesor, y en el tope, grietas de desecación (Figura 5b) y superficies de adhesión (Figura 5c). Es característico el pasaje lateral y

la interdigitación de los depósitos de duna y pie de duna con este elemento. El apilamiento de las unidades de este elemento alcanza hasta 4.5 m de espesor y hasta 20 m de continuidad lateral.

**Interpretación.** Las litofacies que integran este elemento arquitectural y su asociación con los depósitos de dunas, permiten definirlo como depósito de interduna. La abundante bioturbación evidencia condiciones húmedas para la supervivencia de organismos, además las láminas onduladas de limoarcillitas sugieren el desarrollo de pequeños cuerpos de agua en los que se produce la decantación de limoarcillitas. Por otra parte, la presencia de grietas de desecación en el tope sugiere periodos alternantes de condiciones húmedas y secas. Estas áreas de interduna húmeda se forman por la acumulación de agua en la interduna luego de precipitaciones inusuales o por aumento del nivel freático provocado por las inundaciones fluviales (Langford y Chan, 1989; Mountney, 2012).

### **Elemento de mantos de arenas**

Este elemento está compuesto por las litofacies ShE y SrE principalmente y en menor proporción SpE2 de pequeña escala. Las areniscas con estratificación horizontal presentan internamente láminas inversamente gradadas y en algunos casos laminación por caída de granos y flujos de granos. Este elemento incluye trazas de raíces, bioturbaciones cilíndricas verticales del tipo *Skolithos* y en la superficie estratal *Palaeophycus* y estructuras de adhesión. Conforman cuerpos lenticulares y tabulares (Figura 5d) cuyas unidades alcanzan 0.70 m de potencia, limitados por superficies onduladas y, en algunos casos, interdigitados con depósitos de corrientes efímeras descritas a continuación. La potencia total que alcanza este elemento arquitectural es de 3 m y la extensión lateral es de 5 km.

**Interpretación.** Las características de este elemento permiten interpretarlo como mantos de arena (*sand sheets*)



Figura 5. a) Interduna seca; b) grietas de desecación en depósitos de interduna húmeda; c) superficie de adhesión en depósitos de interduna húmeda; d) depósitos de mantos de arena indicados por las flechas blancas y depósitos de corrientes efímeras señalados por las flechas negras.

que se asocian con áreas de bajo relieve y con geometrías de dunas poco definidas (Fryberger *et al.*, 1979; Rodríguez-López *et al.*, 2012b). Las estructuras sedimentarias que presentan sugieren laminación trasluciente con ángulo de trepada subcrítico formado por la migración de ondulas eólicas (Hunter, 1977). Los escasos niveles de flujo de grano y lluvia de grano representan el avance de las caras de avalancha de dunas de pequeña escala. El desarrollo de los mantos de arena está controlado por una variedad de factores, siendo el más importante el suministro y la disponibilidad para el transporte (Kocurek y Nielson, 1986; Breed *et al.*, 1987; Khalaf, 1989; Mountney, 2006). Éstos se generan en condiciones de bajo suministro, altos niveles freáticos o proximidad a las superficies de cementación, los cuales inhiben la formación de dunas eólicas (Kocurek y Nielson, 1986). Las trazas de raíces y bioturbaciones sugieren presencia de vegetación, la cual restringe los movimientos de arena y el crecimiento de las dunas (Kocurek y Nielson, 1986).

### **Elemento de corriente efímeras**

Este elemento incluye principalmente a las litofacies ShF y SrF, y en menor medida presentan el desarrollo de las litofacies StF y SpF de pequeña escala. Los cuerpos de arenisca se encuentran apilados, limitados por superficies erosivas y tope ondulado asociado con bioturbaciones. Los datos de paleocorrientes sugieren paleoflujos con direcciones hacia el SO (Figura 2a). Este elemento presenta tanto geometría tabular como lenticular, alcanza hasta 0.70 m de potencia, más de 3 m de continuidad lateral y se interdigita con los depósitos de mantos de arenas (Figura 5d).

**Interpretación.** Las litofacies que integran este elemento, el apilamiento de las unidades y la base erosiva que lo caracteriza permite interpretarlo como eventos de descargas en distintos pulsos mediante flujos canalizados o en manto de alto régimen donde se genera la estratificación plano paralela (ShF). La presencia de bioturbaciones en el tope sugiere la actividad de organismos durante lapsos de exposición subaérea. La presencia subordinada de SpF y StF sugiere la migración corriente abajo de barras transversales de crestas sinuosas y rectas por posible aumento de la profundidad de agua que permite el pasaje de condiciones de alto a bajo régimen y generación de formas de lecho. Estas características son propias de corrientes fluviales de carácter efímero, los cuales responden a eventos de fuertes descargas bajo condiciones de alta variabilidad estacional.

## **SISTEMAS DE DEPÓSITO**

### **Sistema Eólico I (SE I)**

Este sistema está representado por la asociación de depósitos de mantos de arena, corrientes fluviales efímeras, depósitos de interduna seca y húmeda, y depósitos de dunas complejas de crestas sinuosas. Estos últimos presentan una

gran complejidad en la asociación de macroformas y mesoformas de crestas sinuosas y rectas, sugiriendo el desarrollo de *draas* con formas sobreimpuestas (Figura 6). A partir de la asociación y relación espacial que presentan los elementos arquitecturales se definen dentro de este sistema una sección inferior y una superior limitada por una supersuperficie que se describe a continuación.

En la sección inferior del sistema se presentan muy bien preservados los depósitos de mantos de arena con superficies altamente bioturbadas evidenciando pausas en la sedimentación. Estos depósitos de mantos de arenas a su vez se encuentran asociados al elemento de corrientes efímeras sugiriendo que fueron invadidos por eventos de inundación con paleoflujos provenientes desde el SO (Figura 2a), según los datos de paleocorrientes obtenidos. Es característico en la sección inferior de este sistema la alta ocurrencia de superficies de estabilización marcadas por contactos netos planares entre unidades sucesivas de mantos de arena, lo cual refleja una importante influencia del nivel freático controlando la deflación a un nivel cercano a la superficie de depósito (Stokes, 1968).

