

AMBIENTES DE INTERACCION EOLICA-FLUVIAL EN VALLES INTERMONTANOS: EJEMPLOS ACTUALES Y ANTIGUOS

Alfonsina TRIPALDI y Carlos O. LIMARINO

Dto. de Ciencias Geológicas - CONICET - Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2
Ciudad Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina.
E-mails: alfo@gl.fcen.uba.ar, limar@gl.fcen.uba.ar

Resumen: La interacción entre procesos depositacionales eólicos y fluviales en valles intermontanos de regiones áridas y semiáridas determina geofomas y facies sedimentarias particulares, cuyo reconocimiento en sucesiones antiguas puede resultar clave, no sólo desde el punto de vista paleoambiental sino también paleoclimático. Además, los depósitos de interacción pueden mostrar significativa importancia como rocas reservorios. El análisis del valle del río Guandacol (provincia de La Rioja, Argentina) y de tramos específicos de la Formación Vinchina (Sierras Pampeanas Noroccidentales) permitió caracterizar los depósitos de interacción eólica-fluvial tanto en ambientes actuales como en el registro sedimentario. El valle del río Guandacol presenta una planicie entrelazada de canales efímeros asociados a numerosas geofomas eólicas, distinguiéndose dos subambientes: áreas de canal y planicies de intercanal. En las áreas de canal ocurren barras fluviales gravosas, barras y formas de lecho arenosas menores, depósitos arenogravosos de canal propiamente dicho cubiertos parcial o totalmente por láminas de fango; mientras que las geofomas eólicas comprenden parches de arena (por la migración de óndulas de arena y de gránulo), sombras de arena y taludes arenosos. La acción eólica es dominante en las áreas de intercanal, determinando una topografía irregular, de relativamente bajo relieve, por el crecimiento de mantos de óndulas eólicas, formas ancladas a la vegetación (sombras de arena y zibars), protodunas y dunas: barjan y de crestas barjanoides. Se asocian a las geofomas eólicas acumulaciones fluviales formadas durante las crecientes, como mantos de fango y lóbulos de desbordamiento areno-gravosos. Debido al carácter efímero de los cursos fluviales del valle del río Guandacol, puede considerarse que los procesos fluviales y eólicos se encuentran relativamente balanceados lo que resulta en la superposición de depósitos eólicos y fluviales. En tramos del miembro superior de la Formación Vinchina, en facies previamente interpretadas como de fajas de canales meandrosos efímeros, se reconocieron depósitos de interacción eólico-fluviales. Intercalaciones decimétricas en depósitos de canal y de planicie de inundación se identificaron como niveles eólicos. Se caracterizan por la presencia de areniscas finas a muy finas, muy bien seleccionadas y de fábricas depositacionales abiertas, que muestran una delicada laminación, horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, con láminas internamente masivas o con gradación inversa de intralámina. El análisis de secciones delgadas muestra como los términos eólicos son mejor seleccionados, presentan muy bajos porcentajes de matriz, y un empaquetamiento más abierto (valores de porosidad de entre 8 y 12%) cuando se los compara con los niveles fluviales. Aunque excepcionalmente citados en el registro geológico, es probable que en ambientes semiáridos los depósitos de interacción eólica-fluvial sean mucho más frecuentes que lo corrientemente asumido. Lo dicho se desprende no sólo de su común presencia en ambientes actuales, sino también del estudio detallado de sucesiones antiguas, como es el caso de la Formación Vinchina.

Palabras clave: eólico, fluvial, ambientes actuales, paleoambientes, valles intermontanos.

Keywords: aeolian, fluvial, present environments, paleoenvironments, intermontane valleys.

EXTENDED ABSTRACT

Fluvial-aeolian interaction deposits in intermontane valleys: modern and ancient examples.

Arid to semiarid regions usually show a close interaction between fluvial and aeolian processes resulting in a particular pattern of landforms and sedimentary facies (Langford, 1989; Langford and Chan, 1989). Here we present a characterization of the fluvial-aeolian interaction environment and its distinctive facies, both in modern settings (Guandacol Valley, La Rioja province) and in a sedimentary section of the Vinchina Formation (Northwestern Pampean Ranges). Recognition of these interaction facies in ancient sequences becomes critical not only because of its paleoenvironmental and paleoclimatic significance but also on account of its potential importance as reservoir rocks (Ellis, 1993; Meadows and Beach, 1993). Methodology in Guandacol Valley included mapping of subenvironments by remote sensing and field survey, definition, characterization and sampling of landforms, textural analysis of sediments and description of stratification styles in natural exposures. In the ancient fluvial-aeolian deposits main lithofacies and facies association were identified and described, together with the characterization of sandstones by petrographic studies.

Fluvial-aeolian interaction environment in Guandacol Valley (Figs. 1 and 2) is characterized by an ephemeral high-energy gravelly-sandy braidplain associated with abundant aeolian landforms (Tripaldi y Limarino, 1998; Tripaldi, 2002, Tripaldi *et al.*, 2003). This region presents an arid/semiarid regime with average annual precipitations of 130 mm, focus on spring and summer. Two subenvironments have been distinguished in the Guandacol Valley, channel and floodplains (Table 3). The former comprises different kinds of fluvial bars, channel bed deposits and aeolian landforms (Fig. 3). Since most of the year channels remain dry and vegetation cover is scarce, wind action reworked fluvial sediments, determining aeolian rippled mantles and sand shadows (Figs. 4 and 5). According to grain size and morphology two kinds of ripples were recognized in Guandacol Valley: sand aeolian ripples and granule aeolian ripples (Sharp, 1963; Fig. 4). Floodplains are dominated by aeolian landforms (rippled aeolian mantles, sand shadows, zibars, protodunes and dunes; Figs. 6 and 7), with subordinated fluvial deposits (gravelly-sandy overflow mantles and cracked mud drapes; Figs. 6 and 7). Floodplains show an irregular and rolling sandy topography shaped by the

emerging of protodunes that evolve to dunes, as well as by the vertical growth of sand shadows and zibars. Although the aeolian sediments could be partially eroded during flood, their importance result from their capacity of producing different types of interactions with fluvial currents. Aeolian bedforms not only can cause temporary dam streams and disruption of the fluvial drainage network (Langford, 1989), but also can supply high quantities of sands promoting rapid saturation of the flooding currents and the consequent amelioration of the flow erosive power.

Ancient fluvial-aeolian interaction deposits of the Vinchina Formation (Turner, 1964) are characterized by thin aeolian sandstone bodies interfingering with fluvial rip-up clast conglomerates, sandstones and mudstones deposited in ephemeral meandering plains (Fig. 8). Aeolian levels are 10 to 40-cm thick, tabular to lenticular bodies of well sorted fine to very fine sandstones, showing a very thin parallel or low angle cross-lamination (Fig. 9). Dune deposits were scarcely identified in the studied fluvial-aeolian succession. Remarkable features in the aeolian beds include: 1) inversely graded laminae (product of wind ripple migration), 2) unimodal, symmetrical or positive asymmetric, well to very well sorted sand, 3) open packing and high porosity in sandstones, 4) very low matrix percentage, 5) lack of muddy intraclasts, upper regime structures (as parting lineation) and erosive surfaces, 6) high index ripple forms with coarsest grains at the crest, 7) occurrence of some beds of medium to very coarse (occasionally granule), bimodal sandstones, with parallel to low angle cross-lamination and inversely graded laminae, owing to the development of granule ripples by wind reworking of fluvial sands (Table 4).

INTRODUCCION

Numerosos valles intermontanos ubicados en regiones áridas y semiáridas presentan una estrecha asociación de ambientes sedimentarios fluviales y eólicos, que determinan una particular combinación de formas y facies sedimentarias. Sin embargo, la consideración de ambos ambientes como dos sistemas depositacionales independientes puede resultar una manera demasiado simplista de analizar la sedimentación en valles intermontanos desérticos. Por otro lado, la interrelación entre procesos eólicos y fluviales, y la naturaleza de los depósitos resultantes, puede ser sólo entendida a la luz de un estudio integral que contemple la influencia mutua que guardan entre sí ambos sistemas deposita-

cionales. En depósitos antiguos la identificación de sucesiones sedimentarias formadas por la interacción de procesos eólicos y fluviales puede resultar crítica, no sólo desde el punto de vista paleoambiental, sino también por las implicancias paleoclimática que este tipo de facies refieren y su importancia como potenciales rocas reservorios.

En las regiones áridas y semiáridas, la acción del viento conjuntamente con una escasa cubierta de vegetación promueve el desarrollo de variadas geoformas eólicas. En particular, en los valles intermontanos estas geoformas pueden agruparse en cuatro tipos principales de ambientes de acumulación: campos de dunas, campos de interacción eólica-fluvial, mantos eólicos y ambientes de margen de valle; caracterizando en conjunto al sistema eólico de valle (Tripaldi, 2002). En este trabajo nos referiremos en particular al ambiente de interacción eólica-fluvial, ya que la precisa caracterización de los procesos y depósitos generados a partir de la acción álcua y del viento resulta crítica, no sólo para el estudio de los ambientes actuales, sino también para el reconocimiento de este tipo de facies en sucesiones antiguas. En este sentido, el objetivo de este trabajo es presentar una caracterización del ambiente de interacción eólica-fluvial y sus depósitos asociados, tanto en áreas desérticas actuales como en sucesiones antiguas. Los procesos y depósitos eólico-fluviales de ambientes actuales fueron analizados en el valle intermontano del río Guandacol (provincia de La Rioja, Argentina). Por su parte, los rasgos y características de estas facies en el registro sedimentario fueron estudiados en la Formación Vinchina, unidad terciaria de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (provincia de La Rioja, Fig. 1).

DEPOSITOS DE INTERACCION EOLICA-FLUVIAL

Glennie (1970) fue uno de los primeros autores en documentar la alternancia de depósitos fluviales y eólicos. En particular, dicho autor describió pares de fangos y arenas depositados por ríos efímeros, interestratificados con arenas eólicas en algunos *wadis* del desierto de la península Arábiga y del Sahara. Posteriormente, diversos autores reconocieron la presencia de facies mixtas eólicas-fluviales en sucesiones antiguas (Mader, 1983; Langford y Chan, 1989; Cowan, 1993; Herries, 1993; Trewin, 1993; Meadows y Beach, 1993; Jones y Blakey, 1997; Sweet, 1999; Newell, 2001; Veiga *et al.*, 2002; Mountney y Jagger, 2004; Veiga y Spalletti, 2007). Entre los estudios que describen la interrelación

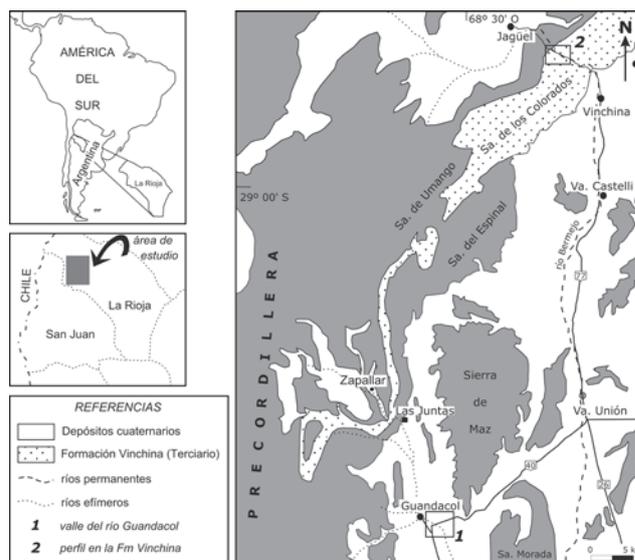


Figura 1. Mapa esquemático del área de estudio. Ubicación del valle del río Guandacol, afloramientos de la Formación Vinchina y localización del perfil de la figura 8.

Figure 1. Schematic map of the study area. Location of the Guandacol Valley, Vinchina Formation outcrops and location of the sedimentary log of figure 8.

entre procesos fluviales y eólicos en ambientes actuales pueden mencionarse las contribuciones de Lancaster y Teller (1988), Langford (1989), Limarino y Martínez (1992), Tripaldi *et al.* (1998), Svendsen *et al.* (2003, 2007), Bullard y Livingstone (2002) y Bullard y Mc Tainsh (2003).

Langford (1989) y Langford y Chan (1989) realizaron un detallado análisis de depósitos modernos y antiguos, respectivamente, desarrollados a partir de la interacción entre procesos fluviales y eólicos. Langford (1989) reconoció seis tipos de interacciones en ambientes actuales: endicamiento de corrientes fluviales por geoformas eólicas, erosión de dunas, inundación de interdunas, tanto por corrientes superficiales como por aguas subsuperficiales, depositación subálcua en áreas de interduna y deflación de sedimentos fluviales que son introducidos al sistema eólico. Langford y Chan (1989), por su parte, describieron en sucesiones eólicas antiguas depósitos producto de las interacciones enumeradas por Langford (1989). Asimismo, Langford y Chan (1988) resaltaron la presencia de superficies limitantes originadas por la inundación del sistema eólico (*flood surfaces*), las cuales aparecen cubiertas por depósitos de interduna húmeda (*wet interdune*) o interdunas inundadas (*overbank-interdunes*). Es importante destacar

que las superficies de inundación fueron reconocidas como superficies limitantes de importancia en el análisis estratigráfico de unidades mixtas eólico-fluviales (Langford y Chan, 1988). En este sentido, Newell (2001) reconoció dos tipos de superficies que separan paquetes fluviales y eólicos en facies mixtas, denominadas planares e incisivas, originadas ya sean por deflación o erosión fluvial, respectivamente.

Depósitos semejantes a los descritos por Langford (1989) y Langford y Chan (1989) fueron reconocidos por Limarino y Martínez (1992) en bolsones del noroeste argentino. Estos autores señalaron las similitudes texturales de los sedimentos de las geoformas eólicas asociadas a facies fluviales con aquellas de los mares de arena, destacando además la importancia de este tipo de ambientes en valles intermontanos de regiones semiáridas. También en áreas intermontanas, Tripaldi *et al.* (1998) analizaron facies de interacción fluvial y eólica, relacionadas en este caso a la progradación de cursos efímeros en un campo de dunas. Otro tipo de facies de interacción en ambientes actuales fue descrita por Svendsen *et al.* (2003) en el campo de dunas Skeleton Coast de Namibia (véase también Lancaster y Teller, 1988). Allí, los autores reconocieron el endicamiento de corrientes efímeras por el crecimiento y migración de las dunas, y la posterior ruptura de la barrera medanosa, que origina flujos hiperconcentrados y en masa. Recientemente, estudios sobre los sistemas de interacción eólica-fluvial con un fuerte enfoque geomorfológico fueron presentados por Bullard y Livingstone (2002) y Bullard y McTainsh (2003).

Distintos estilos de interacción eólica-fluvial en sucesiones antiguas fueron descritos por Herries (1993). Las interacciones, principalmente en áreas marginales de mares de arena, pueden ser de gran escala, determinando ciclos de aridización (o humidificación) gobernados por cambios climáticos, o de pequeña escala, ya sea por actividad fluvial en áreas de interduna o por actividad eólica en áreas de planicie fluviales debido a la progradación (o crecimiento) de un mar de arena. La presencia de ciclos de aridización (*drying upward cycles*) también fueron descritos por Veiga y Spalletti (2007), quienes señalaron que además de un control climático el pasaje de facies fluviales a eólicas pueden deberse a variaciones paleogeográficas, relacionadas a descensos relativos del nivel del mar. Asimismo, progresivos aumentos relativos del nivel del mar pueden provocar ascensos del nivel freático determinando a su vez el desarrollo de ciclos de humidificación (*wetting upward cycles*) con el pasaje

de facies eólicas a fluviales (Kocurek *et al.*, 2001; Veiga *et al.*, 2002).

