

# LOS DEPÓSITOS EÓLICOS ASOCIADOS A LA PLANICIE ALUVIAL DEL RÍO DESAGUADERO, PROVINCIA DE MENDOZA, ARGENTINA

Guillermo E. OJEDA, Jorge O. CHIESA y Daniel H. GÓMEZ

Universidad Nacional de San Luis. Departamento de Geología. Av. Ejército de los Andes # 950,  
CP 5700, San Luis. ojeda@unsl.edu.ar

**Resumen:** Asociado a la margen derecha del río Desaguadero, colector principal de los cursos fluviales que drenan el piedemonte de la región andina central, y la zona de interacción con el piedemonte distal mendocino, se disponen destacadas acumulaciones arenosas eólicas que han recibido escasa atención hasta la fecha. Durante investigaciones recientes se ha determinado que estos depósitos se pueden diferenciar en relación a una variedad de geoformas eólicas tales como dunas lunetas, dunas longitudinales y mantos arenosos. En conjunto, estas unidades eólicas se disponen estratigráficamente sobre la Fm. Arco del Desaguadero, sucesión fluvio-lacustre desarrollada entre el Pleistoceno superior y el Holoceno superior. Los depósitos eólicos más antiguos forman dunas lunetas de hasta 14 m de altura, y se los asocia a la deflación de arenas desde las costas occidentales de lagunas temporales vinculadas a inundaciones del río Desaguadero. En base a dataciones numéricas realizadas sobre restos de conchillas de gasterópodos, se asignan estas dunas al Optimo Cálido Medieval. Posteriormente, durante el deterioro climático vinculado a la Pequeña Edad de Hielo, se desarrollaron dunas longitudinales y mantos arenosos con aportes sedimentarios provenientes de la llanura aluvial del río Desaguadero y de la removilización de arenas de las dunas lunetas previamente formadas. Se distinguen además dunas lunetas de menor envergadura asociadas a depresiones de deflación y encharcamiento temporal y extensos mantos arenosos de escaso espesor (menores en general a los 50 cm), generados por sedimentación eólica y posterior removilización por la escorrentía superficial, cuyo desarrollo se estima habrían comenzado también durante este último periodo. La disposición espacial de las dunas lunetas y las dunas longitudinales permiten establecer paleovientos provenientes del Este y Sureste.

**Palabras clave:** dunas lunetas, dunas longitudinales, interacción eólica-fluvial, Holoceno superior, río Desaguadero, Mendoza.

## EXTENDED ABSTRACT

*Eolian deposits associated with the alluvial plain of the Desaguadero River, Mendoza province, Argentina*

On the right bank of the Desaguadero river and the distal piedmont of the Andean Precordillera, there are important aeolian accumulations that have received little attention to date (Figs. 1,4). These

deposits, recognized in different previous regional studies, are grouped within a complex unit called "Médanos y Guadales" (Polanski, 1963; González Díaz y Fauqué, 1993; Rodríguez y Barton, 1993; Costa *et al.*, 2001).

The main objective of this work was to analyze the geomorphological characteristics of the area in detail, considering sedimentological, stratigraphic and chronological features of the units, in order to make a contribution into the knowledge to date

about the regional geological evolution.

The geomorphological analysis was based on satellite image interpretation by means of a Geographic Information System (GIS). Fieldwork was conducted to verify the characteristics of mapped units and get further details on their morphological and morphometric traits. A general sampling of the units was made taking superficial sediment through small holes up to 50 cm - 1 m deep. Sediment samples were processed at the laboratory for particle size characterization by sieving and Bouyoucos techniques, and mineralogical composition by binocular magnifying glass (10X) and microscope. Conventional radiocarbon dates were obtained based on residues gastropod shells, calcium carbonate and carbon.

The geomorphological analysis allowed to establish that aeolian deposit consists of three major landforms as lunette dunes, linear or longitudinal dunes and sandy mantles (Fig. 6). The lunette dunes are landforms of particular importance in the region because of the information they provide as a paleoenvironmental and paleoclimatic indicator. The size of this type of dune, with asymmetrical cross sections and face steeper windward, is influenced by the size of the beach or ephemeral lake which is associated to it (Thomas, 1989; Holliday, 1997; Lancaster, 2005). Pye and Tsoar (2009) note that as parabolic dunes, the arcuate plan form of the lunettes indicates wind direction, and the sedimentation on the surface of the dune is generally improved by the presence of vegetation. They further note that, unlike the parabolic dunes, lunettes are rarely transgressive causing fix dunes.