Limitando en el tope a la sección inferior del SE I, se reconoce una supersuperficie de migración (SS1; Figura 2a, 7a 7c) del campo de dunas (Kocurek, 1988) sobre la cual se depositó la sección superior del sistema. Esta sección está constituida por mantos de arena, dunas construyendo *draas* limitados por superficies de trepada (Figura 7c) (Rubin y Hunter, 1982; Mountney, 2002) con un ángulo de buzamiento de 4° hacia el O, y depósitos de interduna. Las dunas presentan superficies limitantes de distinto orden (Brookfield, 1977; Kocurek, 1996), entre las que se reconocen numerosas superficies de crecimiento o reactivación (Fryberger, 1993; Figura 6) que evidencian variaciones en la dirección de los paleovientos o suministro durante el avance de la duna. En otros casos se identifican superficies de truncamiento asociadas a cambios estacionales en la dirección e intensidad de los vientos (Figura 6). También se observan superficies limitantes mayores erosivas que registran la migración de las dunas sobre otras más antiguas, y que se interpretan como superficies de superposición (Kocurek, 1996). Además, se identificaron superficies de estabilización asociadas a periodos húmedos, donde el incremento de las precipitaciones condicionan el ascenso del nivel freático, el desarrollo de matas y la actividad de organismos infaunales (Andrews, 1981).

Los depósitos de interduna se encuentran mayormente desarrollados en la base de esta sección superior; constituyen lentes como continuidad con depósitos de pie de duna o como unidades tabulares o acuñadas entre las dunas. Por otra parte, las grandes dunas son gradualmente reemplazadas hacia el oeste por extensos mantos de arena, sugiriendo la proximidad a los bordes de este SE I.

El registro del SE I alcanza 20 metros de espesor y su continuidad lateral supera los 3 km. De acuerdo con los datos obtenidos de paleocorrientes (Figuras 2a y 6), los paleovientos dominantes provenían del NE y de modo subordinado



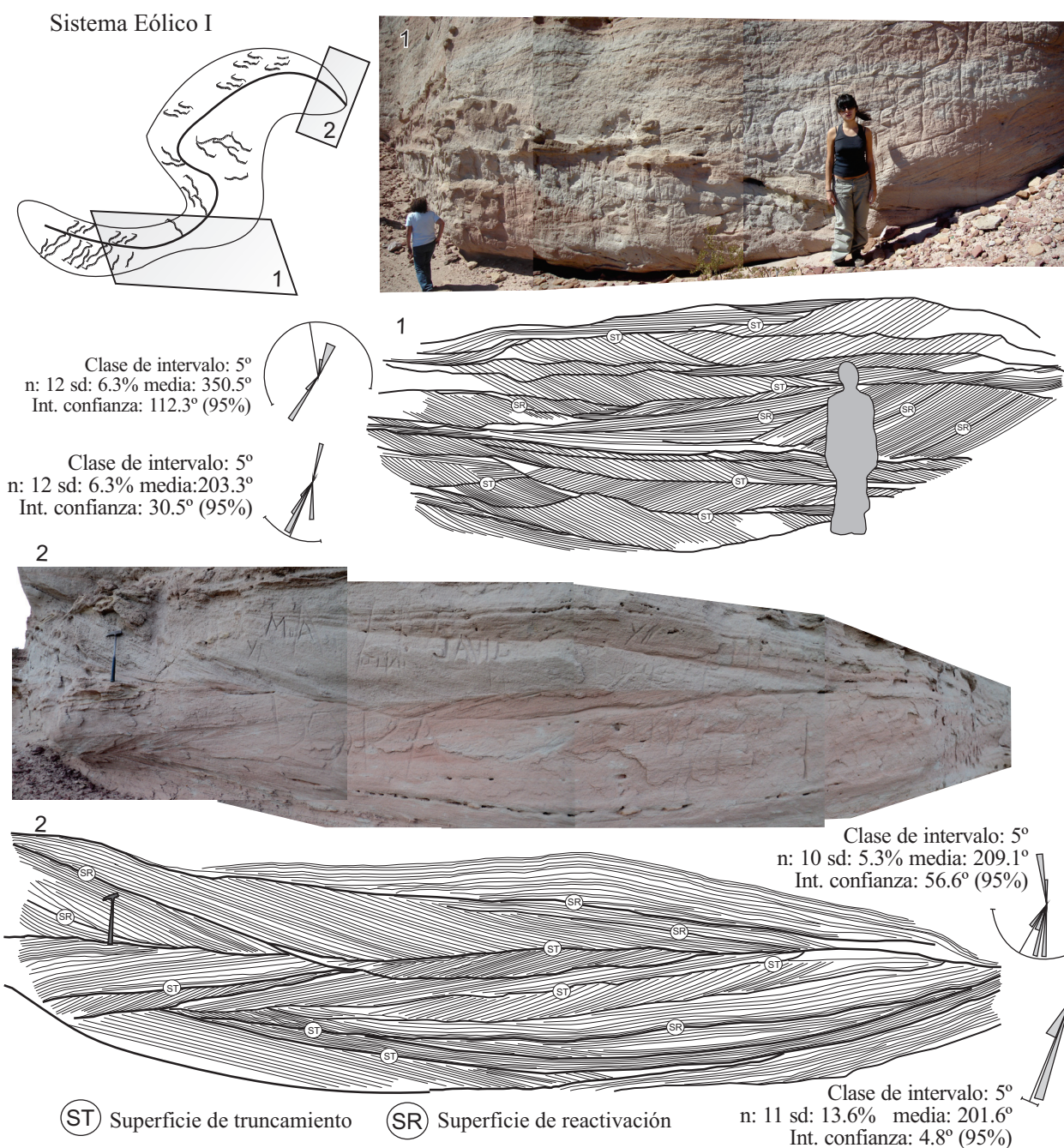


Figura 6. Sistema Eólico I. Esquema del *draas* complejo de cresta sinuosa. En los mapeos se observan las superficies de truncamiento y reactivación.