La utilización de datos geoquímicos para la discriminación de facies en depósitos mixtos eólico-fluviales fue propuesta por Svendsen *et al.* (2007) para el caso en que los depósitos eólicos y fluviales presenten diferentes áreas de aporte. Por su parte, la importancia de los depósitos de interacción como roca reservorio ha sido destacada por varios autores (Cowan, 1993; Ellis, 1993; Meadows y Beach, 1993; Sweet, 1999; Stanistreet y Stollhofen, 2002)

En este trabajo se consideran depósitos de interacción eólica-fluvial a aquellos formados por la interstratificación, a escala métrica o menor, de sedimentos depositados por el viento y la acción fluvial. Por lo tanto, se excluyen de este tipo de depósitos a las secuencias eólicas con intercalaciones fluviales de decenas de metros de espesor. En este último caso no existe necesariamente una estrecha interacción entre procesos eólicos y fluviales, sino más bien un pasaje de facies, resultante por lo general de cambios en las condiciones ambientales regulados por controles alocíclicos. Por el contrario, los depósitos de interacción eólica-fluvial resultan en sí mismos un ambiente depositacional particular, en el que sedimentos transportados por el viento y la acción fluvial alternan recurrentemente en forma autocíclica.

METODOLOGIA

El sistema de interacción eólica-fluvial fue analizado desde dos perspectivas diferentes, por un lado el estudio de un ambiente actual mixto eólico-fluvial, y por el otro el análisis de una sucesión antigua considerada análoga a este tipo de ambiente. En lo que respecta a los ambientes modernos, fue analizada la geomorfología y sedimentología de una porción del valle del río Guandacol, provincia de La Rioja (Fig. 1). Allí se efectuó la cartografía de los subambientes mediante el uso de fotografías aéreas, imágenes satelitales y relevamientos de campo, procediéndose a la definición y caracterización de las geoformas presentes. Cada una de las geoformas fue muestreada para análisis texturales. La granulometría se determinó a partir del análisis mecánico de sedimentos, mediante el empleo de tamices tipo Tyler, con un espaciado de raíz cuarta de dos de la escala granulométrica de Udden-Wentworth. Los parámetros granulométricos estadísticos calculados fueron la media (X) y selección (σ), mediante el método de momentos, y los valores de mediana (M_d), moda, asimetría

(SK_1), agudeza (K_c), percentil del 1% y porcentaje de material inferior a $64 \mu\text{m}$, mediante las fórmulas gráficas propuestas por Folk y Ward (1957). El análisis del ambiente actual incluyó también la caracterización de los rasgos de estratificación de los depósitos, los cuales fueron analizados en exposiciones naturales, utilizando la metodología de litofacies (Tabla 1) propuesta por Miall (1977).

Los depósitos de interacción eólica-fluvial en sucesiones antiguas fueron estudiados en tramos específicos de la Formación Vinchina (Turner, 1964) donde fueron identificadas las principales litofacies fluviales y eólicas. Teniendo en cuenta la naturaleza de los depósitos analizados se utilizó un código de litofacies similar al definido por Tripaldi (2002), compuesto por tres términos (Tabla 1). El primero, en letra mayúscula, hace alu-

Litofacies	Descripción	Interpretaciones posibles
Gmm	Conglomerados extraformacionales matriz soportados masivos	Flujos hiperconcentrados
Gim	Conglomerados Intraformacionales masivos	Depósitos residuales de canal o barras longitudinales o Flujos hiperconcentrados
Gcm	Conglomerados clasto soportados masivos	Depósitos residuales de canal o barras longitudinales
Gh	Conglomerados con estratificación horizontal	Depósitos de alto regimen de flujo, tope de barras
Gp	Conglomerados con estratificación entrecruzada planar	Barras transversales gravosas
SGm	Areniscas guijarrosas masivas	Depósitos residuales de canal o Flujos hiperconcentrados
Sp	Areniscas con estratificación entrecruzada planar	Migración de megaóndulas 2D o barras transversales
St	Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa	Migración de megaóndulas 3D o barras transversales
Sl	Areniscas con laminación entrecruzada de bajo ángulo	Migración de megaóndulas o barras de poco relieve
Sr	Areniscas con laminación ondulítica	Migración de óndulas subácueas
Src	Areniscas con laminación ondulítica ascendente (<i>climbing</i>) en fase o fuera de fase	Migración de óndulas subácueas por flujos con alta concentración de sedimentos
Sh	Areniscas con laminación horizontal	Depósitos de corriente de alto regimen de flujo
Sm	Areniscas masivas	Depósitos de decantación bioturbados o de flujos hiperconcentrados
SLm	Areniscas limosas masivas	Depósitos de decantación bioturbados o de flujos hiperconcentrados
Shg	Areniscas con muy fina laminación horizontal y gradación inversa de intralámina	Migración de óndulas de arena en áreas de interduna o de manto eólico
Shm	Areniscas con muy fina laminación horizontal y láminas internamente masivas	Caída de granos en geoformas de pequeño porte (ej. sombras de arena, zibars), o migración de óndulas de arena en áreas de interduna o de manto eólico
Slg	Areniscas con muy fina laminación entrecruzada de muy bajo ángulo y gradación inversa de intralámina	Migración de óndulas de arena sobre geoformas de pequeño porte (ej. sombras de arena, zibars) o sobre áreas de interduna o de manto eólico.
SIm	Areniscas con muy fina laminación entrecruzada de muy bajo ángulo y láminas internamente masivas	Caída de granos o migración de óndulas de arena sobre geoformas de pequeño porte (ej. sombras de arena, zibars) o sobre áreas de interduna o de manto eólico.
Sre	Areniscas con laminación ondulítica eólica con capas frontales preservadas	Migración de óndulas de arena o de gránulo
Spe	Areniscas con laminación entrecruzada tabular planar	Migración de dunas crecientes de crestas restas (transversales)
Spr	Areniscas con laminación entrecruzada ondulítica	Migración ascendente de óndulas eólicas sobre zibars, protodunas o dunas
Fm	Pelitas masivas	Depósitos de decantación subácuea, bioturbados
Fl	Pelitas laminadas	Depósitos de decantación subácuea

Tabla 1. Código de litofacies utilizado en este trabajo (modificado de Miall, 1996; Tripaldi, 2002).

Table 1. Lithofacies code use in this paper (modified from Miall, 1996; Tripaldi, 2002).

sión a la textura dominante (G para conglomerados, S para areniscas y F para pelitas; o bien grava, arena y limoarcilla, respectivamente, en el caso de depósitos actuales). El segundo se refiere a los rasgos estructurales mayores, tales como la laminación entrecruzada (planar, p y en artesa, t), horizontal (h), de bajo ángulo (l), etc, que brindan información acerca de las características de las distintas formas de lecho. Finalmente, un tercer término describe rasgos particulares, que aunque menores, pueden resultar críticos para determinar el origen del depósito. Así por ejemplo, el carácter gradado inverso que con frecuencia presentan internamente las areniscas con laminaciones paralelas (Shg) o entrecruzadas de bajo ángulo (Slg) ha sido de suma utilidad para la identificación de horizontes eólicos.

Las características texturales y de fábrica de las facies de interacción reconocidas fueron estudiadas mediante secciones delgadas. En los análisis granulométricos se midieron los ejes mayores aparentes de no menos de 200 clastos por sección delgada, utilizando un ocular micrométrico y un contador digital de puntos. Se contabilizaron tanto clastos de cuarzo y feldspato potásico como fragmentos líticos volcánicos, debido a que estos últimos no parecían mostrar pesos específicos muy diferentes. Por el contrario, se excluyeron de los conteos los fragmentos de piroclastitas, anfíboles, piroxenos, micas y opacos. Las mediciones obtenidas, al igual que para las muestras de sedimentos actuales, fueron agrupadas en intervalos de 0,25 ϕ de la escala de Udden-Wentworth, estableciéndose el valor límite de la matriz en granulometrías menores a 5 ϕ . Se construyeron histogramas y se calcularon la media y selección por el método de momentos, valores que fueron luego corregidos según las propuestas para estudios granulométricos petrográficos de Friedman (1958, 1962), Harrell y Eriksson (1979) y Johnson (1994). Además, debido a la presencia de importantes proporciones de matriz en las areniscas de origen fluvial, el cálculo de la selección global de las areniscas se llevó a cabo mediante el método de comparación visual de Beard y Weyl (1973). Para analizar el empaquetamiento de las areniscas, se calcularon los valores de espacio intergranular (*intergranular volume*, IGV; Houseknecht, 1987), mediante técnicas de análisis de imágenes petrográficas (Ehrlich *et al.*, 1984).

DEPOSITOS MODERNOS DE INTERACCION EOLICA-FLUVIAL: VALLE DEL RIO GUANDACOL

Los extensos bolsones intermontanos que cubren

gran parte del oeste y noroeste argentino son excelentes ejemplos para el estudio de depósitos de interacción eólica-fluvial. Para esta contribución se ha estudiado en detalle el valle del río Guandacol, en las proximidades de la localidad homónima, limitado por las sierra de Maz y Morada, al este, y por la Precordillera, al oeste y norte (Fig. 2). Este valle se caracteriza por la presencia de abanicos aluviales y bajadas en sus márgenes, que drenan hacia una red entrelazada de canales fluviales efímeros. El sistema fluvial en su conjunto exhibe un gran número de geoformas eólicas, especialmente abundantes en las áreas de intercanal. Estas geoformas son de muy variada envergadura, pudiendo observarse desde ondulas eólicas hasta geoformas mayores, tanto fijas como migratorias (Tripaldi y Limarino, 1998; Tripaldi, 2002; Tripaldi *et al.*, 2003). Cabe destacar que tanto las acumulaciones fluviales como eólicas se hallan parcialmente cubiertas por vegetación perteneciente a la provincia fitogeográfica de Monte (Cabrera, 1976). La distribución de la vegetación es fuertemente heterogénea, poco densa, con escasa vegetación herbácea, altamente xerófila, y predominio de especies arbustivas y espinosas.

Dentro de la planicie fluvial se han reconocido dos subambientes principales, el correspondiente a las áreas de canal y a las planicies de intercanal. Cada uno de estos subambientes queda definido por una determinada asociación de formas de lecho eólicas y fluviales, que responden a la dinámica dominante en cada caso (Tabla 2).

Geoformas fluviales y eólicas en las áreas de canal

El sistema fluvial del valle del río Guandacol corresponde a una red entrelazada de canales fluviales efímeros de baja sinuosidad y relación ancho/profundidad muy alta, separados por amplias planicies de intercanal. Debido a las condiciones áridas a semiáridas imperantes en la región, que presenta precipitaciones promedio de 130 mm anuales (Estadísticas Climatológicas, 1986), la mayoría de los canales se encuentran secos la mayor parte del año. Esta situación cambia en la temporada estival, al ser activados gran parte de los cursos fluviales.

En las áreas de canal coexisten geoformas fluviales y eólicas (Tabla 2). Entre las primeras se incluyen diferentes tipos de barras fluviales gravosas, barras y formas de lecho menores arenosas, depósitos arenogravosos de piso de canal y cortinas de fango; mientras que las geoformas eólicas comprenden parches de arena, sombras de arena y taludes arenosos. La morfología de cada una de estas acumulaciones es considerada breve-

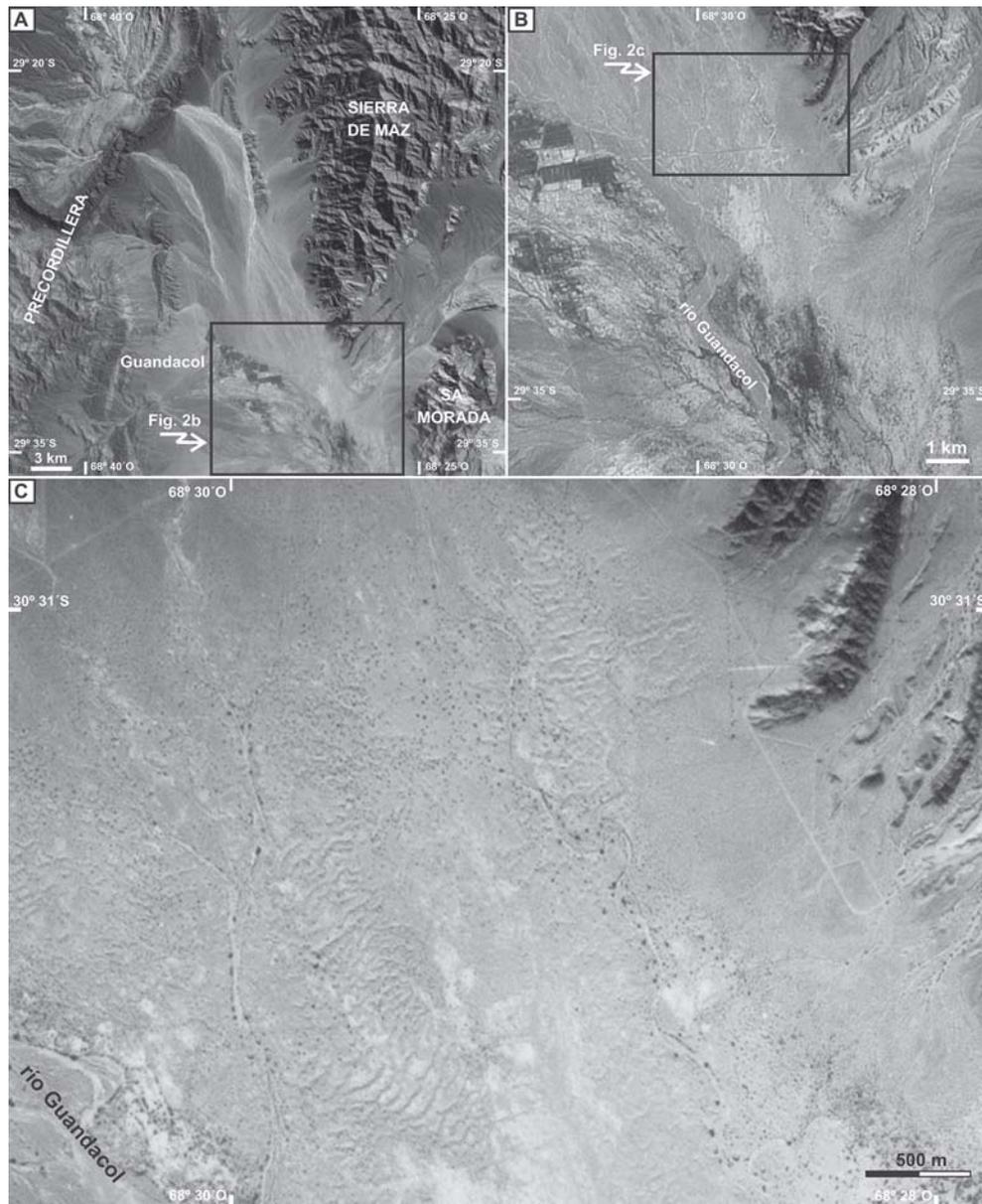


Figura 2. Ambiente de interacción eólica-fluvial en el valle intermontano del río Guandacol; a y b) imágenes Landsat ETM+ (bandas 7, 4, y 2, adquirida en 18 de noviembre, 2002); c) fotografía aérea de un sector del valle donde pueden observarse las geoformas eólicas mayores en las áreas de intercanal.

Figure 2. Fluvial-aeolian interaction environment in the intermountain Guandacol Valley; a and b) Landsat ETM+ images (bands 7, 4 and 2, acquired on 18 November, 2002); c) aerial photograph of a valley region, note the presence of the largest aeolian landforms in interchannel areas.

mente a continuación incluyéndose además una breve descripción de los depósitos resultantes sobre la base de observaciones realizadas en exposiciones naturales del sistema fluvial.

Barras fluviales gravosas: resultan las formas de mayor envergadura del sistema de interacción y corresponden a barras longitudinales, transversales y anexas.