In this study we differentiated lunette dunes associated with temporary ponds (DL1) and lunette dunes associated to deflationary depressions and temporary ponding (DL2). The former develop large parallel cords to morphology of coastal temporary ponds and can reach several kilometers long and up to 14 m high. They are distributed in at least five altimetric levels which are linked to different stages in an overall shrinkage of river flows during the Holocene (Figs. 7,8). The DL2 correspond to lunette dunes of smaller dimensions, with less than 3 m heights and lengths between 300 and 700 m. They also shows a characteristic plan morphology with a straight central section and ends in "horns" pointing eastward.

The longitudinal sand dunes occur commonly grouped into dune fields, with variable wave lengths

between 100 and 200 m, 2 to 4 m height and 100 to 400 m long, and sandy mantles are characterized by their large surfaces and thin thicknesses, generally less than 50 cm.

The superficial texture of aeolian deposits shows a difference between the lunette dunes DL1, with predominantly sandy texture, regarding DL2, with sandy loam textures, which can be associated with higher energy, fluvial-lacustrine depositional environment of the source areas. Longitudinal dunes have a higher content of medium sized sand than lunettes dunes, possibly associated with higher wind energy. The sandy mantles have higher contents of silt than longitudinal dunes and lunette dunes, due to its reworked by alluvial action.

The mineralogical composition indicates a general predominance of quartz and subordinate plagioclase, with abundant undifferentiated lithic fragments. The gypsum and fragments of shells are abundant in the lunettes dunes, with presence of shattered glass that usually does not exceed 5% of the total sample. These data are consistent with the mineralogy of the fluvial deposit of the Desaguadero riverbed, from where it is estimated to come most of the grains. The spatial arrangement of the lunette dunes allows inferring winds from East and Southeast.

The lunette dunes comprise the oldest preserved aeolian deposits in the study area and rest on the Arco del Desaguadero Formation, whose period of deposition comprising the upper Pleistocene-Holocene. Based on the dates obtained in the Alto Grande lunette dune ( $1210 \pm 50$  C<sup>14</sup> yr BP and  $690 \pm 90$  C<sup>14</sup> yr BP) its formation is assigned to upper Holocene, during the period known as the Optimum Medieval Warm when climatic conditions have allowed further development of the vegetation cover and the fixing of temporary ponds marginal cords.

The geomorphological and stratigraphic feature of the longitudinal sanddunes allow to infer subsequent development of lunette dunes during the Little Ice Age by means of winds coming from East and Southeast. The development of sandy mantle is considered partially contemporaneous with the development of longitudinal dunes with posterior remobilization associated with sporadic surface runoff.

Currently the aeolian morphogenesis is partially restricted due to a higher density of vegetation cover, which is linked to the general increase in

precipitation, at least during the last 60 years.

**Keywords:** lunette dunes, linear dunes, aeolian-fluvial interaction, upper Holocene, Desaguadero River, Mendoza.

## INTRODUCCION

Asociadas a la llanura de inundación del tramo medio del río Desaguadero, y el ambiente de interacción con el piedemonte distal de la Precordillera mendocina, se presentan destacadas acumulaciones arenosas de origen eólico que han recibido escasa atención hasta la fecha. Estos depósitos, localizados mayoritariamente sobre el territorio de la provincia de Mendoza, fueron reconocidos y descritos en investigaciones previas a escala regional, y agrupados, sin mayor grado de diferenciación geomorfológica ni estratigráfica, dentro de una compleja unidad denominada "Médanos y Guadales" (Polanski, 1963; González Díaz y Fauqué, 1993; Rodríguez y Barton, 1993; Costa *et al.*, 2001).

Estudios de mayor detalle realizados recientemente en estas acumulaciones arenosas han permitido reconocer geoformas eólicas tales como dunas lunetas, dunas longitudinales y mantos arenosos (Ojeda *et al.*, 2012a,b). En particular, las dunas lunetas constituyen rasgos locales muy notorios por sus dimensiones y se consideran de importancia ya que su origen se encuentra estrechamente vinculado al comportamiento hidrológico del río Desaguadero, regulado a su vez por las variaciones climáticas ocurridas durante el Cuaternario. El área de estudio, localizada en el borde oriental de la Diagonal Árida Sudamericana, ha mostrado un comportamiento climático muy complejo durante el Holoceno debido a la interacción de diferentes sistemas de circulación atmosférica (megasistemas en antifase hidrológica) asociados a los vientos del oeste (westerlies) y las células de alta presión subtropical de los océanos Atlántico y Pacífico (Zárate, 2002; Piovano *et al.*, 2009).

La presente contribución tiene como objetivo dar a conocer nueva información obtenida sobre las acumulaciones eólicas presentes en la cuenca media del río Desaguadero y el área de interacción con el piedemonte distal mendocino, con énfasis en sus rasgos geomorfológicos, sedimentológicos, estratigráficos y cronológicos, lo cual permite mejorar la

resolución temporal del registro sedimentario del Holoceno superior y establecer un primer esquema evolutivo de estas acumulaciones para la región.

## UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL AREA DE ESTUDIO

El río Desaguadero es el colector principal de una cuenca de 115.638 km<sup>2</sup> que incluye a las provincias de San Juan, Mendoza y parte de La Rioja y San Luis. Sus nacientes se localizan en la desembocadura de las Lagunas de Guanacache en el límite tripartito entre las provincias de San Juan, Mendoza y San Luis. Su curso principal se extiende en dirección meridiana hacia el Sur, dentro de la amplia depresión desarrollada entre la Precordillera andina y el cordón de serranías situadas en el borde occidental de la provincia de San Luis, correspondiente al ambiente de Sierras Pampeanas.

El área de estudio comprende una zona de 58 km de largo por 6-12 km de ancho, ubicada entre los 33° 25' - 32° 54' de Latitud Sur y los 67°07' - 67°18' de Longitud Oeste, en el límite entre las provincias de San Luis y Mendoza. Este sector abarca parte del valle medio del río Desaguadero, donde confluyen por el Oeste la extensa y suavemente inclinada superficie del piedemonte distal de la Precordillera mendocina y por el Este, la más corta y empinada bajada pedemontana de las serranías occidentales de la provincia de San Luis (Fig. 1). El acceso principal se puede realizar a través de la ruta nacional N° 7 y luego por la ruta provincial N° 51 hacia el Norte, en territorio de la provincia de Mendoza.

El relieve está caracterizado por elevaciones que varían entre los 460 y 475 m s.n.m. y corresponde en términos generales al de una llanura con ondulaciones, cuyos desniveles se encuentran en general por debajo de los 2 m de altura, excepto por la presencia de acumulaciones arenosas de gran envergadura que pueden elevarse hasta 14 m de altura.

El clima de la zona puede ser caracterizado como semiárido en base a la propuesta de Grove (1977). Las precipitaciones pluviales medias anuales varían entre 300 y 350 mm según valores tomados de Hijmans *et al.* (2005) para el periodo 1950-2000. Estas son comúnmente torrenciales y se concentran en la estación húmeda (noviembre a marzo), cuando se registran cerca del 80% del total. Las temperaturas medias anuales varían entre 24,4° C para el mes más cálido (enero) y de 9,2° C para el más frío (julio) (Peña