del SSO. Considerando la distribución espacial, el arreglo vertical de los elementos arquitecturales de este sistema, y la escasa preservación de depósitos de interduna hacia los niveles superiores, se interpreta que la tasa de migración viento abajo (Kocurek, 1996) fue mayor que la tasa de agradación. Además, la preservación de la transición desde depósito de avalancha a depósitos de pie de duna (Figuras 4c, 4d y 6) sugiere una geometría más lineal para los *draas* (Scherer, 2000; Mountney, 2006).

El SE I presenta en el tope una supersuperficie SS2 (Figuras 2a y 7c) (Kocurek, 1988), la cual es más notoria en

los afloramientos del sector oeste del área de estudio (Figura 7b). Ésta se define como una superficie de extinción, que marca la contracción o desaparición del sistema debido a factores alocíclicos (Kocurek, 1988) y establece el límite entre el SE I y el SE II.

### Sistema Eólico (SE II)

Este sistema está integrado por varios campos de dunas eólicas crecientes de crestas rectas, con una perfecta



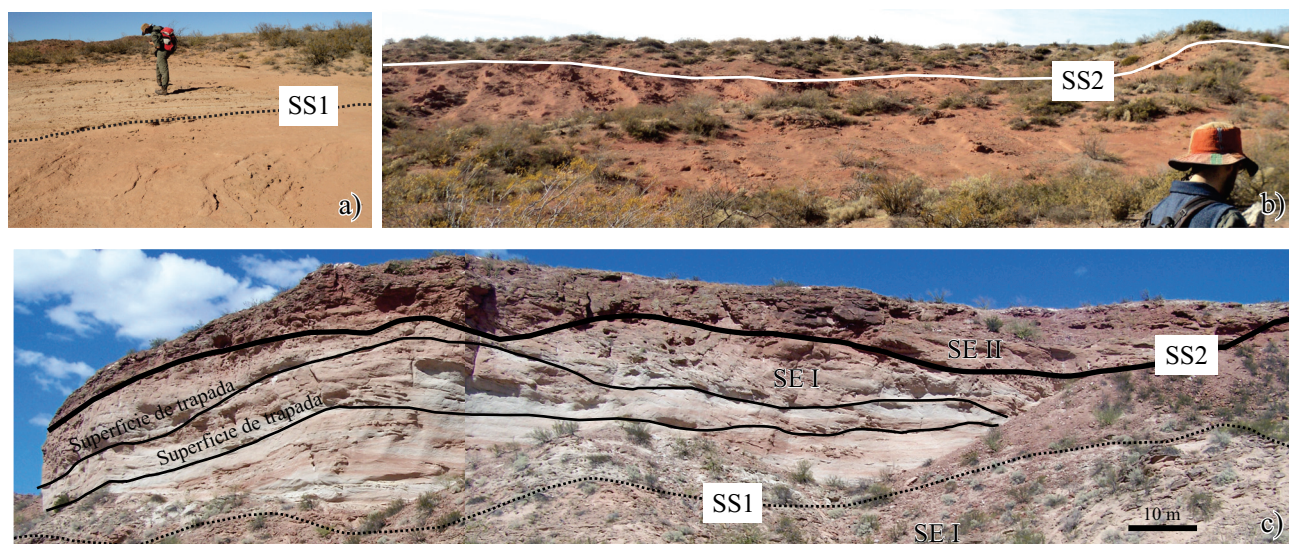


Figura 7. a) Exposición de caras de avalanchas en un corredor de interduna cubierto por depósitos de mantos de arena separados por una supersuperficie de migración (SS1; Kocurek, 1988) en el SE I; b) superficie de extinción (SS2); c) supersuperficies (SS) y superficies de trepada identificadas en el Sistema Eólico I.

preservación de las caras de avalanchas (Figura 8), y por la presencia de facies de interduna húmeda interdigitadas. Los campos de dunas que conforman este sistemas están limitados por extensas superficies de trepada (Figuras 9a y 9b) con buzamiento hacia el NE, sugiriendo una dirección de migración del campo hacia el SO. Internamente, los depósitos presentan *sets* de hasta 1 m de potencia limitados por superficies de superposición. Los depósitos de deslizamiento de las dunas y las extensas lenguas de flujos de granos de este sistema presentan importantes rasgos de deformación frágil y frágil-dúctil, tal como fallas rotacionales y deslizamientos de pequeña y mediana escala asociados a movimientos de masas con cierta cohesión, generados durante eventos de fuertes precipitaciones (Loope, 2006).