Las barras longitudinales son las más abundantes, muestran bajo relieve relativo (altura inferior a 50 cm) y relación eje longitudinal/transversal mayor a 2,5. Textualmente son de composición gravo-arenosa, con clastos de muy variada morfología y media del eje A de hasta 25 cm. Desde el punto de vista composicional están dominados por rocas esquistosas del basamento de la sierra de Maz, así como clastos de cuarzo, granito y

Geoformas		Morfología	Depósitos
Áreas de canal			
Geoformas fluviales	<i>Barras fluviales gravosas</i>	Principalmente barras longitudinales, de bajo relieve (altura <50 cm). En menor medida barras transversales y anexas	Cuerpos tabulares a lentiformes, 30 cm espesor, compuestos por gravas clasto-soportadas masivas o con estratificación entrecruzada planar
	<i>Barras y formas de lecho menores arenosas</i>	Barras de pequeña escala (longitud < 5 m). Meso y microformas arenosas	Arenas medianas a gruesas, mal seleccionadas y gravilla desperdigada, en bancos con estratificaciones entrecruzadas. Arenas finas a limosas, con laminación horizontal u ondúlita, en ocasiones ascendente
	<i>Acumulaciones de piso de canal</i>	Relleno desorganizado del piso de canales	Gravas y gravas arenosas masivas o imbricadas.
	<i>Cortinas de fango</i>	Acumulaciones limoarcillosas de pocos cm de espesor, con frecuentes grietas de desecación	Fangolitas masivas que puede exhibir grietas de desecación
Geoformas eólicas	<i>Parches de arena</i>	Acumulaciones arenosas (en ocasiones guijarrosas) de pocos cm de espesor, alargadas en la dirección del viento y tapizadas de óndulas eólicas de arena y gránulo	Depósitos de óndulas de arena: Arenas finas a muy finas, bien seleccionadas, con muy delgada laminación horizontal o entrecruzada de muy bajo ángulo, en ocasiones con gradación inversa de intralámina. Depósitos de óndulas de gránulo: Arenas finas a muy gruesas, en ocasiones sabulíticas, mal seleccionadas, con laminación horizontal o entrecruzada de muy bajo ángulo, en ocasiones con gradación inversa de intralámina.
	<i>Sombras de arena</i>	Geoformas de arena, no migratorias, ancladas a la vegetación, elongadas respecto a la dirección del viento y menos de 1 m de altura	Bancos lenticulares de arenas finas a muy finas, bien seleccionadas, con muy delgada laminación horizontal o entrecruzada de muy bajo ángulo, en ocasiones con gradación inversa de intralámina
	<i>Taludes arenosos</i>	Acumulaciones irregulares de arena desarrolladas en los márgenes de los canales por colapso de arenas desde las planicies de intercanal	Arenas finas a muy finas, moderadamente a bien seleccionadas, en bancos masivos y forma irregular
Planicies de intercanal			
Geoformas fluviales	<i>Mantos de fango</i>	Acumulaciones delgadas de limoarcillas, comúnmente tapizadas por grietas de desecación	Fangolitas masivas que puede exhibir grietas de desecación
	<i>Lóbulos de desbordamiento areno-gravosos</i>	Acumulaciones irregulares de arena y grava	Arenas guijarrosas masivas en bancos lenticulares de pocas decenas de cm de espesor
Geoformas eólicas	<i>Mantos de óndulas eólicas</i>	Extensas y delgadas acumulaciones arenosas, principalmente de arenas finas a muy finas, bien seleccionadas, tapizadas de óndulas eólicas de arena y, en menor medida, de gránulo	Principalmente bancos tabulares de arenas finas a muy finas, bien seleccionadas, con muy delgada laminación horizontal o entrecruzada de muy bajo ángulo, en ocasiones con gradación inversa de intralámina. Algunos bancos de arenas finas a muy gruesas, en ocasiones sabulíticas, mal seleccionadas, con laminación horizontal o entrecruzada de muy bajo ángulo, con gradación inversa de intralámina
	<i>Formas eólicas ancladas a la vegetación (sombras de arena y zibars)</i>	Geoformas de arena de bajo relieve (< 2 m de altura), no migratorias. Los zibars presentan un perfil asimétrico, donde la cara de sotavento puede ocasionalmente superar el ángulo de reposo de la arena suelta	Bancos tabulares a lentiformes, que pueden presentar techo convexo. Están compuestos por arenas finas a muy finas, bien seleccionadas, con muy delgada laminación horizontal o entrecruzada de muy bajo ángulo, en ocasiones con gradación inversa de intralámina. También pueden presentar laminación ondúlita eólica con caras frontales preservadas.
	<i>Protodunas y dunas barjan y de crestas barjanoides</i>	Geoformas de arena migratorias, de perfil irregular, con caras de barlovento tendidas y caras de sotavento que superan comúnmente el ángulo de reposo de la arena suelta	Bancos tabulares a lentiformes, de arenas finas a muy finas, bien seleccionadas, con laminación entrecruzada.

Tabla 2. Geoformas fluviales y eólicas características de las áreas de canal y de las planicies de intercanal en el sistema de interacción eólica-fluvial en el valle del río Guandacol.

Table 2. Characteristic fluvial and aeolian fluvial landforms from channel areas and interchannel plains of the fluvial-aeolian interaction system from Guandacol Valley.

sedimentitas de variada composición provenientes de la Precordillera. En ocasiones las barras muestran un desarrollo complejo pues son internamente cortadas por canales de baja jerarquía, dominados por arenas y gránulos, y exhibiendo localmente pequeñas cortinas de fango. Las barras transversales muestran similares características texturales, por lo general con una altura inferior a los 40 cm y ejes longitudinales inferiores a unas pocas decenas de metros. Finalmente, las barras anexas a los márgenes son las menos frecuentes, se trata de acumulaciones areno-gravosas de longitud inferior a los 15 m y altura inferior a 40 cm.

Los depósitos de barras expuestos en zonas de barrancas constituyen cuerpos tabulares a lentiformes de hasta 30 cm de espesor, con base plana o ligeramente erosiva, compuestos por gravas clasto-soportadas, masivos o con estratificación entrecruzada planar (Figs. 3a,b). Raramente se presentan capas gradadas o con estratificación entrecruzada en artesa.

Barras y formas menores de lecho arenosas: Dos tipos principales de acumulaciones son reconocidas en esta categoría. Por un lado, las formadas por arenas medianas a muy gruesas, frecuentemente con gravilla dispersa, mal seleccionadas, con distribuciones simétricas o de asimetría negativa, depositadas formando pequeñas barras de hasta 5 m de longitud. Conforman bancos tabulares masivos (de hasta 20 cm de potencia) o con estratificación entrecruzada tanto tabular como en artesa.

Un segundo tipo de depósito corresponde a arenas finas a muy finas (esporádicamente limosas), que desarrollan laminación horizontal u ondulítica, en ocasiones ascendente, tanto en fase como fuera de fase (Fig. 3d). Estas acumulaciones pueden exhibir laminación convoluta u otros tipos de estructuras deformacionales y corresponden a la migración de meso y microformas de lecho arenosas.

Acumulaciones de piso de canal: Se incluyen en esta categoría a las acumulaciones que no conforman formas de lecho definidas y resultan básicamente del relleno desorganizado del piso de los canales. Dentro de estas formas de acumulación se han distinguido dos tipos principales, aquellas formadas por gravas desprovistas de matriz y las correspondientes a lechos de canales gravo-arenosos. El primer tipo se halla limitado a los canales de mayor jerarquía del sistema fluvial, en los que la arena ha sido transportada por el flujo, y el depósito se limita a gravas desorganizadas o con fábrica

imbricada con clastos de hasta 40 cm de diámetro máximo. Los lechos de canales gravo-arenosos, exhibiendo clastos de hasta 20 cm de diámetro máximo, son los dominantes en la mayor parte de los canales presentándose como acumulaciones masivas.

Los depósitos de piso de canal observados en las barrancas de los cursos fluviales del valle están mayormente constituidos por sedimentos areno-gravosos, con escasos bloques de hasta 40 cm de diámetro máximo. Resultan internamente masivos y sólo en raras ocasiones muestran una imperfecta fábrica gradada. Localmente delgadas y discontinuas particiones pelíticas aparecen en el tope de algunos bancos.

Cortinas de fango: Corresponden a delgadas acumulaciones de material limo-arcilloso de unos pocos centímetros de espesor, producidas como resultado de una rápida desaceleración de las corrientes al finalizar los estadios de crecientes. Estas acumulaciones muestran una limitada extensión dentro de las áreas de canal y se encuentran limitadas a los canales de menor orden cubriendo indistintamente depósitos de piso de canal o diferentes tipos de barras. El depósito resultante consiste en una fangolita masiva que localmente puede exhibir grietas de desecación (Fig. 3b,c).

Parches de arena: Se utiliza esta denominación para describir acumulaciones eólicas de pequeña envergadura resultantes del retrabajo por el viento de las arenas fluviales. Conforman parches de arenas, generalmente bien a muy bien seleccionadas, alargados en la dirección del viento y de hasta 7 m de largo. Su superficie se encuentra invariablemente tapizada por óndulas eólicas de crestas generalmente sinuosas y frecuentemente exhibiendo índice moderado de bifurcación de crestas. Desde el punto de vista textural se han diferenciado dos tipos de óndulas. Por un lado, las clásicas óndulas eólicas u óndulas de arena (*sand ripples*; Sharp, 1963) constituidas por arenas finas (2,86 ϕ), bien a muy bien seleccionadas (0,61), con distribuciones granulométricas unimodales y simétricas (Figs. 4a,b). Las distribuciones granulométricas unimodales, meso a leptocúrticas, de las muestras de sedimentos de estas óndulas (Tabla 3, Fig. 4a), indican la presencia predominante de una población de clastos, que se transportan básicamente por saltación (Bagnold, 1954; Anderson, 1987). Las óndulas de arena tienen entre 5 y 35 cm de longitud de onda, alturas menores a 3 cm y crestas mayormente continuas y poco sinuosas.

Un segundo conjunto de óndulas eólicas, denomi-

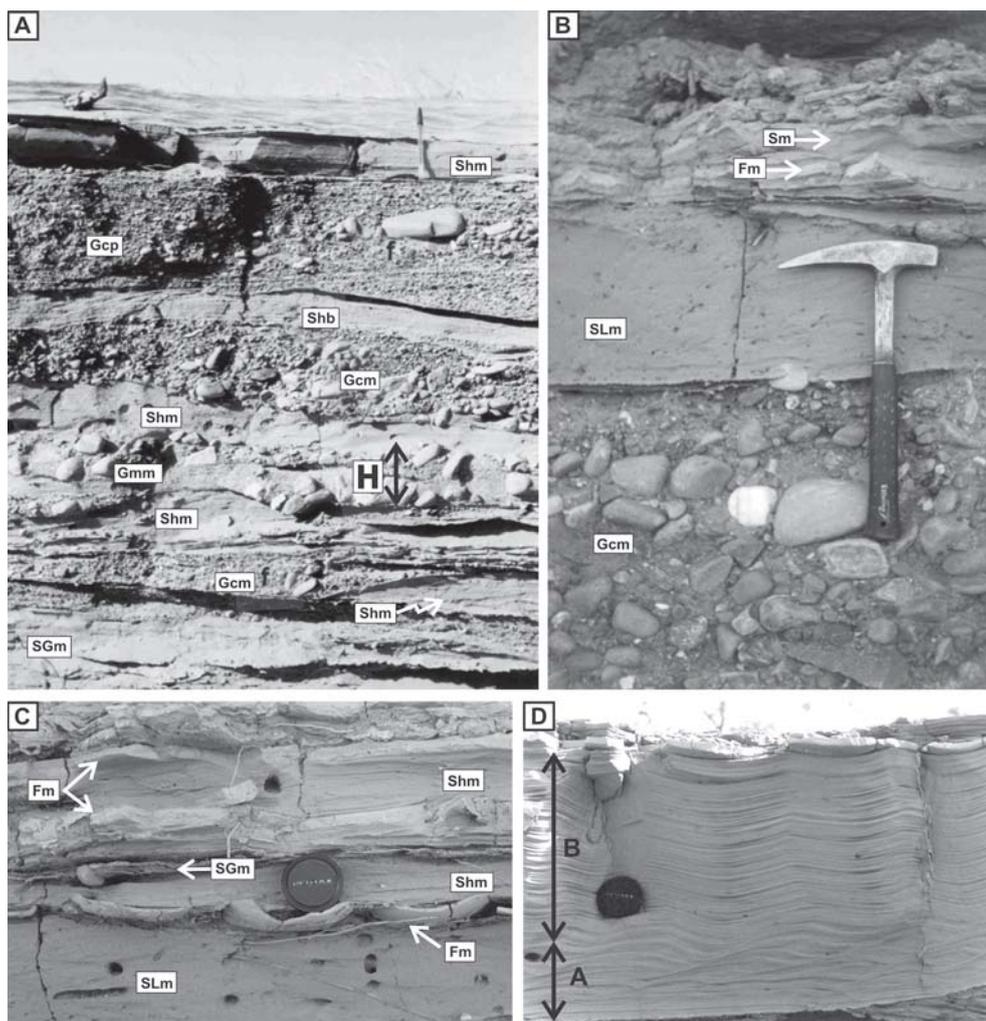


Figura 3. Depósitos de interacción eólica-fluvial en el valle del río Guandacol, a: depósitos de barras fluviales (litofacies Gcm, Gcp, SGm), flujos hiperconcentrados (litofacies Gmm en H) y óndulas eólicas (litofacies Shm, Shb) en facies de áreas de canal; b: depósitos de barras gravosas (litofacies Gcm), flujos hiperconcentrados (litofacies SLm) y alternancia de limos y arenas de facies de áreas de canal; c: depósitos de los últimos estadios de crecidas aluviales (litofacies SLm, SGm, Shm) alternando con limoarcillas con grietas de desecación (litofacies Fm) en facies de áreas de canal; d: óndulas subácueas ascendentes fuera de fase (A) y en fase (B) de depósitos de desbordes fluviales con alta tasa de sedimentación. Para referencias de litofacies véase Tabla 1.

Figure 3. Fluvial-aeolian interaction deposits in the Guandacol Valley, a: interlayered fluvial bar (Gcp, Gcm lithofacies), hyperconcentrated flow (Gmm lithofacies in H) and aeolian ripple (Shm, Shb lithofacies) deposits from channel area facies; b: bar gravels (Gcm lithofacies), hyperconcentrated flow deposits (SLm lithofacies) and interstratification of laminated fined sands (Shm lithofacies) and cracked muds (Fm lithofacies) from channel area facies; c: interlayered final flood deposits (SLm, SGm, Shm lithofacies) and cracked mudstones (Fm lithofacies); d: out-of-phase (A) and in-phase (B) climbing ripple lamination of interchannel area overflow deposits with high sand supply. For lithofacies references see Table 1.

nadas óndulas de gránulo (*granule ripples*; Sharp, 1963), muestra tamaños máximos de arena muy gruesa a gránulo (Figs. 4c, d) aunque los valores de la media se ubican en la arena media y fina ($2,04 \phi$), la selección es mala (1,36), y la distribución granulométrica es bimodal (Tabla 3). La moda gruesa corresponde a la arena gruesa o muy gruesa (granos transportados por reptaje) mientras que la moda fina se ubica en la clase arena

fina o muy fina (población en saltación; Fig. 4c). Morfológicamente, este tipo de óndulas posee crestas más discontinuas y de mayor curvatura que las óndulas de arena, mientras que las longitudes de onda varían entre 30 cm y 1 m, con una altura promedio de 5 cm. En las áreas de canal son característicamente más frecuentes las óndulas de gránulo que las de arena (formadas por arenas finas y muy finas), como consecuencia de

la alta disponibilidad de arena gruesa y gránulos que se movilizan por reptaje.

Sombras de arena y taludes arenosos: Las sombras de arena (*sand shadow* o *sand drift*; Bagnold, 1954) son formas eólicas, en general pequeñas, elongadas con respecto a la dirección del viento predominante y que no poseen cara de sotavento (Fig. 5). Vistas en planta tienen geometría triangular, con una altura que en las áreas de canal no supera en promedio los 30 cm y que disminuye a partir del núcleo y hacia sotavento. Son formas no-migratorias que crecen verticalmente a partir de la caída de granos a espalda de la vegetación (Hesp,

1981) y por la migración de óndulas de arena, formando delgados bancos (de hasta 10 cm de espesor) muy lenticulares y de geometría plana en la base y convexa hacia el techo. Internamente exhiben fina laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (Figs. 5b, c).

En lo que corresponde a los taludes de arena se trata de acumulaciones formadas al costado de barrancas fluviales como resultado del colapso, hacia el interior de los canales, de geoformas eólicas (*zibars*, protodunas y dunas) desarrolladas en las planicies de intercanal. Los taludes muestran, por lo general, moderada a buena selección y se encuentran dominados por arena mediana a fina.

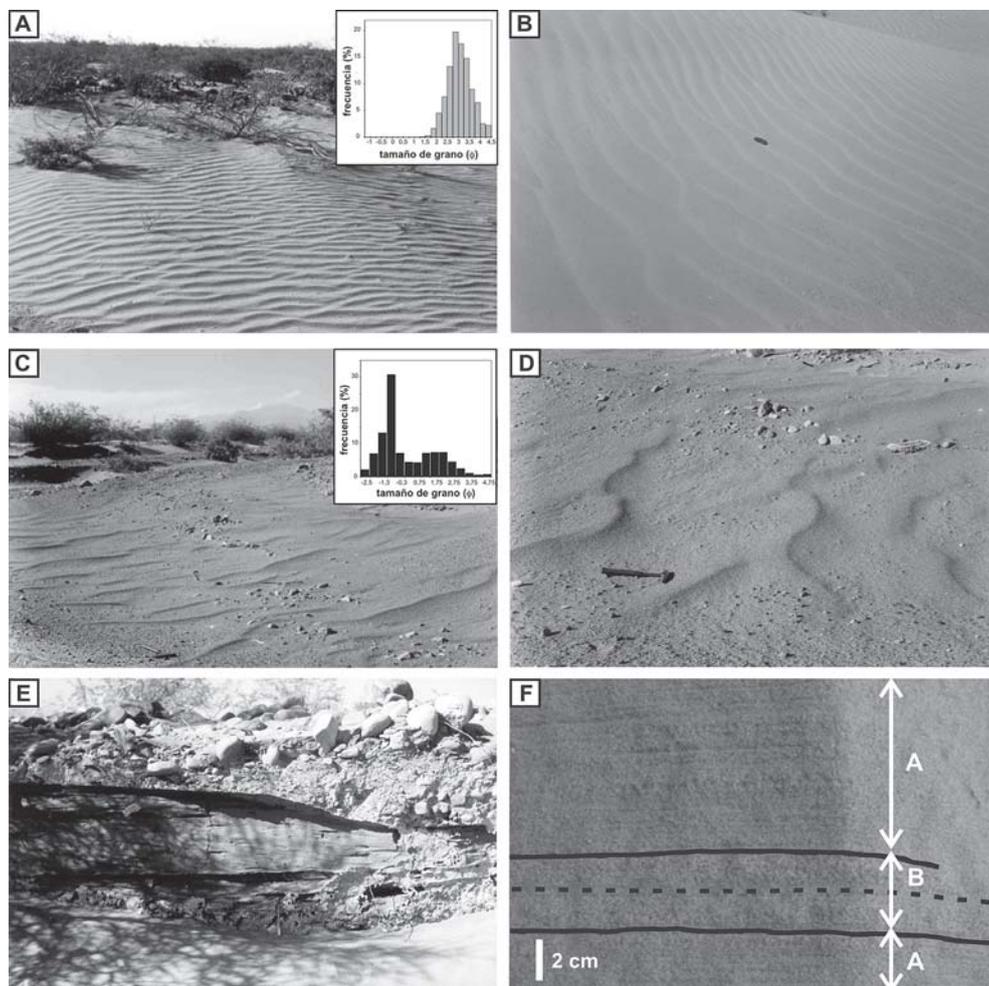


Figura 4. Tipos de óndulas eólicas reconocidas en el valle del río Guandacol, a: óndulas de arena y distribución granulométrica de sus depósitos; b: detalle de las óndulas de arena; c: óndulas de gránulo y distribución granulométrica de sus depósitos; d: detalle de las óndulas de gránulo; e: depósitos de óndulas eólicas intercaladas en depósitos fluviales gruesos; f: laminaciones ondulíticas eólicas, producto de óndulas de arena (A) y óndulas de gránulo (B).

Figure 4. Types of aeolian ripples recognized in the Guandacol Valley, a: sand ripples and its granulometric distribution; b: close view of sand ripples; c: granule ripples and its granulometric distribution; d: close view of granule ripples; e: aeolian ripple deposits interlayered with coarse fluvial deposits; f: aeolian ripple laminations, due to sand ripple (A) and granule ripple (B) migrations.

Óndulas de arena

Muestra	X	σ	moda	% < 62 μ m	ϕ 1 %	Md	K _c	SK ₁
G4c	1,45	0,75	1,375	0,22	0,23	1,34	0,98	0,18
G90c	2,25	0,72	1,875	0,70	0,79	2,18	0,93	0,14
G94c	2,68	0,48	2,625	0,28	1,63	2,67	1,02	0,04
promedio crestas	2,13	0,65	1,96	0,40	0,88	2,06	0,98	0,12
G5s	2,34	0,93	2,125	1,58	0,37	2,23	1,07	0,14
G91s	2,85	0,65	2,875	1,75	1,34	2,84	1,00	0,01
G95s	2,89	0,58	2,875	1,93	1,74	2,87	1,04	0,09
promedio senos	2,69	0,72	2,625	1,75	1,15	2,65	1,04	0,08
G70	2,95	0,54	2,875	1,50	1,79	2,93	1,24	0,01
G71	3,06	0,55	2,875	2,26	1,82	3,04	1,19	0,00
G72	2,94	0,60	2,875	2,20	1,60	2,90	1,21	0,06
G73	2,85	0,62	2,875	1,83	1,54	2,83	1,16	0,01
G74	2,78	0,63	2,875	1,77	1,54	2,75	1,11	0,06
G75	2,86	0,63	2,875	2,23	1,40	2,85	1,29	-0,03
G76	2,85	0,62	2,875	1,87	1,45	2,82	1,19	0,02
G77	2,82	0,64	2,875	2,13	1,40	2,80	1,25	0,00
G78	2,74	0,67	2,625	2,20	1,45	2,65	1,09	0,10
G79	2,76	0,67	2,875	2,01	1,45	2,45	1,06	0,09
promedio general	2,86	0,61	2,850	2,00	1,54	2,80	1,18	0,03

Óndulas de gránulo

Muestra	X	σ	moda	% < 62 μ m	ϕ 1 %	Md	K _c	SK ₁
G12c	1,30	0,72	0,625	0,21	0,29	1,12	1,06	0,36
G28c	0,11	0,74	0,375	0,08	-1,00	0,04	1,52	0,17
G29c	1,07	1,31	0,375 (2,875)	0,67	-1,00	0,50	0,76	0,51
G49c	1,34	1,07	0,625 (3,125)	0,24	-0,17	0,85	0,80	0,63
G56c	0,71	0,66	0,625	0,04	-0,21	0,56	2,05	0,71
G65c	0,81	1,19	0,375 (2,875)	0,34	-1,00	0,42	0,99	0,47
promedio crestas	0,89	0,95	0,500 (2,958)	0,26	-0,52	0,58	1,20	0,48
G13s	2,34	0,90	2,125	1,94	0,52	2,35	0,98	-0,03
G50s	2,90	0,79	3,125 (0,625)	1,18	0,21	3,04	1,88	-0,32
G57s	2,60	0,89	2,875	0,76	-0,18	2,79	1,38	-0,37
G66s	2,12	1,22	2,875 (0,625)	1,31	-0,50	2,33	0,63	-0,27
promedio senos	2,49	0,95	2,750 (0,625)	1,29	0,01	2,63	1,22	-0,25
G30	1,19	1,38	0,375 (2,125)	1,04	-1,00	0,62	0,74	0,41
G51	2,48	1,07	3,125 (0,625)	0,84	0,15	2,85	1,10	-0,52
G67	1,43	1,26	0,375 (2,875)	0,60	-0,87	1,14	0,74	0,28
G80	2,28	1,38	0,625 (3,125)	6,26	-0,25	2,47	0,59	-0,25
G81	2,29	1,30	0,625 (3,125)	4,29	-0,10	2,55	0,60	-0,29
G82	2,52	1,20	0,625 (3,125)	5,70	0,30	2,75	0,70	-0,36
G83	2,34	1,15	3,125 (0,625)	3,71	0,35	2,45	0,69	-0,19
G84	2,52	1,02	3,125 (1,375)	3,55	0,54	2,62	0,75	-0,21
G85	2,53	1,12	3,125 (0,625)	4,24	0,30	2,75	0,73	-0,35
G86	1,70	1,67	3,125 (-0,625)	3,52	-1,45	1,87	0,72	-0,22
G87	1,66	1,68	3,125 (-0,625)	3,14	-1,37	1,82	0,66	-0,19
G88	1,98	1,77	3,375 (-1,125)	4,55	-1,42	2,45	0,72	-0,44
G89	1,65	1,74	-0,875 (3,125)	3,31	-1,19	1,85	0,62	-0,20
promedio general	2,04	1,36	3,048 (0,202)	3,44	-0,46	2,17	0,72	-0,20

Tabla 3. Valores de los parámetros granulométricos de las unidades analizadas en los depósitos de interacción del valle en el río Guandacol, c: cresta de óndula; s: seno de óndula; so: cara de sotavento; cr: cresta de zibar o duna; a: avalancha; b: cara de barlovento; X: media (ϕ); σ : selección; % < 63 μ m: porcentaje de material inferior a 63 micrones; ϕ 1 %: percentil del 1 %; Md: mediana; K_c: curtosis; SK₁: asimetría.

Table 3. Grain size parameters of the analyzed units from the interaction deposits in the Guandacol River valley. c: ripple crest, s: ripple through, so: lee face; cr: zibar or dune crest; a: slip face; b: stoss; X: mean (ϕ), σ : sorting, % < 63 μ m: percentage finer than 63 microns; ϕ 1 %: first percentile; Md: median; K_c: kurtosis; SK₁: asymmetry.

Zibars

Muestra	X	σ	moda	% < 62 μ m	ϕ 1 %	Md	K _c	SK ₁
G37pi	3,15	0,46	3,125	1,22	1,70	3,17	1,16	-0,02
G38so	2,76	0,52	2,875	0,27	1,61	2,77	0,91	-0,09
G39so	2,96	0,41	2,875	0,11	2,02	2,96	1,00	0,03
G40so	2,68	0,43	2,875	0,21	1,78	2,67	1,02	0,06
G41cr	2,80	0,48	2,875	1,16	1,74	2,78	1,05	0,06
G42b	2,80	0,48	2,875	1,16	1,74	2,78	1,05	0,07
G43b	2,74	0,50	2,875	0,79	1,54	2,77	1,00	-0,04
G44so,a	2,47	0,64	2,875	0,18	0,88	2,53	0,94	-0,14
G45so	1,84	0,76	1,750	0,13	0,52	1,72	0,97	0,21
G46so	2,93	0,50	2,875	0,48	1,80	2,96	0,97	-0,10
G47so	2,80	0,59	2,875	0,58	1,41	2,87	0,96	-0,17
G48so,a	1,90	0,91	1,375	0,23	0,33	1,77	0,76	0,13
G58b	2,32	0,65	1,875	0,59	0,99	2,25	0,92	0,16
G59b	2,50	0,63	2,750	1,03	1,24	2,49	0,98	0,03
G60so,a	1,72	0,52	1,375	0,07	0,65	1,65	1,12	0,22
G61so	2,14	0,68	1,875	0,21	0,60	2,07	0,90	0,14
G62cr	2,50	0,57	2,125	0,15	1,19	2,50	0,94	0,04
G63b	1,59	0,78	1,375	0,65	0,51	1,36	1,50	0,49
G98so	2,33	0,77	2,875	0,22	0,60	2,36	0,84	-0,06
G99b	2,42	0,56	2,625	0,12	1,27	2,39	0,88	0,06
G100cr	1,34	0,75	0,625	0,25	0,26	1,24	1,07	0,24
G103so	2,92	0,52	2,875	0,48	1,58	2,94	1,02	-0,04
G104so,a	2,89	0,50	2,875	0,39	1,68	2,92	1,07	-0,05
promedio	2,46	0,59	2,41	0,46	1,20	2,43	1,00	0,05

Dunas

Muestra	X	σ	moda	% < 62 μ m	ϕ 1 %	Md	K _c	SK ₁
G113io	2,01	0,98	1,375 (3,125)	1,74	0,55	1,64	0,75	0,46
G114so,a	2,40	0,51	2,625	0,11	1,23	2,47	0,97	-0,05
G115so,a	2,50	0,56	2,125	0,60	1,52	2,39	0,90	0,25
G116c	2,29	0,56	2,125	0,74	1,26	2,20	1,00	0,21
G117b	2,30	0,53	2,125	0,33	1,27	2,23	0,93	0,17
G118b	2,03	0,59	1,875	0,21	0,92	1,91	1,09	0,29
G119io	2,06	0,72	1,375	0,55	0,79	1,91	0,85	0,28
G120io	1,87	0,55	1,875	0,23	0,79	1,80	1,16	0,14
G126io	2,18	0,97	1,375 (2,875)	1,41	0,65	2,08	0,73	0,13
G127io	2,70	0,57	2,875	0,61	1,45	2,73	0,95	-0,03
G128so,a	2,25	0,45	2,125	0,09	1,40	2,18	1,02	0,23
G129c	1,95	0,54	1,875	0,35	1,25	1,85	1,45	0,29
G130b	2,00	0,62	1,875	0,17	0,91	1,84	1,21	0,35
G131b	1,81	0,68	1,375	0,96	0,55	1,65	1,42	0,34
G132b	2,09	0,82	1,375 (2,875)	1,04	0,75	1,90	0,77	0,32
G133b	1,78	0,89	1,375 (2,875)	0,80	0,45	1,45	0,89	0,41
G134	2,92	0,45	2,875	0,69	1,96	2,92	1,13	-0,01
G135	2,93	0,43	2,875	0,32	1,96	2,94	1,07	-0,08
G136	2,82	0,49	2,875	0,68	1,75	2,83	1,07	-0,05
promedio	2,26	0,63	2,19	0,61	1,13	2,15	1,02	0,19

Arenas fluviales

Muestra	X	σ	moda	% < 62 μ m	ϕ 1 %	Md	K _c	SK ₁
G17f	1,98	1,43	2,75 (0,375)	4,10	-0,92	2,17	0,79	-0,26
G18f	2,10	1,34	2,125 (-0,625)	4,03	-0,44	2,19	1,11	-0,24
G19f	1,68	1,14	1,375	1,70	-0,86	1,61	1,09	0,06
G20f	2,23	1,34	2,875 (-0,625)	2,90	-0,86	2,50	1,19	-0,39
G21f	2,32	1,15	2,875	2,89	-0,82	2,40	1,13	-0,19
G22f	2,47	1,35	2,875 (-0,625)	5,19	-0,89	2,69	1,25	-0,38
G23f	1,23	1,33	0,625	1,55	-0,97	1,17	1,11	0,03
promedio	2,00	1,30	2,21	3,19	-0,82	2,10	1,10	-0,20

en las adyacencias de grandes mares de arena (Fryberger *et al.*, 1979; Kocurek y Nielson, 1986). La cubierta de arena eólica raramente llega a cubrir toda la superficie del área de intercanal, pero es mucho más importante en las zonas donde predominan las geoformas de mayor porte, como *zibars* y dunas.