Dentro de los campos de dunas es común la presencia de superficies de reactivación (Figura 8), que sugieren variaciones en la dirección de los paleovientos (Fryberger, 1993; Scherer y Goldberg, 2010), y extensas superficies de truncamiento (Figura 8), asociadas con procesos de deflación, y cubiertas por formas menores, las cuales en algunos casos sugieren vientos reversos. Esto último se evidencia también en los depósitos de pie de duna, en los cuales es normal la presencia de óndulas de viento con dirección de la cresta oblicua a la dirección de avance de la duna. El pie de duna se encuentra muy bien preservado, y es característica la deformación de la estratificación asintótica a la base y el pasaje a la interduna húmeda asociada a extensas superficies de estabilización (Figura 9a), en algunos casos corrugadas, vinculadas con la acción del nivel freático. En la sección superior del sistema, la estratificación entrecruzada planar queda fuertemente obliterada debido a que se incrementa la densidad de trazas de organismos y bioturbaciones de raíces, evidenciando una importante cobertura de vegetación en las regiones superiores del flanco y de la cresta de las grandes

dunas. Este tipo de preservación le otorga la geometría cómica a la parte superior del sistema, donde también se reconoce la superficie de extinción SS3 (Figuras 9a y 9b). El SE II presenta hasta 15 m de potencia total y, de acuerdo con la distribución espacial de los elementos arquitecturales y al relevamiento de datos de paleocorrientes, este gran sistema de dunas crecientes de crestas rectas se disponía con una orientación N-S, con la dirección general de avance de dunas hacia el S-SSE (Figuras 2a y 8).

## EVOLUCIÓN Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LOS SISTEMAS EÓLICOS

En la zona estudiada en este trabajo, la Formación Allen se inicia con depósitos de cara de playa proximal (Figura 10a), sobre los cuales yacen las sucesiones eólicas definidas. Entre ambos ambientes se reconoce una superficie de erosión marcada S1 (Figura 10a) (Armas, 2011). La misma señala el cambio de ambiente de cara de playa a un ambiente eólico afectado por la acción de corrientes efímeras (SE I), que se adjudica a un cambio en el nivel de base en el área y se interpreta como una superficie de *by-pass*. Esta superficie S1 sugiere vientos subsaturados de sedimentos, relacionados con baja a nula disponibilidad desde el área fuente situada al noroeste, la cual fue inundada durante el desarrollo del cortejo transgresivo representado por barras de mareas (Barrio, 1990; Armas y Sánchez, 2011). El SE I registra el establecimiento de un campo de dunas con una activa migración relacionada con paleovientos provenientes del área cratónica ubicada al norte (Figuras 10b, 10c y 10d). Por otro lado, una característica destacable es el bajo ángulo de trepada subcrítico positivo y constante



Sistema eólico II

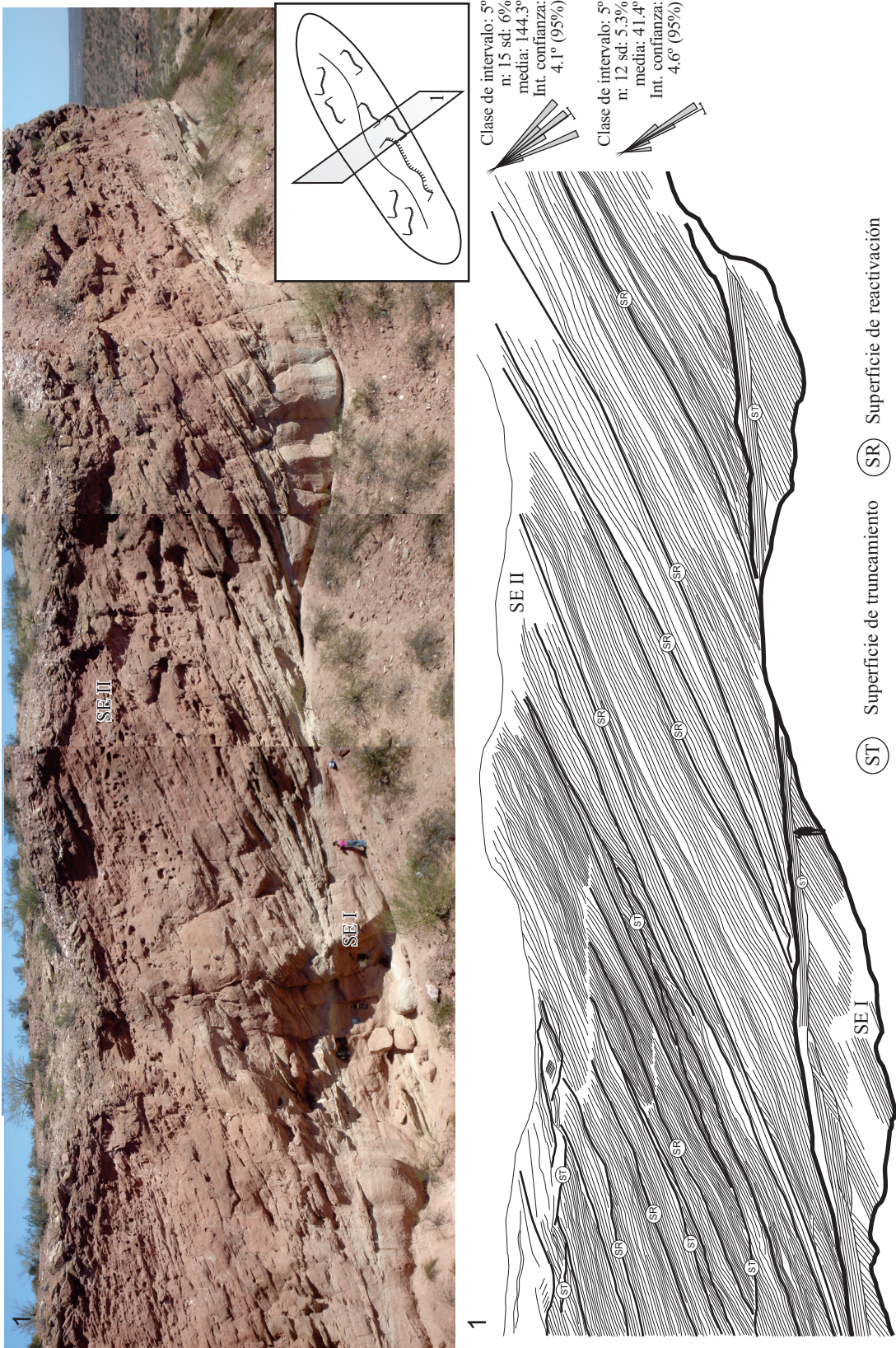


Figura 8. Sistema Eólico II. Esquema de las dunas crecientes de crestas rectas. En los mapeos se observan las superficies de truncamiento y reactivación.