Entre las geoformas eólicas se han distinguido mantos de óndulas eólicas (de arena y de gránulo), formas ancladas a la vegetación (sombras de arena y *zibars*), protodunas y dunas, mientras que las acumulaciones fluviales, formadas durante las crecientes, incluyen

Geoformas fluviales y eólicas en las planicies de intercanal

Las planicies de intercanal aquí estudiadas se caracterizan por la presencia de una gran variedad de geoformas eólicas, siendo los depósitos fluviales elementos subordinados en este subambiente. El relieve del área de intercanal esta dado por una topografía irregular, de relativamente bajo relieve, parcialmente vegetada, tapizada por mantos de óndulas eólicas y con geoformas mayores aisladas. Esta topografía es semejante a la descrita en los mantos eólicos (*aeolian sand sheets*) formados

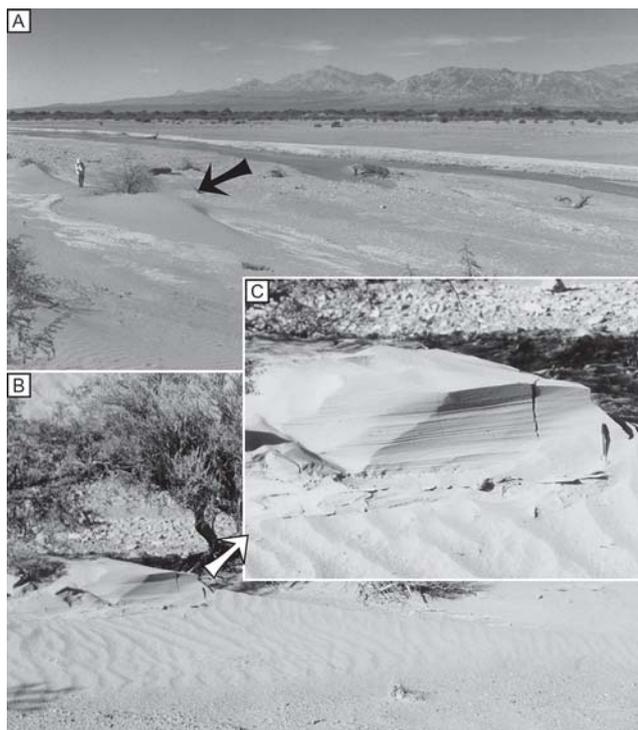


Figura 5. Sombras de arena en áreas de canal del ambiente de interacción eólica-fluvial (a y b), c: arenas finamente laminadas depositadas por el crecimiento vertical de sombras de arena.

Figure 5. Sand shadows from channel areas in the fluvial-aeolian interaction setting (a and b), c: finely horizontal laminated sands deposited by vertical growth of sand shadows.

mantos de fango y los lóbulos de desbordamiento areno-gravosos (Tabla 2).

Mantos de óndulas eólicas: Corresponde a extensas láminas arenosas que cubren la mayor parte de las planicies de intercanal, formadas a partir de la migración de trenes de óndulas eólicas. Por lo tanto, el entendimiento de la dinámica de estas óndulas eólicas resulta crítico, no sólo para entender la mecánica de crecimiento de los mantos arenosos sino para interpretar los tipos de estructuras sedimentarias que se generan en este subambiente. La superposición de trenes de óndulas de arena genera una muy delgada laminación horizontal o de entrecruzada bajo ángulo, donde en ocasiones puede reconocerse una gradación inversa dentro de las láminas (Fig. 4e, A en Fig. 4f). Por su parte, la migración de sucesivos trenes de óndulas de gránulo, de mayor granulometría que las previamente consideradas, produce similares estructuras, aunque en este caso las láminas muestran mayor espesor y frecuentemente gradación inversa de intralámina (B en Fig. 4f). Además, en

este caso, la laminación presenta una fuerte bimodalidad granulométrica, que se expresa con una lámina basal muy delgada, de menor granulometría (arenas finas a muy finas) y una lámina superior de mayor espesor y arenas medianas a muy gruesas, que además pueden presentar un ordenamiento granocreciente (*pin stripe lamination*; Fryberger y Schenk, 1988). En la figura 4f pueden observarse ambos tipos de laminaciones eólicas.

Aunque los dos tipos de óndulas eólicas pueden presentarse en las planicies de intercanal, las óndulas de arena son mucho más frecuentes debido a la granulometría más fina del sector externo a los canales y al mayor retrabajo eólico que allí se produce. Sin embargo, en las caras de barlovento de *zibars* y en las adyacencias de los lóbulos de desbordamiento areno-gravosos es común observar la presencia de óndulas de gránulo.

Formas ancladas a la vegetación: Se incluyen en esta categoría a las descritas previamente como sombras de arena y a los *zibars*, ambas acumulaciones no migratorias y que cubren una parte sustancial de las planicies de intercanal. Los sombras de arena muestran en este sector mayor participación que dentro de las áreas de canal, se desarrollan al reparo de la vegetación alcanzando alturas de hasta 1 m y largo máximo de 8 m (aunque en promedio es menor a 2 m). La coalescencia lateral de varias sombras de arena determina la formación de montículos ondulados, transversales a la dirección del viento predominante. Estas geofomas eólicas resultarían equivalentes a los descritos en la literatura como *gozes* (Bagnold, 1954; Reineck y Singh, 1973), ondulaciones (Chaudri y Khan, 1980) o *zibars* (Nielson y Kocurek, 1986), utilizándose en este trabajo esta última denominación por ser en general la más ampliamente extendida en la literatura. Los *zibars* son formas estacionarias (aunque algunos ejemplos de *zibars* migratorios fueron descritos por Nielson y Kocurek, 1986), que crecen verticalmente por la migración de óndulas eólicas (Limarino y Martínez, 1992; Tripaldi, 2002) presentando un perfil ligeramente asimétrico con una cara de barlovento muy tendida (menor a 5°) y una de sotavento que por lo general no supera el ángulo de reposo de la arena suelta (Fig. 6a). Sin embargo, los *zibars* de mayor porte (hasta 2 m de altura) pueden desarrollar caras de sotavento donde se producen lóbulos de avalancha.

Los análisis granulométricos efectuados en sedimentos superficiales de *zibars* del valle del río Guandacol mostraron que las arenas que conforman estas geofomas tienen las características típicas de los sedimentos

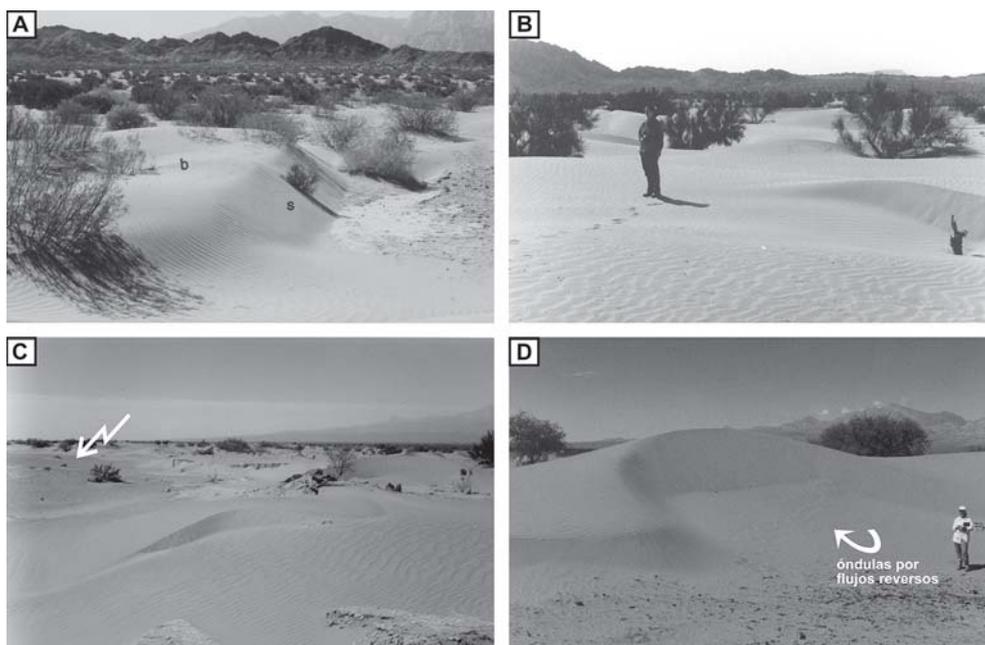


Figura 6. Geoformas eólicas en áreas de intercanal en el ambiente de interacción eólica-fluvial en el valle del río Guandacol, a: topografía arenosa irregular y bajo relieve, en primer plano *zibar* (b, cara de barlovento; s, cara de sotavento); b: protodunas en áreas de mayor cobertura de arenas; c: dunas barjan rodeando depósitos areno-gravosos de lóbulos de desbordamientos (señalados por la flecha); d: duna barjan de mayor porte, con óndulas en la cara de sotavento por flujos reversos.

Figure 6. Aeolian landforms of interchannel areas in the fluvial-aeolian interaction system in the Guandacol Valley, a: irregular and rolling sandy topography, at forward *zibar* with windward (b) and leeward (s) faces; b: protodunes from interchannel area with a more extensive sand cover; c: barchan dunes surrounding gravelly sand deposits of splay lobes (arrowed); d: large barchan dune with ripples in its lee face due to reversing flows.

de origen eólico (Ahlbrandt, 1979). Se trata de arenas medianas a muy finas, con una media promedio en la arena fina (2,46 ϕ), bien a moderadamente bien seleccionadas (selección promedio 0,47) y distribuciones granulométricas unimodales (moda promedio en la arena fina), simétricas ($SK_1=0,05$) y mesocúrticas ($K_C=1,00$) (Tabla 3).

El corte transversal de un *zibar* es mostrado en las figuras 7c y 7d, donde puede verse que los depósitos de estas geoformas consisten en arenas medianas a muy finas, bien a muy bien seleccionadas, con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo. También han podido observarse arenas con laminación ondulítica eólica preservando caras frontales (*truncated ripple-foresets cross-laminae* de Hunter, 1977a). En ocasiones es posible reconocer la morfología de los *zibars* dada por superficies convexas hacia arriba que limitan paquetes de arenas laminadas. En la figura 7c puede observarse un ejemplo de este tipo de depósito, que alcanza 4 m de extensión lateral y 1 m de espesor. Allí una superficie convexa, que representa el techo preservado de

un *zibar* (flecha en la Fig. 7c) limita arenas con laminación entrecruzada de bajo ángulo formadas por la migración de óndulas (S_{lm}, S_{lg} en Fig. 7d). Subyaciendo a la superficie convexa aparece una delgada capa con laminación ondulítica ascendente (S_{re} en Fig. 7d), que representaría la migración de óndulas de arena sobre la cara de sotavento del *zibar* (Fig. 7d).

Protodunas, dunas barjan y dunas de crestas barjanoides: Las protodunas y dunas son elementos comunes en los sistemas de interacción eólica-fluvial (Langford, 1989; Trewin, 1993; Sweet, 1999; Veiga y Spalletti, 2007). En las planicies de intercanal del valle del río Guandacol aparecen dunas aisladas tipo barjan y de crestas barjanoides (Figs. 6b-d). Alcanzan una altura variable entre 50 cm (protodunas) y 9 m, con superficies de barlovento tendidas (inclinaciones de 9° en promedio) y caras de sotavento que pueden resultar tendidas o por el contrario superar el ángulo de reposo de la arena suelta. En el primer caso, el transporte y deposición de granos se produce por la migración de óndu-

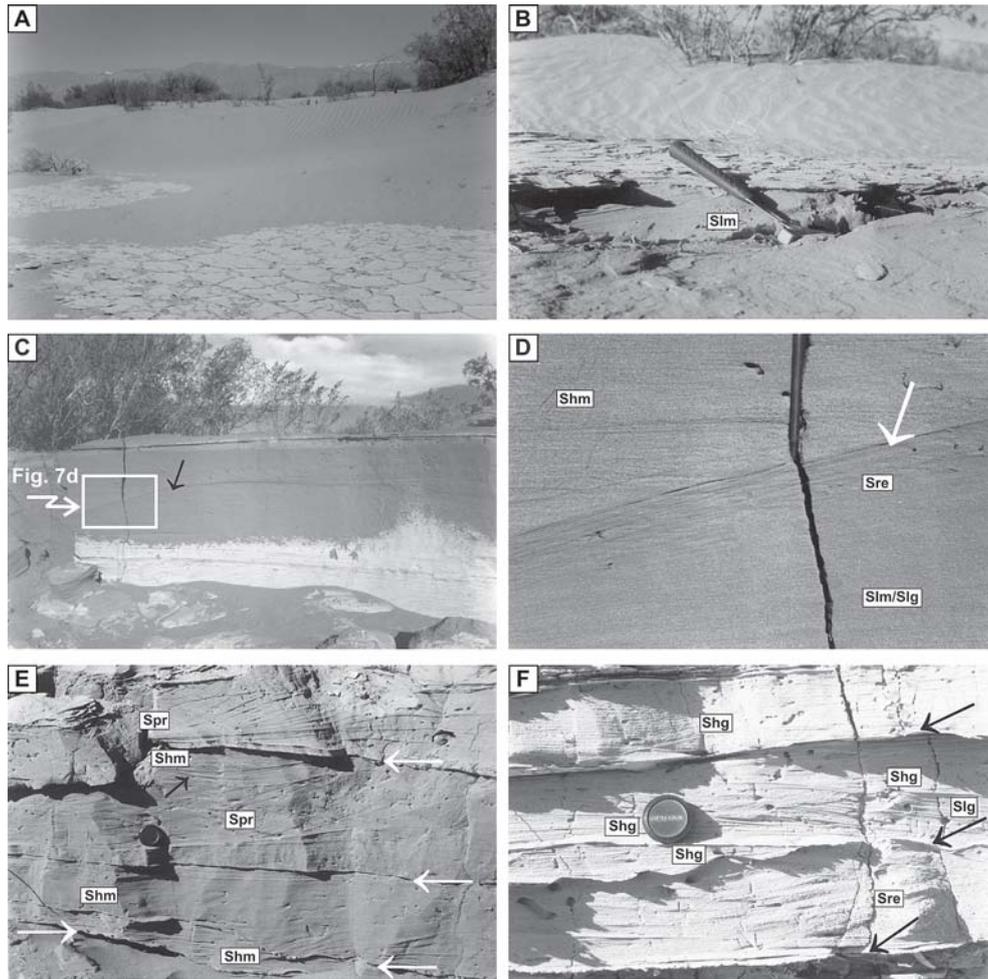


Figura 7. Depósitos de áreas de intercanal del sistema de interacción eólica-fluvial en el valle del río Guandacol, a: mantos de fango con grietas de desecación entre geoformas eólicas; b: arenas eólicas con laminación entrecruzada de bajo ángulo (litofacies S1m) preservadas debajo de mantos de fango; c: depósito de *zibar*, nótese la presencia de una superficie convexa hacia el techo (flecha negra), interpretada como la morfología preservada; d: detalle del depósito de *zibar* formado por arenas finamente laminadas (litofacies S1m, S1g) y laminación ondulítica eólica ascendente (litofacies Sre); e y f: apilamiento de depósitos de geoformas eólicas, limitados por delgadas particiones pelíticas, en ocasiones con grietas de desecación (flechas blancas en figura 7e y negras en figura 7f). Para referencias de litofacies véase Tabla 1.

Figure 7. Interchannel area deposits of the fluvial-aeolian interaction system in the Guandacol Valley, a: cracked mud drapes between aeolian landforms; b: aeolian low angle cross-laminated sands (S1m litofacies) preserved below mud drapes; c: *zibar* deposit, note the upward convex surface (arrowed) interpreted as the preserved morphology; d: close view of *zibar* deposit with finally laminated sands (S1m, S1g litofacies) and aeolian climbing ripple lamination (Sre litofacies); e and f: vertical stacked of aeolian landform deposits, bounded by thin, occasionally cracked, mud drapes (white and black arrows in Fig. 7a and Fig. 7f, respectively). For lithofacies references see Table 1.

las de arena a favor de flujos paralelos a las crestas o bien, en otros casos, las óndulas ascienden por la superficie de sotavento por efecto de flujos reversos. Este último proceso parece ser más importante en las dunas barjan de mayor tamaño, debido posiblemente a que la envergadura y mayor asimetría de éstas favorecen el desarrollo de flujos reversos (Fig. 6d). Cuando la pen-

diente de la cara de sotavento se aproxima a los 30°, el crecimiento y migración de las dunas se produce principalmente por los procesos de caída de granos y de flujo de granos.

Los parámetros granulométricos obtenidos en los depósitos de dunas son mostrados en la Tabla 3. Como allí puede verse, las dunas del valle del río Guandacol

están formadas por arenas medianas a muy finas, donde los valores de media varían entre 1,78 y 2,93 ϕ (media promedio de 2,26 ϕ). Son arenas bien a moderadamente seleccionadas (selección promedio 0,63), con muy bajo porcentaje de material limoarcilloso (0,61 %) y distribuciones granulométricas mayormente unimodales, meso a leptocúrticas ($K_G = 1,02$) y simétricas o de asimetría positiva ($SK_1 = 0,19$).

Mantos de fango: Corresponde a áreas irregulares, de moderadas dimensiones (decenas de metros cuadrados), formadas por un sustrato limo-arcilloso sumamente endurecido y compacto. Es frecuente que la superficie se encuentre tapizada por grietas de desecación y más raramente por óndulas, principalmente linguoides, preservadas por una cortina de fango. Los depósitos resultantes alcanzan desde unos pocos centímetros hasta 10 cm de espesor y consisten de limoarcillas y arenas limosas, generalmente masivas, aunque en algunos casos exhiben una tosca laminación resultante de láminas enriquecidas en material arenoso que alternan con otras totalmente fangosas. Con mucho menor frecuencia aparece también laminación ondulítica de corriente y, en aquellos casos en que los niveles fangosos gradan lateralmente a lóbulos de desbordamiento, las pelitas pueden mostrar guijarros aislados distribuidos en forma aleatoria.

Lóbulos de desbordamiento areno-gravosos: Se trata de parches de arena y grava que se distribuyen en forma irregular dentro del área intercanal, en ocasiones pasando lateralmente a los mantos de fango anteriormente descritos. En algunos casos la superficie de los lóbulos se encuentra formada por gravas desprovistas de matriz, en los cuales la matriz arenosa fue muy probablemente eliminada por deflación.

Los depósitos comprenden por lo general areniscas guijarrosas macizas, estratificadas en bancos fuertemente lenticulares de unas pocas decenas de centímetros de espesor. En algunos casos aparecen delgadas cortinas de fango que separan diferentes eventos de crecientes.

DINAMICA DEL SISTEMA DE INTERACCION EOLICA-FLUVIAL

Debido al carácter efímero de los cursos fluviales que ocurren en el valle del río Guandacol, puede considerarse que los procesos fluviales y eólicos se encuentran relativamente balanceados lo que resulta en la superposición de depósitos eólicos sobre sedimentos fluviales. Bajo el régimen climático presente, la mayor parte

del tiempo tanto los canales como las planicies de intercanal se encuentran sujetas a la acción eólica como principal proceso de transporte y depositación de sedimentos. Esta situación es interrumpida durante las crecientes (que en este caso ocurren principalmente en época estival) cuando las acumulaciones eólicas formadas dentro de los cursos (parches de arena, sombras de arena y taludes arenosos) son parcialmente erosionadas, aportando gran cantidad de material arenoso bien seleccionado a las corrientes. Esta alta disponibilidad de arena favorece la formación de flujos hiperconcentrados de baja viscosidad y, paralelamente, disminuye el poder erosivo de los flujos tractivos al encontrarse sobrecargados en sedimentos. Esta situación es claramente mostrada en la figura 3a, donde depósitos de barras de canal se superponen, mediante una superficie ligeramente erosiva, sobre sedimentos eólicos finamente laminados (correspondientes probablemente a parches de arena). En lo que corresponde a los flujos hiperconcentrados, han sido identificados al menos tres tipos diferentes. Los de mayor granulometría son depósitos de gravas matriz-sostenidas caracterizados por la muy buena selección de la arena que conforma la matriz. Este tipo de depósitos, ilustrado en el intervalo H de la figura 3a, se interpreta como generado a partir de la incorporación, durante las crecientes, de gran cantidad de arena proveniente de las acumulaciones eólicas. De hecho, nótese como depósitos eólicos de parches de arena (Shm en Fig. 3a) han sido parcialmente preservados en la base de los bancos de flujos hiperconcentrados (Fig. 3a). Un segundo tipo de depósitos de flujos hiperconcentrados, probablemente de menor energía, corresponden a areniscas limosas (tramo A en Fig. 3b) que abruptamente cubren depósitos de barras fluviales (tramo B en Fig. 3b). En este caso, no aparece la fina laminación que caracteriza a las acumulaciones eólicas, resultando por el contrario masivas, o con una laminación difusa y en algunos casos exhibiendo pequeñas gravillas milimétricas. Finalmente, un tercer tipo de flujo hiperconcentrado, o al menos que muestra una muy alta concentración de material arenoso, se encuentra representado en los paquetes de arenas fluviales con laminación ondulítica ascendente (Fig. 3d). En este ejemplo, además, el aumento progresivo en la concentración de arenas finas queda claramente expuesto por el pasaje de una laminación ondulítica fuera de fase (tramo A en Fig. 3d) a una ondulítica en fase (tramo B en Fig. 3d). La fuente eólica de la arena transportada por la creciente queda claramente expuesta cuando se considera la muy buena selección del depósito, la falta de

gravillas y la alta proporción de arena en el sistema.

Las planicies de intercanal son sólo inundadas durante crecientes extraordinarias y en este subambiente la sedimentación eólica es dominante. El crecimiento del relieve arenoso irregular y suavemente ondulado, típico de las áreas de intercanal, esta dado por la presencia de distintos tipos de geoformas eólicas. Por un lado, se produce la acreción vertical de sombras de arena, mientras su coalescencia lateral determina el crecimiento de geoformas ancladas a la vegetación de mayor tamaño como *zibars* (Fig. 6a). Por su parte, los flujos de viento sobre mantos suficientemente extensos de arenas finas, bien seleccionadas, puede determinar el desarrollo de protodunas (Fig. 6b), que luego evolucionan a dunas de mayor porte (Kocurek *et al.*, 1992; Figs. 6c, d). De esta forma, el crecimiento vertical de sombras de arena y *zibars* y la migración de protodunas y dunas determina paquetes de arenas finas, bien a muy bien seleccionadas, con distintos tipos de laminaciones horizontales y entrecruzadas (Figs. 7e, f).

En las áreas de intercanal, al producirse desbordes fluviales los flujos se saturan rápidamente por la gran cantidad de arena eólica almacenada y disponible para el transporte subácueo, restándole poder erosivo. Paralelamente, la alta porosidad y permeabilidad del sustrato favorece la infiltración restándole capacidad y competencia a las corrientes. Lo dicho se traduce en la limitada extensión de depósitos de lóbulos de desbordamiento areno-gravosos (Fig. 6c), y en la mayor extensión de mantos de fango (Fig. 7a) formados por corrientes poco competentes y de muy bajo poder erosivo. Estos depósitos de fango, juegan en opinión de los autores un importante papel en la preservación de los depósitos eólicos, pues forman un horizonte que al desecarse alcanza un alto poder de induración protegiendo de la erosión a los depósitos eólicos infrayacentes (Fig. 7b).

FORMACION VINCHINA: UN EJEMPLO DE SUCESIONES DE INTERACCION EOLICA-FLUVIAL EN EL REGISTRO GEOLOGICO

La Formación Vinchina (Turner, 1964) se extiende entre los 28° 00' y 29° 30' de latitud sur, conformando distintas serranías en la provincia de La Rioja, siendo la más importante la sierra de Los Colorados (Fig. 1). Se trata de una potente secuencia (4000 m) de bancos rojos de edad miocena (Ramos, 1970; Ciccioioli *et al.* 2005), cuyas características estratigráficas y sedimentológicas han sido examinadas en trabajos previos (Turner, 1964; Ramos, 1970; Tabbutt, 1987; Tripaldi *et al.*,

2001; Limarino *et al.*, 2001; Marensi *et al.*, 2000, entre otros). Desde el punto de vista composicional, la Formación Vinchina está formada por areniscas, pelitas, conglomerados intra y extraformacionales, junto con muy escasas intercalaciones tobáceas. Dos miembros han sido reconocidos en la unidad (Ramos, 1970), el inferior es principalmente areno-pelítico, mientras que el superior posee en su base varios niveles de conglomerados extraformacionales, sucedidos por sucesiones de areniscas y pelitas. Es justamente en este último tramo donde fueron reconocidos y caracterizados depósitos de interacción eólica-fluvial, dentro de la asociación de facies V (véase Tripaldi *et al.* 2001), interpretada como producto de la depositación en fajas de canales meandrosos efímeros (Figs. 8 y 9a). El intervalo aquí considerado demuestra haber sido depositado bajo un clima semiárido con régimen hidrológico estacional que favoreció el crecimiento de depósitos eólicos tanto en áreas de canal como de intercanal (Tripaldi *et al.*, 2001, Limarino *et al.*, 2001).

En lo que respecta a las acumulaciones de canal, constituyen cuerpos tabulares a lentiformes, de espesores comprendidos entre 30 cm y 100 cm, y 50 cm de potencia promedio. Un ciclo ideal se inicia con una superficie erosiva plana o ligeramente irregular, sobre la que se disponen casi invariablemente brechas y conglomerados intraformacionales (Gi). Estos son sucedidos por areniscas guijarrosas con intraclastos pelíticos desperdigados (SGi) y areniscas, gruesas a medianas, mostrando diferentes tipos de estratificación entrecruzada (Sp, St, Sl) (Fig. 9b). En algunos casos, el término fluvial también incluye delgados niveles de areniscas finas con laminación horizontal (Sh) y lineación por partición. Al menos el 20% de las unidades de canal exhibe un tramo superior compuesto por areniscas finas y muy finas, muy bien seleccionadas y en las que se han preservado fábricas depositacionales abiertas. Estas areniscas forman niveles de entre 10 y 40 cm de espesor, de base neta y geometría tabular a lentiforme (Figs. 9c, d). Muestran invariablemente delicada laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, donde las láminas son internamente masivas (Shm, Slm) o bien poseen gradación inversa de intralámina (Shg, Slg; Fig. 9d).

Las planicies de inundación conforman horizontes tabulares a lentiformes que alcanzan hasta 50 cm de espesor, aunque por lo general, no superan los 10 centímetros. Consisten en una alternancia rítmica de areniscas y pelitas. Las primeras de tamaño de grano mediano a fino, conforman bancos tabulares (hasta 5 cm de espesor) con frecuente laminación ondulática (Sr), horizon-

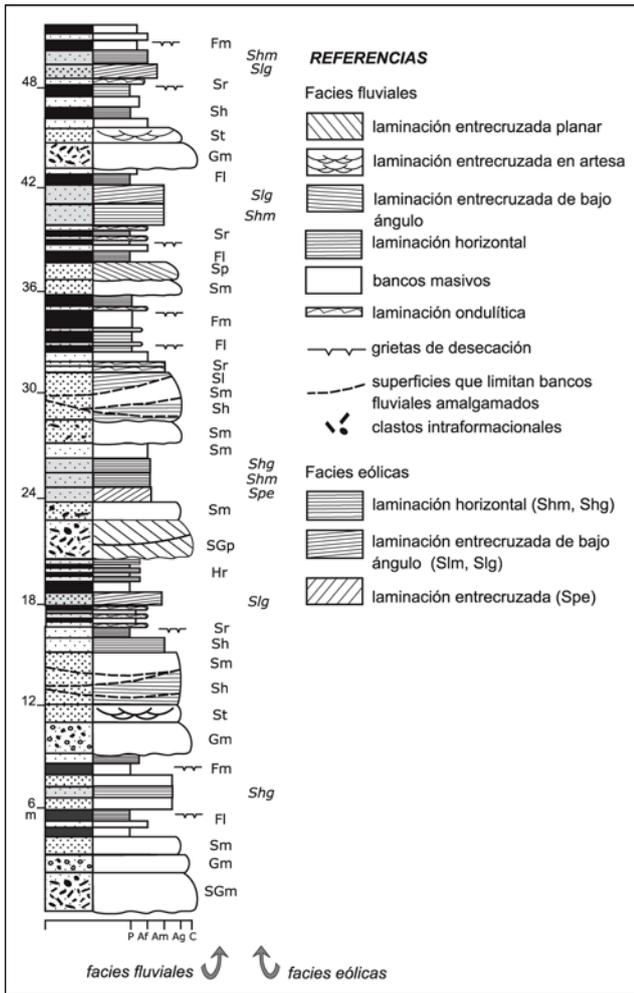


Figura 8. Perfil esquemático de la distribución de facies en los depósitos de interacción eólica-fluvial analizados en la Formación Vinchina.

Figure 8. Schematic log for the fluvial-aeolian interaction deposits analyzed in the Vinchina Formation.

tal (Sh) o masivos (Sm). Por su parte, las pelitas muestran laminación horizontal (Fl), capas masivas (Fm), niveles intensamente bioturbados (bioturbación tanto endichnia como epichnia) y muy frecuentes grietas de desecación. Los términos eólicos en secuencias de planicies exhiben característica laminación horizontal, con microgradación inversa de intralámina. Otra característica distintiva de las areniscas eólicas es su carácter friable y poroso (Fig. 9c) cuando se las compara con las de origen fluvial presentes en el mismo ciclo. Finalmente, aparecen escasos bancos con laminación entrecruzada de muy probable origen eólico.

Tanto los intervalos eólicos de canal como los de planicie de inundación han sido muestreados para estu-

dios microscópicos de textura y fábrica. El análisis de secciones delgadas permitió establecer algunas diferencias significativas a nivel microscópico entre las facies eólicas y fluviales en los depósitos de interacción. En primer lugar, y aún cuando se considere únicamente a la fracción arena, el término eólico es en general mejor seleccionado (entre bien y muy bien seleccionadas, metodología de Beard y Weyl, 1973) que el de origen fluvial (entre moderada y pobremente seleccionadas, según Beard y Weyl, 1973). Esta diferencia en la selección se hace aún mucho más significativa si se comparan los términos eólicos con las areniscas guijarrosas de origen fluvial. Por otro lado, existe una clara diferencia en la cantidad de matriz en uno y otro caso; mientras que el término eólico muestra por regla general menos de un 3% de matriz, su equivalente fluvial oscila entre 5 y 15%.

En lo que se respecta a la fábrica, el término eólico muestra en general un empaquetamiento más abierto, con valores de espacio intergranular (IGV) entre 8 y 12%, que contrasta con las areniscas fluviales con un IGV menor al 5%. Cuando el espacio intergranular no está ocupado por cemento es notable la mayor porosidad que exhiben los términos eólicos frente a los fluviales. El mayor espacio intergranular de depósitos fluviales cuando se los compara con eólicos ha sido previamente destacado por Atkins y McBride (1992), e interpretado como el reflejo de fábricas depositacionales más abiertas que muestran los depósitos originados por el viento. En la tabla 4 se han resumido los principales criterios mega y microscópicos para el reconocimiento de los términos eólicos en los depósitos de interacción.