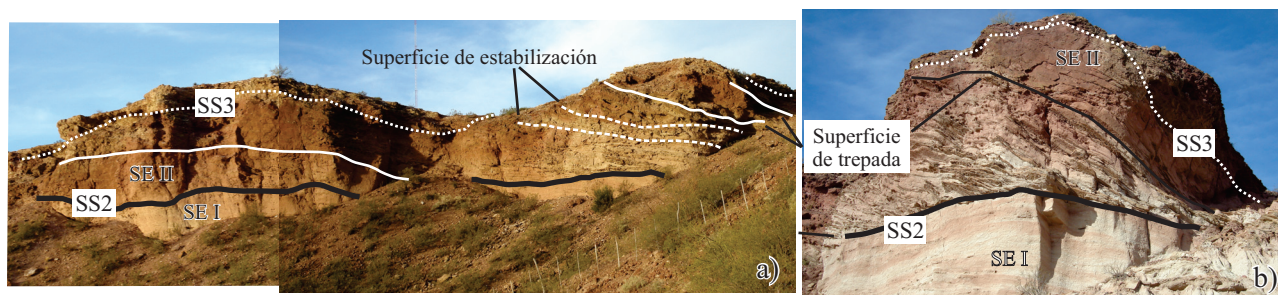


Figura 9. a) y b) Supersuperficies de extinción (SS2 y SS3), superficies de trepada y superficies de estabilización identificadas en el Sistema Eólico II.

que exhibe este SE I; con depósitos de interduna aislados. La geometría de los campos de dunas se atribuye a un nivel freático constante a poca profundidad en condiciones de lenta subsidencia (Kocurek y Havholm, 1993). El nivel freático somero, o la ubicación de la franja de capilaridad, garantizó la humedad en el ámbito de interduna y previno la deflación incrementando la preservación de la interduna. Sin embargo, la provisión constante de arena permitió la migración activa de las formas complejas. Probablemente una disminución progresiva en el suministro y un incremento en la deflación asociado con un descenso en el nivel freático (Crabough y Kocurek, 1993; Loope, 1985) generó la extensa supersuperficie (SS1; Figura 10f), a la que se asocia una disminución en la preservación de depósitos de interduna, escaso desarrollo de corrientes efímeras y mantos de arenas. Se estima que un cambio climático de corto término, asociado a una disminución de precipitaciones, pudo haber influido en esta etapa. Un incremento en la disponibilidad y suministro fueron variables de control importantes en la variación de las geometrías eólicas e instalación de los *draas* sobre la superficie de migración SS1 en el SE I. El ángulo de trepada de las dunas es variable y es posible que los cambios del nivel freático resultaran en eventos periódicos de humedecimiento y secado de la superficie de interduna, generando expansión y contracción de estas áreas (Mountney, 2002) e inhibiendo el registro de las mismas por intensa deflación. El tope del SE I está limitado por una supersuperficie (SS2) de carácter profusamente erosiva de más de 3 km de continuidad lateral (Figura 10f) que es asociada a un episodio de cambio en el nivel de base y un estadio inicial con vientos subsaturados de sedimentos. Sobre esta supersuperficie SS2 se desarrolla el SE II, que se caracteriza por un cambio en la dirección de los paleovientos acompañando por un cambio en el estilo de depósito eólico (Figuras 10b y 10e).

El SE II corresponde a dunas crecientes de crestas rectas, sugiriendo una disminución relativa en la provisión de sedimentos con respecto al sistema de *draas* infrayacente. La presencia de numerosas superficies de estabilización sobre las caras de deslizamiento y el desarrollo de formas menores sobreimpuestas con direcciones de avances opuestas u oblicuas a la dirección principal de migración, sugieren paleovientos secundarios, cargados de humedad,

provenientes desde el océano, al S y SE (Figura 10e). La estacionalidad climática y un nivel freático estable pudo contribuir a la estabilización del campo de dunas por largos periodos que favorecieron la actividad de organismos; el desarrollo de una supersuperficie de extinción SS3 reconocida en el tope es asociado con la desaparición del sistema (Kocurek, 1988).

## DISCUSIÓN

El inicio de la ingresión atlántica se encuentra en el tope de la Formación Anacleto, con el desarrollo de un ambiente estuárico, mientras que la Formación Allen se considera el registro del cortejo transgresivo (Figuras 2b y 2c) en el área de Cinco Saltos (Armas y Sánchez, 2011). La ubicación dentro del antepaís andino sugiere que estas dunas constituyen el relleno de la cuenca periférica, en condiciones de baja subsidencia, durante un estadio de cuenca sobrealimentada (Yang y Miall, 2010), donde el incremento del espacio de acomodación hacia el mar es el resultado del progresivo ascenso del nivel del mar (Figuras 2b y 2c), considerando la ubicación del área de estudio en la Zona B de cuencas de antepaís según el modelo de Posamentier y Allen (1993). Sobre la base de correlaciones regionales es posible considerar que se desarrolló concomitantemente con las barras de marea definidas en el área de Cinco Saltos por Armas y Sánchez (2011), por lo tanto se las incluye en el cortejo transgresivo definido para esa área por dichas autoras (Figura 2c). La asociación con depósitos de playa hacia el sur, su geometría lineal y continua en dirección N-S, y su correlación con los depósitos de mareas de la región de Cinco Saltos, permite afirmar que las dunas se desarrollaron en ambiente costero. Se estima entonces que las fajas reconocidas de distintos tipos de dunas y depósitos de mantos de arenas, como así también su disposición espacial han sido controlados por la geometría de la costa (Figuras 10c y 10d).

El SE II yace sobre una supersuperficie (SS2) que se relaciona con un cambio en el nivel de base, y se corresponde con la superficie de máxima inundación que está definida en la región de Cinco Saltos para el tope del miembro inferior de la Formación Allen (Figura 2b, Andreis *et al.*,

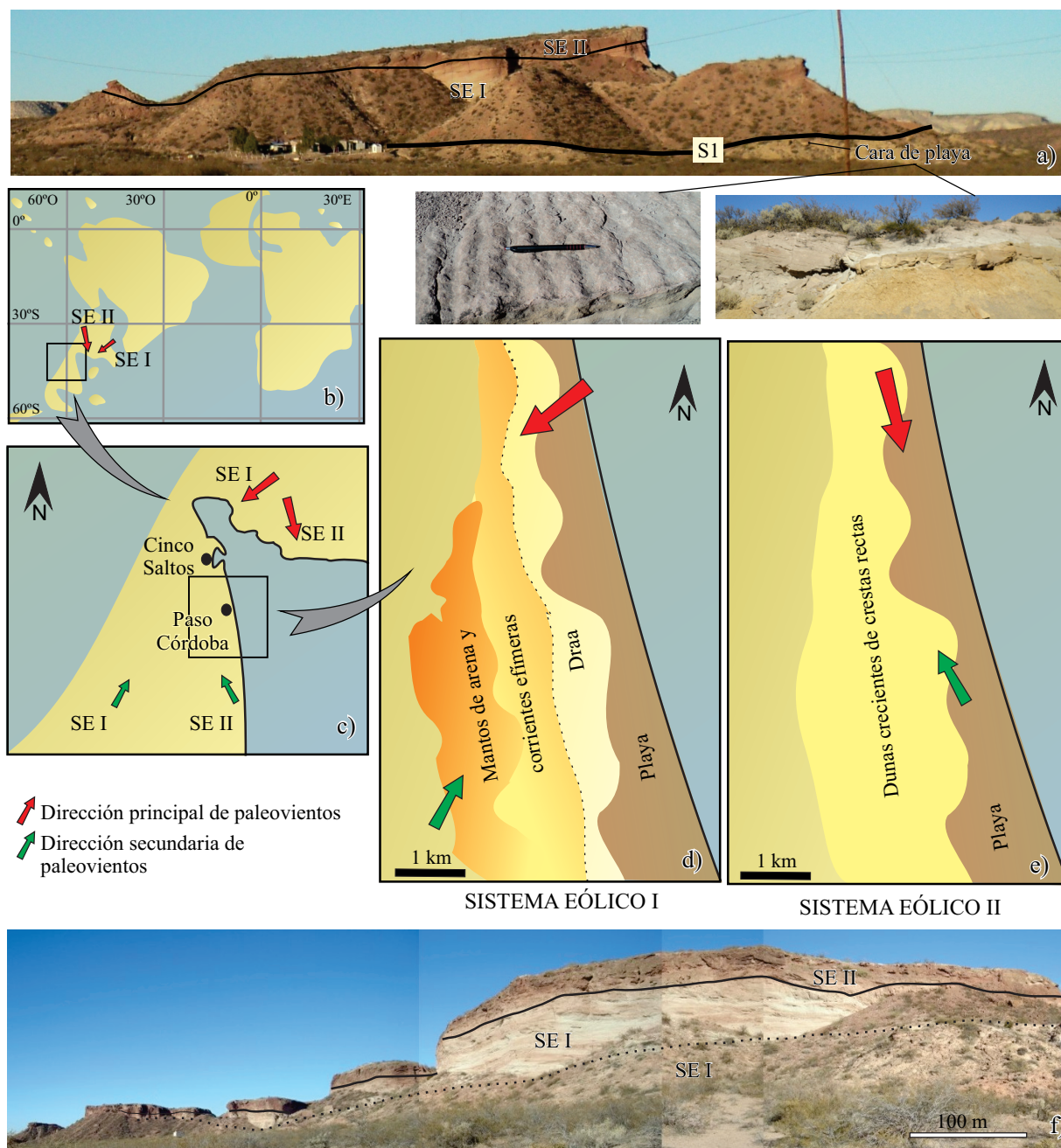


Figura 10. a) Afloramientos de los sistemas eólicos I y II yaciendo sobre los depósitos de cara de playa, sobre una superficie S1; b) reconstrucción paleogeográfica para el Cretácico Superior según Sellwood y Valdés (2006) y ubicación del área estudiada; c) detalle del área estudiada señalada en (b) con la geometría de la línea de costa; d) mapa de distribución de facies para el SE I; e) mapa de distribución de facies para el SE II; f) afloramientos de los sistemas eólicos I y II y supersuperficies limitantes.

1974; Uliana y Dellapé, 1981; Barrio, 1990). El suministro durante el depósito del SE II provino del sector central de la cuenca, y se lo correlaciona (Figura 2b) con el tramo medio de la Formación Allen en Cinco Saltos (Andreis *et al.*, 1974; Uliana y Dellapé, 1981; Barrio, 1990; Armas y Sánchez, 2011). Teniendo en cuenta la dirección de los paleovientos, puede estimarse que el almacenamiento de sedimentos en el área fuente alcanzó volúmenes elevados, sin embargo, la disponibilidad era baja a nula debido a condiciones de

alto nivel relativo del mar que inundó las potenciales áreas de provisión al norte y noreste del área de estudio (Figuras 10b y 10c).

## CONCLUSIONES

De acuerdo con el análisis sedimentológico de detalle y el análisis de litofacies realizados para la Formación Allen,

en el área de estudio se definieron seis elementos arquitecturales: dunas crecientes de crestas sinuosas, dunas complejas de crestas rectas, interduna seca, interduna húmeda, mantos de arena y corrientes efímeras.