La existencia de facies de interacción eólica-fluvial en las fajas de canales meandrosos efímeros de la asociación de facies V (de Tripaldi *et al.*, 2001) de la Formación Vinchina, permite ampliar el conocimiento de las condiciones paleoambientales durante la depositación de la unidad. En primer lugar, corrobora las condiciones climáticas áridas a semiáridas sugeridas en trabajos previos (Tripaldi *et al.*, 2001; Limarino *et al.*, 2001), sugiriendo que los canales se encontraban secos la mayor parte del año y sujetos a procesos de transporte y depositación eólicos. La acción de los vientos, combinada probablemente con una muy escasa cubierta de vegetación y a una alta provisión de arena, favoreció la migración de óndulas eólicas, de arena y gránulo, que formaron paquetes de arenas con laminación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo con gradación inversa de intralámina (Figs. 9c, d). Es posible que algunos de estos paquetes se haya depositado a partir del creci-

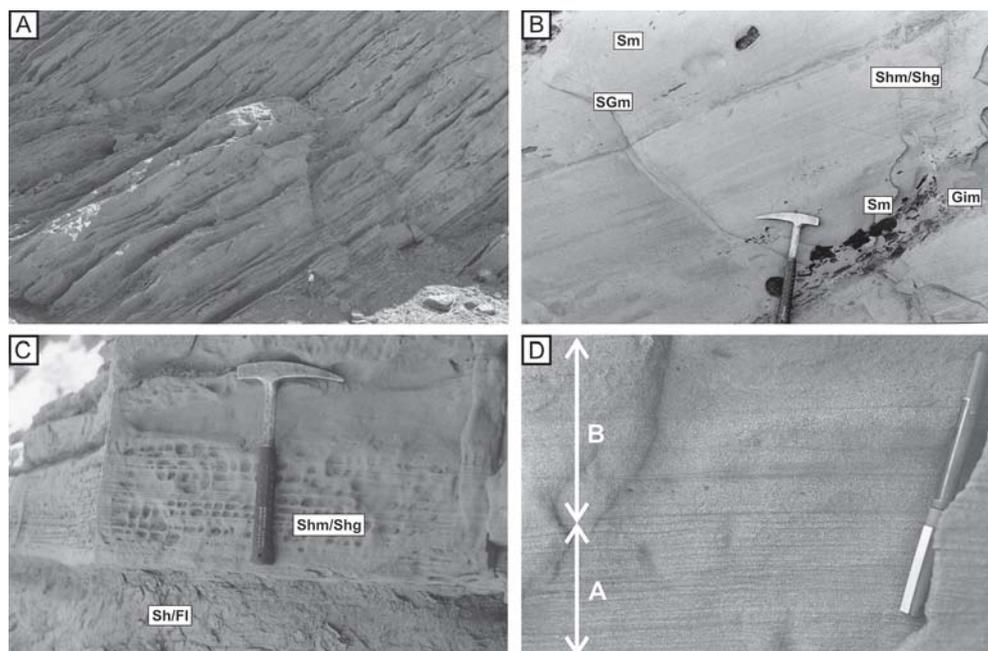


Figura 9. Depósitos interacción eólica-fluvial en la Formación Vinchina, a: aspecto general de las facies de interacción, b: términos fluvial (litofacies Gim, Sm, SGm) y eólico (litofacies Shm, Shg) en facies de áreas de canal, c: términos fluvial (litofacies Fl, Sh) y eólico (litofacies Shm, Shg) en facies de áreas de intercanal, d: detalle del término eólico, en facies de intercanal, donde puede observarse la característica gradación inversa de intralámina de los depósitos de ondulas eólicas (litofacies Shg) y la presencia de los dos tipos de laminaciones ondulíticas descritas en los depósitos del valle del río Guandacol (Fig. 4f), producto de la migración de ondulas eólicas de arenas (A) y de gránulo (B). Para referencias de litofacies véase Tabla 1.

Figure 9. Fluvial-aeolian interaction deposits of the Vinchina Formation, a: general view of fluvial-aeolian facies, b: fluvial (Gim, Sm, SGm litofacies) and aeolian (Shm, Shg litofacies) elements in channel area facies; c: fluvial (Fl, Sh litofacies) and aeolian (Shm, Shg litofacies) elements in interchannel area facies; d: close view of the aeolian element (interchannel area facies) showing the distinctive inversely graded laminae of the aeolian ripple deposits (Shg litofacies) and the presence of the two types of aeolian ripple laminations described in the Guandacol Valley deposits (Fig. 4f), formed by aeolian sand (A) and granule (B) ripples.

miento vertical de geofomas no migratorias como *zibars*. Paralelamente, en el tramo estudiado no son comunes los paquetes con laminación entrecruzada de escala grande, que puedan interpretarse como depósitos de dunas eólicas.

DISCUSION

Aunque excepcionalmente citados en el registro geológico, es probable que en ambientes semiáridos los depósitos de interacción eólica-fluvial sean mucho más frecuentes que lo corrientemente asumido. Lo dicho se desprende no sólo de su común presencia en ambientes actuales, sino también del estudio detallado de secuencias antiguas, como es el caso de la Formación Vinchina. La identificación de depósitos de interacción depende de la posibilidad de reconocer intervalos eólicos interestratificados con sedimentos fluviales, en este sentido

un listado de los principales criterios empleados en secuencias antiguas para identificar intervalos eólicos es mostrado en la tabla 4.

La muy buena selección granulométrica y el tamaño de grano que exhiben las areniscas eólicas es una de las principales diferencias con sus equivalentes fluviales. Lo dicho queda expuesto en los diagramas de dispersión mostrados en la figura 10. Por ejemplo, un diagrama que puede resultar útil como una herramienta complementaria en la discriminación de subambientes es uno de los propuestos por Friedman (1979) que relaciona los valores del percentil del 1% y la media (Fig. 10a), que permite separar las muestras de arenas eólicas y fluviales en dos campos. Una excepción resultan las ondulas eólicas de gránulo que se ubican junto con las arenas fluviales (Fig. 10a), debido probablemente al menor retrabajo por el viento de la fuente fluvial en relación al resto de las geofomas eólicas.

<i>Textura</i>	Areniscas finas a muy finas, con muy bajos porcentajes de matriz (generalmente inferiores al 2%) y ausencia de intraclastos pelíticos
<i>Selección</i>	Moderadamente a muy bien seleccionadas, unimodales.
<i>Asimetría</i>	Simétricas o de asimetría positiva y con valores del percentil del 1% más finos que -1σ (2 mm).
<i>Fábrica</i>	Abierta, con altos valores de espacio intergranular, generalmente friables
<i>Formas de lecho preservadas</i>	Ocasionales óndulas que muestran los mayores tamaños de grano en la zona de crestas e índice de óndula mayor a 17
<i>Estructuras sedimentarias</i>	Frecuente laminación horizontal o entrecruzada de muy bajo ángulo, fina a muy fina y mostrando en algunos casos gradación inversa de intralámina
<i>Forma de bancos</i>	Tabulares, presencia de superficies limitantes convexas hacia arriba limitando el techo de sets de areniscas con laminación horizontal o entrecruzada de muy bajo ángulo. Ausencia de bancos con formas canalizadas, bases erosivas y niveles con intraclastos

Tabla 4. Características diagnósticas para el reconocimiento del término eólico en depósitos de interacción eólica-fluvial.

Table 4. Distinguished features for recognizing the aeolian component in fluvial-aeolian interaction deposits.

La asimetría es otro rasgo que puede ayudar a separar los niveles eólicos y fluviales, pues en el primer caso las distribuciones granulométricas resultan predominantemente simétricas o con ligera asimetría positiva, mientras que las areniscas fluviales tienden a mostrar asimetrías negativas (Fig. 10b). También en el diagrama de la figura 10b puede observarse como las arenas de geoformas eólicas exhiben selecciones buenas a moderadamente buenas mientras que las arenas fluviales resultan mal seleccionadas. Nuevamente las muestras correspondientes a óndulas eólicas de gránulo se ubican junto

con las muestras de arenas fluviales por resultar mal seleccionadas (Fig. 10b).

La proporción de matriz es también diferente en los términos fluviales y eólicos de las facies de interacción. Mientras que las areniscas eólicas muestra porcentajes de matriz inferiores al 2%, estando en muchos casos prácticamente ausente, las areniscas fluviales (tanto de la Formación Vinchina como de depósitos modernos) exhiben un contenido de matriz variable entre 5 y 10%, llegando en algunos casos hasta el 25%.

Con respecto a la fábrica, el espacio intergranular de las areniscas eólicas es casi invariablemente mayor que el de sus equivalentes fluviales. Esta diferencia refleja la mayor porosidad depositacional de las arenas eólicas, las que si son cementadas tempranamente pueden preservar gran parte de la porosidad depositacional y, por lo tanto, presentar altos valores de espacio intergranular. Esta característica es la que posibilita que los términos eólicos de estas sucesiones puedan resultar buenos reservorios de hidrocarburos (Cowan, 1993; Meadows y Beach, 1993; Ellis, 1993; Sweet, 1999; Stanistreet y Stollhofen, 2002).

En lo que corresponde a los rasgos de estratificación, los intervalos eólicos se caracterizan por la preponderancia de una delgada laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, producida por la migración de óndulas. Internamente, las láminas suelen mostrar gradación inversa de intralámina, característica típica de la laminación eólica producida por óndulas eólicas (Hunter, 1977a, b, Fig. 4f). Este criterio ha demostrado, en nuestro caso, ser de gran utilidad para separar intervalos eólicos de fluviales pues, en estos últimos, aunque la laminación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo es frecuente, no lo es la gradación inversa en el interior de las láminas. Otra interesante diferencia, es que las areniscas finas de origen fluvial estudiadas en la Formación Vinchina muestran frecuentemente lineación por partición, indicando depositación subácuea en condiciones de alto régimen de flujo y con alta provisión de arena. Por el contrario, en las areniscas eólicas no ha sido identificado dicho rasgo de estratificación. Cuando las óndulas han sido preservadas, observándose ondulitas en el techo o en el interior de los bancos, el origen eólico puede ser deducido del mayor tamaño de grano que muestran las crestas con respecto a los senos (a la inversa de lo que ocurre en óndulas fluviales), así como por el mayor índice de óndula que exhiben las de origen eólico (mayor a 17) cuando se las compara con fluviales (menor a 15; Tanner, 1967).

Resulta interesante especular cuales serían las condi-

ciones que favorecerían el crecimiento y preservación del sistema de interacción eólica-fluvial. Aunque son muchos los factores alocíclicos que controlan directa o indirectamente este ambiente, el desarrollo de geoformas eólicas resulta del balance entre la capacidad de transporte del viento y la provisión y disponibilidad de arena que determina el estado del sistema (Cf. Kocurek y Lancaster, 1999; Kocurek, 1999). Los términos provisión y disponibilidad de arena son utilizados en el sentido de Kocurek (1999), el primero hace alusión al volumen total de arena que potencialmente puede ser tomado por el viento e introducido en el sistema. Sin embargo, sólo una parte del total de esta arena se encuentra disponible para ser transportada, ya que factores tales como la cubierta vegetal, la formación de cubiertas pelíticas de origen fluvial y el acorazamiento de la superficie por guijarros y bloques (producto último de la deflación) disminuyen la disponibilidad de arena para el transporte eólico. A primera vista, el desarrollo de geoformas eólicas en el contexto de una planicie aluvial alcanzaría mayor importancia cuando la disponibilidad de arena del sistema supere la capacidad de transporte del viento. Sin embargo, la periodicidad de las avenidas fluviales jugará un papel fundamental en el crecimiento y preservación de los depósitos de interacción, pues si éstas son muy frecuentes el término eólico podría ser constantemente retrabajado y eliminado del registro. Por el contrario, si las crecidas son extremadamente distantes entre sí, ya sea por un cambio hacia condiciones climáticas de mayor aridez como por cambios en la configuración de la red de drenaje (ej. captura de un río), el sistema de interacción sería reemplazado por un campo de dunas. Pensamos que las condiciones óptimas para la generación de las acumulaciones aquí estudiadas se darán en planicies fluviales efímeras, arenosas o arenoconglomeráticas, y con grandes avenidas de periodicidad comprendida entre varias decenas y pocas centenas de años. Consideramos que la erosión y transporte fluvial juegan también un importante papel en el sistema de interacción, ya que de no mediar la incorporación de arena a los canales por medio de la acción fluvial, la deflación conduciría con el tiempo a la formación de superficies acorazadas y, por lo tanto, a la pérdida total de disponibilidad de arena para el transporte eólico. Al ocurrir esto, los vientos subsaturados en arena comenzarían a deflacionar las acumulaciones eólicas de las planicies de intercanal y, consecuentemente, el sistema de interacción sería destruido.

El rol de la cubierta vegetal debe ser también examinado con atención. Si bien un aumento en la cantidad

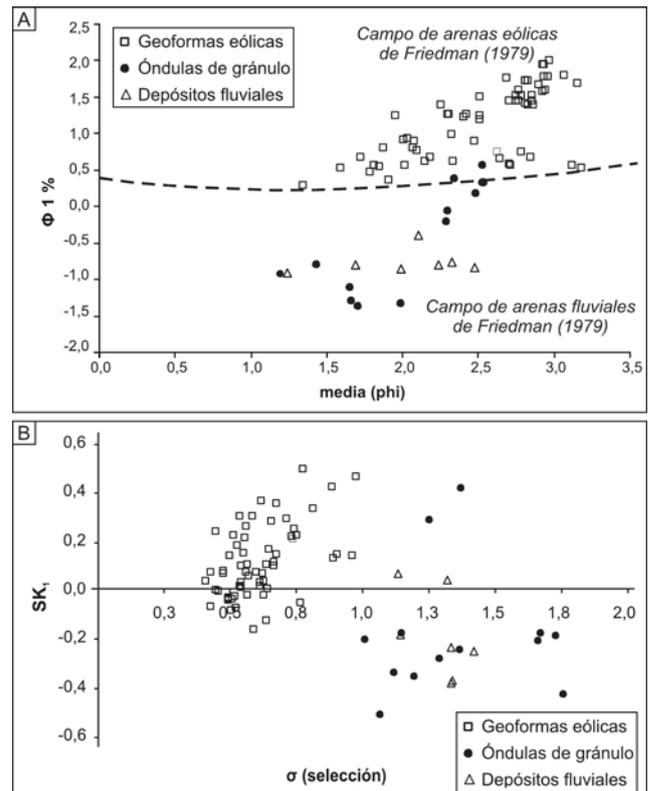


Figura 10. Diagramas de dispersión de parámetros texturales de arenas del sistema de interacción en el valle del río Guandacol, a: gráfico de la media en función del percentil del 1 % (ϕ 1 %), ambos en valores phi, que permite diferenciar arenas eólicas y fluviales (propuesto por Friedman, 1979); b: gráfico que ilustra la buena selección y valores de asimetría positiva o simétricos de las geoformas eólicas en relación a la mala selección y asimetría negativa de la mayoría de los depósitos fluviales y de óndulas eólicas de gránulo.

Figure 10. Dot plots of textural parameters of sands from the fluvial-aeolian interaction system in the Guandacol Valley, a: Friedman's (1979) plot where mean and 1st percentil values, both in phi units, allow discrimination of fluvial and aeolian sands; b: dot plot showing the good sorting and positive asymmetry or symmetrical values of the aeolian geoforms in relation to the bad sorting and negative symmetry of most of the fluvial and aeolian granule ripple deposits.

de vegetación disminuiría la disponibilidad de arena para el transporte eólico, su presencia en cantidades limitadas, como ha sido señalado previamente, favorece la desaceleración del viento y la formación de acumulaciones eólicas como sombras de arena y *zibars*, a partir de las cuales pueden evolucionar formas mayores como dunas.