El SE I está conformado por corrientes efímeras, mantos de arena, depósitos de interduna, dunas crecientes de crestas sinuosas que conforman un *draas*. El análisis de paleocorrientes sugiere vientos principales provenientes del NE y una dirección subordinada del SSO.

A partir de una supersuperficie de extinción asociada a una disminución en la disponibilidad de sedimento se deposita el SE II. Este corresponde a depósitos de interduna húmeda y grandes campos de dunas crecientes de crestas rectas con una dirección de avance hacia el S-SSE. La característica baja disponibilidad del sistema y la dirección de los paleovientos se asocian con el incremento en las zonas inundadas al norte del área de estudio, según estudios realizados para el miembro medio de la Formación Allen en la zona de Cinco Saltos, vinculado a la ingresión del Océano Atlántico.

De acuerdo con la ubicación del área de estudio para el Cretácico Superior, se estima que ésta se encontraría en la zona distal de la cuenca de antepaís, y corresponde a la etapa sobrealimentada de la cuenca dinámica, en la cual la subsidencia es baja a neutra y el espacio de acomodación es compensado por el ascenso eustático.

## AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen a la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto (Argentina) por otorgar los subsidios para la elaboración de este trabajo. Además se agradece a CONICET y, por su colaboración para las tareas de campo a YPF S.A. y al Dr. Jorge Calvo, Lic. Stella Morra, Lic. J. Rossi, Lic. Gabriela Villalba y, de manera muy especial, a la Dra. Susana Heredia. También se hace extensivo el agradecimiento al Dr. J. Madhavaraju y otro árbitro anónimo por sus correcciones y sugerencias que contribuyeron a mejorar esta publicación.

## REFERENCIAS

- Ahlbrandt, T.S., Fryberger, S.G., 1981, Sedimentary features and significance of interdune deposits: SEPM Special Publication, 31, 293-314.
- Allen, J., 1984, Sedimentary Structures – their character and physical basis: Amsterdam, Elsevier, Developments in Sedimentology, 593 pp.
- Andreis, R.R., Iñiguez Rodríguez, A.M., Lluch, J.A., Sabio, D.A., 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, 83-104.
- Andreis, R.A., Ancibor, E., Archangelsky, S., Artabe, A., Bonaparte, J.F., Genise, J., 1991, Asociación de vegetales y animales en estratos del Cretácico Tardío del norte de la Patagonia: Ameghiniana, 8, 201-202.
- Andrews, S., 1981, Sedimentology of Great Sand Dunes National Monument, in Etheridge, F.G., Flores, R.M. (eds), Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration: Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31, 279-292.
- Armas, P., 2011, Informe de tesis doctoral (inédito): Río Cuarto, Argentina, Universidad Nacional de Río Cuarto, 42 pp.
- Armas, P., Sánchez, M.L. 2011, Análisis estratigráfico secuencial (Cretácico Superior) en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Argentina: Andean Geology, 38, 119-155.
- 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.
- Ballent, S.C., Carignano, A.P., 2008, Morphological abnormalities in Late Cretaceous and early Paleocene foraminifer tests (Northern Patagonia, Argentina): Marine Micropaleontology, 67, 288-296.
- Barrio, C.A., 1990, Paleogeographic control of Upper Cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, 3, 31-49.
- Breed, C.S., McCauley, J.F., Davis, P.A., 1987, Sand sheets of the E Sahara and ripple blankets on Mars, en Frost L.E., Reid I. (eds). Desert Sediments: Ancient and Modern: Oxford, Blackwell Scientific Publications, 337-359.
- Brookfield, M., 1977, The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones: Sedimentology, 24, 303-332.
- Carignano, A., Varela, J., 2011, Ostrácodos (Crustacea) de la Formación Allen (Cretácico Tardío), Cuenca Neuquina, Argentina: Revista Brasileira de Paleontología, 14, 169-178.
- Cobbold, P., Rossello, E., 2003, Aptian to recent compresional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina: Marine and Petroleum Geology, 20, 429-443.
- Crabough, M., Kocurek, G., 1993, Entrada Sandstone: an example of a wet aeolian system, en Pye, K. (ed.). The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary system: Geological Society Special Publication, 72, 103-126.
- Digregorio, J.H., 1972, Neuquén, en Leanza, A. F. (ed.), Geología Regional Argentina: Córdoba, Academia Nacional de Ciencias, 439-505.
- Digregorio, J.H., Uliana, M. A., 1980, Cuenca Neuquina, en Simposio de Geología Regional Argentina, Anales: Córdoba, Academia Nacional de Ciencias, 985-1032.
- Fryberger, S.G., 1993, A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA, en North, C.P., Prosser, J.D. (eds.), Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs: Geological Society London Special Publication, 73, 167-197.
- Fryberger, S.G., Ahlbrand, T., Andrews S., 1979, Origin, sedimentary features, and significance of lowangle eolian 'sandsheet' deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado: Journal Sedimentary Petrology, 49, 733-746.
- Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L., Veiga, G., 2005, The Neuquén Basin: an overview, en Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J., Schwarz, E., (eds.), The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics: Geological Society, London, Special Publication 252, 1-14.
- Hunter, R., 1977, Basic types of stratification in small eolian dunes: Sedimentology, 24, 361-387.
- Khalaf, F., 1989, Textural characteristics and genesis of the aeolian sediments in the Kuwaiti desert: Sedimentology, 36, 253-271.
- Kocurek, G., 1981, Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands: Sedimentology, 28, 753-780.
- Kocurek, G., 1988, First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - Bounding surfaces revisited: Sedimentary Geology, 56, 193-206.
- Kocurek, G., 1996, Desert aeolian systems, en Reading, H. (ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy: Oxford, Blackwell Scientific Publications, 125-153.
- Kocurek, G., Havholm, K., 1993, Eolian sequence stratigraphy – a conceptual framework. Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications, en Weimer, P., Posamentier, H. (eds.), American Association Petroleum Geology, Memoir 58, 393-409.



- Kocurek, G., Nielson, J., 1986, Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets: *Sedimentology*, 33, 795-816.
- Langford, R.P., Chan, M.A., 1989, Fluvial-aeolian interactions: Part II. Ancient systems: *Sedimentology*, 36, 1037-1051.
- Leanza, H., Apesteguía, S., Novas, F., de la Fuente, M., 2004, Cretaceous terrestrial beds from the Neuquén Basin (Argentina) and their tetrapod assemblages: *Cretaceous Research*, 25, 61-87.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1991, Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes, *en* McDonald D. (ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 12, 429-450.
- Legarreta, L., Uliana, M., 1999, El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. Facies sedimentarias: Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Geología Argentina*, 29, 399-432.
- Loope, D.B., 1985, Episodic deposition and preservation of eolian sands - a Late Paleozoic example from southeastern Utah: *Geology*, 13, 73-76.
- Loope, D., 2006, Dry-season tracks in dinosaur-triggered grainflows: *Palaos*, 21, 132-142.
- Miall, A., 1996, *The Geology of Fluvial deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*: Berlin, Springer-Verlag, 575 pp.
- Mountney, N., 2002, Facies Models for Wet Eolian Systems and Their Role in Predicting Permeability Barriers in Eolian Reservoirs, *en* 75th Anniversary of CSPG Convention: Canadian Society of Petroleum Geologists, 10 pp.
- Mountney, N., 2006, Eolian facies models, *en* Posamentier, H., Walker, R. (eds.), *Facies models revisited: Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, 84, 19-83.
- Mountney, N., 2012, A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune and interdune successions: *Sedimentology*, 59, 964-989.
- Mountney, N., Howell, J., 2000, Eolian architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia: *Sedimentology*, 47, 825-849.
- Mountney, N.P., Russell, A.J., 2009, Aeolian dune field development in a water table-controlled system: Skeidarársandur, southern Iceland: *Sedimentology*, 56, 2107-2131.
- Posamentier, H., Allen, G., 1993, Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins: *Geology*, 21, 455-458.
- Powell, J.E., 1992, Hallazgo de huevos asignables a dinosaurios titanosáuridos (*Saurischia*, *Sauropoda*) de la Provincia de Río Negro, Argentina: *Acta Zoologica Lilloana*, 41, 381-389.
- Rodríguez, M.F., 2011, El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío-Paleógeno temprano) en la Cuenca Neuquina, *en* Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, 245-264.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Dam, J.V., Lafuente, P., Arlegui, L., Ezquerro, L., De Boer, P., 2012a, Aeolian construction and alluvial dismantling of a fault-bounded intracontinental aeolian dune field (Teruel Basin, Spain): a continental perspective on Late Pliocene climate change and variability: *Sedimentology*, 59, 1536-1567.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., De Boer, P., Soria, A.R., 2012b, Controls on marine-erg margin cycle variability: aeolian-marine interaction in the mid-Cretaceous Iberian Desert System, Spain: *Sedimentology*, 59, 466-501.
- Ross, G., 1983, Bigbear erg: a Proterozoic intermontane eolian sand sea in the Hornby Bay Group, Northwest territories, Canada, *en* Brookfield, M., Ahlbrandt, T. (eds.), *Eolian sediments and processes*: Amsterdam, Elsevier, 483-520.
- Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1982, Bedform climbing in theory and nature: *Sedimentology*, 29, 121-138.
- Salgado, L., Coria, R.A., Magalhaes Ribeiro, C.M., Garrido, A., Rogers, R., Simon, M.E., Arcucci, A.P., Curry Rogers, K., Carabajal, A.P., Apesteguía, S., Fernández, M., García, R.A., 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.L., Armas, P., 2008, Paleoambientes sedimentarios del Cretácico Superior en el borde nororiental de Cuenca Neuquina-Formación Anacleto y miembro inferior de la Formación Allen, *en* 8° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas, Mar del Plata, 543-464.
- Scherer, C., Goldberg, K., 2010, Cyclic cross-bedding in the eolian dunes of the Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin: Inferences about the wind regime: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296, 103-110.
- Scherer, C. M., 2000, Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: Morphology and origin: *Sedimentary Geology*, 137, 63-84.
- Sellwood, B.W., Valdes, P.J., 2006, Mesozoic climates: General circulation models and the rock record: *Sedimentary Geology* 190: 269-287.
- Silvestro, J., Zubiri, M., 2008, Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S) - Neuquén: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(1), 49-64.
- Stokes, W., 1968, Multiple parallel truncation by planes - feature of wind-deposited sandstone formation: *Journal of Sedimentary Petrology*, 38, 510-515.
- Tucker, M., 1982, *The field description of sedimentary rocks*: Open University Press, 112pp.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., 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 (inédito): La Plata, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral.
- Uliana, M., Biddle, K., 1988, Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America: *Revista Brasileira de Geociencias*, 18, 172-190.
- Uliana, M., Dellapé, D., 1981, Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión Maastrichtiano-Eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional), *en* 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3, Buenos Aires, 673-711.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H., Welsink, H., 1995, Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina, *en* Tankard, A.J., Suarez Soruco, R., Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir*, 62, 383-402.
- Yang, Y., Miall, A., 2010, Migration and stratigraphic fill of an underfilled foreland basin: Middle-Late Cenomanian Belle Fourche Formation in southern Alberta, Canada: *Sedimentary Geology*, 227, 51-64.

Manuscrito recibido: Junio 29, 2012

Manuscrito corregido recibido: Octubre 26, 2012

Manuscrito aceptado: Noviembre 8, 2012