Teniendo en cuenta lo arriba señalado y tomando al

sector del río Guandacol aquí estudiado como prototipo de análisis, se puede suponer que un cambio climático hacia condiciones de mayor humedad sería desfavorable para el sistema de interacción al aumentar la periodicidad de las crecientes y la cubierta vegetal. En este caso se produciría un cambio hacia un sistema exclusivamente fluvial. Por el contrario, un proceso de aridización, que condujera a crecientes sumamente espaciadas, tendría un efecto negativo sobre el sistema de interacción ya que disminuiría la cubierta vegetal y el transporte fluvial. Estos cambios determinarían un pasaje hacia un ambiente de campo de dunas o manto eólico si continuara la provisión de arena o, de lo contrario, hacia el desarrollo de una superficie acorazada.

CONCLUSIONES

1. El análisis del valle del río Guandacol y de la Formación Vinchina demuestran claramente la importancia del ambiente de interacción eólica-fluvial bajo condiciones climáticas semiáridas. Sin embargo, este tipo de acumulaciones ha sido raramente identificada en el registro geológico, probablemente como resultado de los escasos estudios de este sistema depositacional en ambientes modernos así como por la dificultad para reconocerlos en sucesiones antiguas.

2. En este trabajo se establece que los depósitos de interacción eólica-fluvial son aquellos formados por la interestratificación, a escala métrica o menor, de sedimentos depositados por el viento y por la acción fluvial. Deben, por lo tanto, excluirse de este tipo de acumulaciones a las secuencias eólicas de decenas de metros de espesor intercaladas con facies fluviales, las que constituirán en ese caso facies de dunas o mantos de arena según correspondan.

3. Los depósitos de interacción eólica-fluvial alcanzarían mayor importancia y tendrían mayor potencial de preservación en las planicies de intercanal. Lo dicho se debe a la menor energía de las corrientes fluviales en estos sectores y porque los mantos fangosos formados durante las crecientes evitan la erosión de los depósitos de interacción infrayacentes.

4. La identificación de depósitos de interacción en el registro geológico depende de la posibilidad de reconocer el términos eólicos en sucesiones fluviales. Para ello pueden resultar de utilidad una serie de criterios texturales y de estructuras sedimentarias que incluyen: 1) presencia de areniscas finas a muy finas, moderadamente a muy bien seleccionadas, unimodales y simétricas o de asimetría positiva; 2) valores del percentil

del 1% más finos que -1ϕ (2 mm); 3) estas areniscas aparecen más comúnmente en estratos con laminación fina a muy fina, horizontal o entrecruzada de bajo ángulo; 4) presencia de algunos estratos de areniscas finas a gruesas/muy gruesas, ocasionalmente sabulíticas, con frecuencia bimodales, con laminación paralela o entrecruzada de bajo ángulo; 5) frecuente gradación inversa de intralámina en los paquetes con laminación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo; 6) muy bajos porcentajes de matriz (inferior al 2%); 7) alto porcentaje de espacio intergranular; 8) falta de superficies de erosión o estructuras que indiquen transporte subáqueo en condiciones de alto régimen de flujo (ej. lineación por partición), 9) óndulas mostrando mayor tamaño de grano en la zona de crestas e índice de óndula mayor a 17.

5. La evolución del sistema de interacción debe ser comprendida sobre la base del balance entre capacidad de transporte del viento, provisión de arena y disponibilidad de arena. Condiciones propicias para el desarrollo de este sistema depositacional tendrán lugar cuando la provisión de arena supere ligeramente a la capacidad de transporte del viento.

6. Es muy probable que condiciones semiáridas con periodicidad de grandes avenidas fluviales comprendidas entre varias decenas hasta pocas centenas de años sean las más favorables para el crecimiento del sistema de interacción eólica-fluvial. Un cambio hacia condiciones de mayor humedad sería desfavorable para el sistema de interacción al aumentar la cubierta vegetal (disminución de la disponibilidad de arena) y aumentar la periodicidad de las crecientes (mayor tasa de erosión fluvial), dando como resultado el desarrollo de un sistema exclusivamente fluvial. En forma similar un pasaje hacia condiciones de severa aridez tendría un efecto negativo sobre el sistema de interacción al disminuir la cubierta vegetal y el transporte fluvial, determinando el desarrollo de un campo de dunas, mantos eólicos o superficies acorazadas, dependiendo de la provisión de arena.

Agradecimientos

El presente trabajo fue financiado por los proyectos de investigación de la Universidad de Buenos Aires (UBACyT X866 y UBACyT X213) y del CONICET PIP 5187. Los autores desean agradecer el apoyo logístico provisto por el Departamento de Ciencias Geológicas (UBA). Los autores agradecen especialmente también a los árbitros Gloria Desir y Sergio M. Georgieff por la lectura crítica, comentarios y sugerencias que contribu-

veron a enriquecer esta contribución.

Las imágenes satelitales y datos meteorológicos fueron provistos por la CONAE y el Servicio Meteorológico Nacional, respectivamente.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Ahlbrandt, T.S.**, 1979. Textural parameters of eolian deposits. En: E.D. McKee (Ed.), *A Study of Global Sand Seas*. U. S. Geological Survey, Professional Paper 1052:187-238.
- Anderson, R.S.**, 1987. A theoretical model for aeolian impact ripples. *Sedimentology* 34:943-956.
- Atkins, J.E.** y **E.F. McBride**, 1992. Porosity and packing of Holocene river, dune, and beach sands. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 76:339-355.
- Bagnold, R.A.**, 1954. *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London, 265 pp.
- Beard, D.C.** y **P.K. Weyl**, 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57:349-369.
- Bullard, J.E.** y **I. Livingstone**, I. 2002. Interactions between aeolian and fluvial systems in dryland environments. *Area* 34:8-16.
- Bullard, J.E.** y **G.H. McTainsh**, 2003. Aeolian-fluvial interactions in dryland environments: scales, concepts and Australia case study. *Progress in Physical Geography* 27:471-501.
- Cabrera, A.**, 1976. *Regiones Fitogeográficas Argentinas*. Enciclopedia Argentina de Agricultura y Ganadería. Buenos Aires, Argentina.
- Ciccioli, P.L.**, **C.O. Limarino** y **S.A. Marensi**, 2005. Nuevas edades radiométricas para la Formación Toro Negro en la Sierra de los Colorados, Sierras Pampeanas Noroccidentales, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60:251-254.
- Cowan, G.**, 1993. The identification and significance of aeolian deposits within the dominantly fluvial Sherwood Sandstone Group of the East Irish Sea Basin UK. En: C.P. North y D.J. Prosser, (Eds.), *Characterization of Aeolian and Fluvial Reservoirs*. Geological Society London, Special Publications 73:249-249.
- Ehrlich, R.**, **S.K. Kennedy**, **S.J. Crabtree** y **R.L. Cannon**, 1984. Petrographic image analysis, I. Analysis of reservoir pore complexes. *Journal of Sedimentary Petrology* 54:1365-1378.
- Ellis, D.**, 1993. The Rough Gas Field: distribution of Permian aeolian and non-aeolian facies and their impact on field development. En: C.P. North y D.J. Prosser, (Eds.), *Characterization of Aeolian and Fluvial Reservoirs*. Geological Society London, Special Publications 73:265-277.
- Estadísticas Climatológicas**, 1986. Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires.
- Folk, R.L.** y **W.C. Ward**, 1957. Brazos River bar - A study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27:3-27.
- Friedman, G.M.**, 1958. Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. *Journal of Geology* 66:394-416.
- Friedman, G.M.**, 1962. Comparison of moment measures for sieving and thin-section data for sedimentary petrological studies. *Journal of Sedimentary Petrology* 32:15-25.
- Friedman, G.M.**, 1979. Address of the retiring president of the International Association of Sedimentologists: Difference in size distribution of populations of particles among sands of various origins. *Sedimentology* 26:3-32.
- Fryberger, S.G.** y **C. Schenk**, 1988. Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology* 55:1-16.
- Fryberger, S.G.**, **T.S. Ahlbrandt** y **S.A. Andrews**, 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian «sand sheet» deposits, Great Sand Dunes National Monument and Vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 49:733-746.
- Glennie, K.W.**, 1970. *Desert sedimentary environments*. Developments in Sedimentology 14. Elsevier, Amsterdam, 222 pp.
- Harrell, J.A.** y **K.A. Eriksson**, 1979. Empirical conversion equations for thin-section and sieve derived size distribution parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 49:273-280.
- Hesp, P.A.**, 1981. The Formation of Shadow Dunes. *Journal of Sedimentary Petrology* 51:101-111.
- Herries, R.G.**, 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA. En: C.P. North y D.J. Prosser, (Eds.), *Characterization of Aeolian and Fluvial Reservoirs*. Geological Society London, Special Publications 73:199-218.
- Houseknecht, D.W.**, 1987. Assessing the relative importance on compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 71:633-642.
- Hunter, R.E.**, 1977a. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures. *Journal of Sedimentary Petrology* 47:697-706.
- Hunter, R.E.**, 1977b. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24:361-387.
- Jones, L.S.** y **R.C. Blakey**, 1997. Eolian - fluvial interaction in the Page Sandstone (Middle Jurassic) in south-central Utah, USA: a case study of erg-margin processes. *Sedimentary Geology* 109:181-198.
- Johnson, M.R.**, 1994. Thin section grain size analysis revisited. *Sedimentology* 41:985-999.
- Kocurek G.**, 1999. The aeolian rock record. En: A. Goudie y I. Livingstone (Eds.), *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. John Wiley, London:239-259.
- Kocurek, G.** y **J. Nielson**, 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33:795-816.
- Kocurek, G.** y **N. Lancaster**, 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* 46:505-515.
- Kocurek G.**, **N.I. Robinson** y **J.M. Sharp**, 2001. The response of the water table in coastal aeolian systems to changes in sea level. *Sedimentary Geology* 139:1-13.
- Kocurek, G.**, **M. Townsley**, **E. Yeh**, **K. Havholm** y **M. L. Sweet**, 1992. Dune and dune-field development on Padre Island, Texas, with implications for interdune deposition and water-table-controlled accumulation. *Journal of Sedimentary Petrology* 62(4):622-635.
- Langford, R.P.**, 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology* 36:1023-1035.
- Langford, R.P.** y **M.A. Chan**, 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), southeastern Utah. *Geological Society of America Bulletin* 100:1541-1549.
- Langford, R.P.** y **M.A. Chan**, 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology* 36:1037-1051.
- Lancaster, N.** y **J.T. Teller**, 1988. Interdune deposits of the Namib sand sea. *Sedimentary Geology* 55:91-107.
- Limarino, C.O.** y **G. Martinez**, 1992. Caracterización textural de algunas mesoformas eólicas de ambientes semidesérticos en el Bolsón de Guandacol. *IV Reunión Argentina de Sedimentología*,

Actas II:295-302.

- Limarino, C., A. Tripaldi, S.A. Marensi, L.I. Net, G. Re y A.T. Caselli**, 2001. Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14:751-762.
- Mader, D.**, 1983. Aeolian sands terminating an evolution of fluvial depositional environment in Middle Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel, Federal Republic Germany. En: M.E. Brookfield y T.S. Ahlbrandt (Eds.), *Eolian sediments and processes*. Developments in Sedimentology 38:583-612.
- Marensi, S.A., L.I. Net, A.T. Caselli, A. Tripaldi y C.O. Limarino**, 2000. Hallazgo e interpretación de discordancias intraformacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), Quebrada de la Troya, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55:414-418.
- Meadows, N.S. y A. Beach**, 1993. Structural and climatic controls on facies distribution in a mixed fluvial and aeolian reservoir: The Triassic Sherwood Sandstone in the Irish Sea. En: C.P. North y D.J. Prosser, (Eds.), *Characterization of Aeolian and Fluvial Reservoirs*. Geological Society London, Special Publications 73:247-264.
- Miall, A.D.**, 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Review* 13:1-62.
- Miall, A.D.**, 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer Verlag, Berlín, 582 pp.
- Mountney, N.P. y A. Jagger**, 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology* 51:713-743.
- Newell, A.J.**, 2001. Bounding surfaces in mixed aeolian-fluvial system (Rotliegend, Wessex Basin, SW UK). *Marine and Petroleum Geology* 18:339-347.
- Nielson, J. y G. Kocurek**, 1986. Climbing zibars of the Algodones. *Sedimentary Geology* 48:1-15.
- Ramos, V.A.**, 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(3):354-382.
- Reineck, H.E. y I.B. Singh**, 1973. *Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics*, Springer-Verlag, Berlin, Primera Edición, 439 pp.
- Sharp, R.P.**, 1963. Wind ripples. *Journal of Geology* 71:617-636.
- Stanistreet, I.G. y H. Stollhofen**, 2002. Hoanib River flood deposits of Namib Desert interdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite reservoirs. *Sedimentology* 49:719-736.
- Svendsen, J., H. Stollhofen, C.B.E. Krapf y I.G. Stanistreet**, 2003. Mass and hyperconcentrated flow deposits record dune damming and catastrophic breakthrough of ephemeral rivers, Skeleton Coast Erg, Namibia. *Sedimentary Geology* 160:7-31.
- Svendsen, J.H. Friis, H. Stollhofen y N. Hartley**, 2007. Facies Discrimination in a Mixed Fluvio-Eolian Setting Using Elemental Whole-Rock Geochemistry-Applications for Reservoir Characterization. *Journal of Sedimentary Research* 77:23-33.
- Sweet, M.L.**, 1999. Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea. *Sedimentology* 46:171-187.
- Tabbutt, K.D.**, 1987. Fission track chronology of foreland basins in the eastern Andes: magmatic and tectonic implications. Master's Thesis, Dartmouth College, 100p. (inédito).
- Tanner, W.F.**, 1967. Ripple mark indices and their uses. *Sedimentology* 9:89-104.
- Trewin, N.H.**, 1993. Controls on fluvial deposition in mixed fluvial and aeolian facies within the Tumblagooda Sandstone (Late Silurian) of Western Australia. *Sedimentary Geology* 85:387-400.
- Tripaldi, A.**, 2002. *Análisis sedimentológico de depósitos eólicos de valles intermontanos, su aplicación al estudio de secuencias terciarias del noroeste argentino*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 363 pp. (inédito).
- Tripaldi, A. y C.O. Limarino**, 1998. Depósitos de interacción eólica-fluvial en el valle de Guandacol (provincia de La Rioja). VII Reunión Argentina de Sedimentología. Actas:136-137. Salta.
- Tripaldi, A., C.O. Limarino y L.I. Net**, 2003. Fluvial-aeolian interaction systems: examples of modern and ancient deposits from northwestern Argentina. 3rd Latin American Congress of Sedimentology, Actas:306-308. Belém.
- Tripaldi, A., C.O. Limarino, A.T. Caselli, L.I. Net y M.L. Gagliardo**, 1998. Sedimentología de arenas eólicas cuaternarias del área de Lomas de la Estancia, la provincia de La Rioja (Argentina): un ejemplo de sedimentación en campos eólicos intermontanos. *AAS Revista* 5:21-40.
- Tripaldi, A., L.I. Net, C.O. Limarino, S.A. Marensi, G. Re y A.T. Caselli**, 2001. Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56:443-465.
- Turner, J.C.M.**, 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 15c. Vinchina (Provincia de La Rioja)*. Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires. 81 p.
- Veiga, G.D. y L.A. Spalletti**, 2007. The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial / aeolian systems of southern Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 11:286-302.
- Veiga, G.D., L.A. Spalletti y S. Flint**, 2002. Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine low sand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 49:1001-1019.