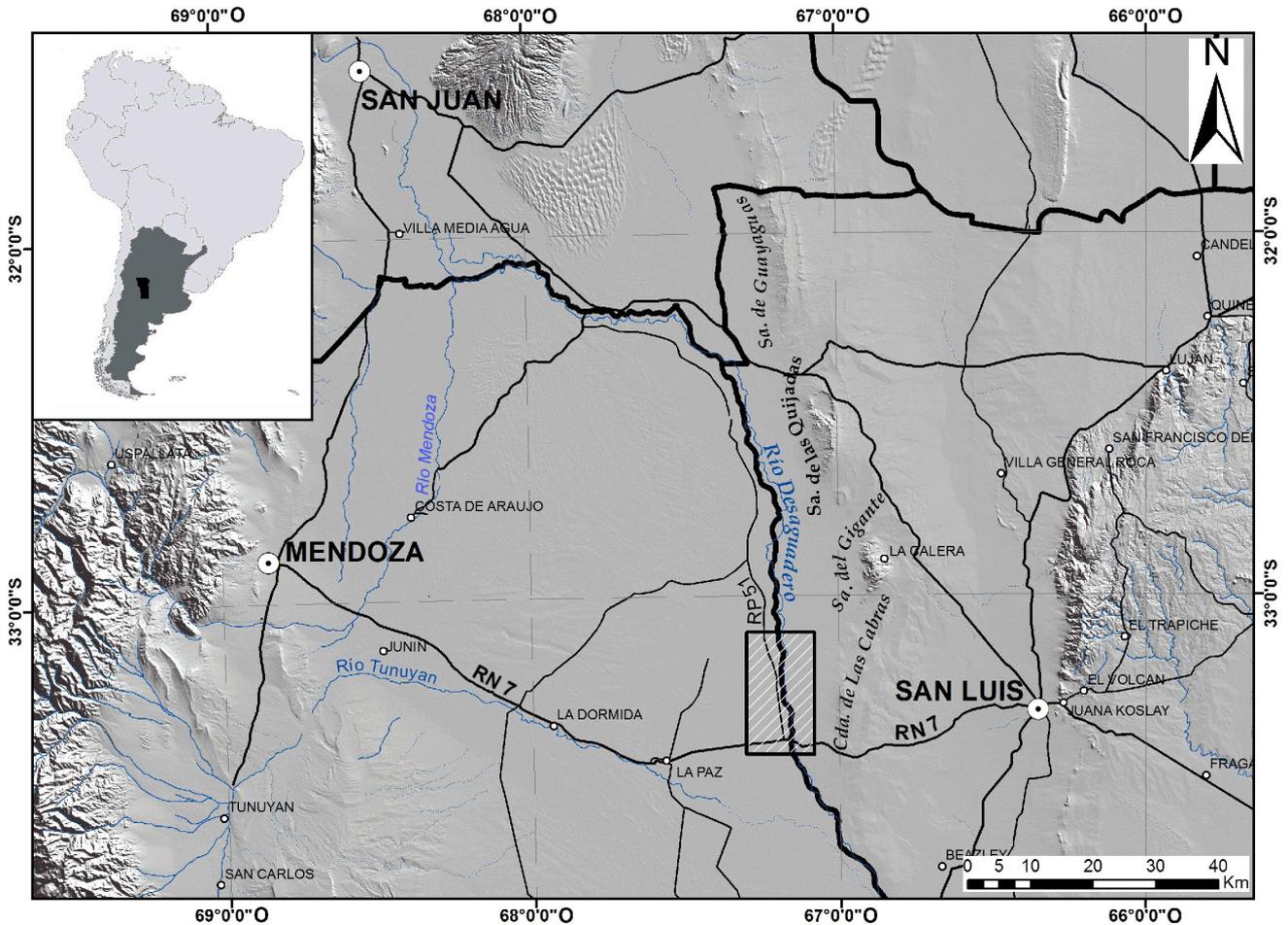


Figura 1. Ubicación del área de estudio sobre imagen de sombreado artificial.  
 Figure 1. Location of the study area on artificial shading image.

Zubiarte y d´Hiriart, 2007), favoreciendo una elevada evapotranspiración. Según datos de Trabucco y Zomer, 2009, la evapotranspiración media anual varía entre 256 y 293 mm lo que explica la muy escasa disponibilidad de agua en superficie durante todo el año (ver Fig. 2) y la alta dependencia del río Desaguadero de los caudales provenientes de los deshielos del área cordillerana.

El análisis de los registros pluviométricos regionales de los últimos años, particularmente aquellos de la segunda mitad del siglo pasado, indican una tendencia creciente de las precipitaciones (Peñalba y Vargas, 2004; Haylock *et al.*, 2006; entre otros). Los datos de la estación meteorológica San Luis (SMN, 2013) permiten confirmar un comportamiento general suavemente creciente de las precipitaciones, con variaciones interdecadales asociadas a la alternancia de ciclos húmedos y secos con duración aproximada de entre 13 y 30 años (Ojeda y Sosa, 2009).

A pesar del aumento general de las precipitaciones pluviales en la región, el río Desaguadero muestra una reducción de sus caudales, tal como lo señaló González Díaz (1981) atribuyendo sus causas tanto a factores naturales (climáticos) como antrópicos (construcción de embalses). La información hidrométrica registrada por la estación del km 47,3 situada sobre el río San Juan (SRHN, 2013), principal tributario en la actualidad del río Desaguadero, permite verificar una importante merma de los caudales durante el siglo pasado (Fig. 3).

Una de las últimas grandes crecidas del río Desaguadero fue registrada en los meses de verano entre los años 1987-1988, cuando en el río San Juan se midieron caudales máximos de 411 m<sup>3</sup>/s. Si bien con posterioridad ocurrieron otras crecidas con magnitud similar, por ejemplo la del verano entre los años 1997-1998 cuando en el río San Juan se midió un caudal de 364m<sup>3</sup>/s, las repercusiones

en el río Desaguadero fueron de mucha menor magnitud comparada con la descrita previamente, probablemente debido ya al pleno funcionamiento del dique Ullum en dicha fecha.

Las grandes crecidas de los ríos de Mendoza fueron vinculadas por Norte *et al.* (1998) con intensas nevadas en cordillera, en forma inmediatamente posteriores al desarrollo de eventos cálidos ENOS (El Niño-Oscilación del Sur).

En la actualidad, los caudales del río Desaguadero según los registros parciales obtenidos por la estación hidrométrica de Arco del Desaguadero, durante el año 2010 el valor máximo fue de sólo 2,3 m<sup>3</sup>/s (SRHN, 2013).

Los registros de vientos de la estación meteorológica San Luis (SMN, 2013), situada a unos 70 km al Este de la zona de estudio, señalan la predominancia de vientos del este (32%), norte (26%) y sudeste (12%). Según datos de la Red de Estaciones Meteorológicas San Luis (REM, 2013), para el periodo 2007-2013 las mayores intensidades corresponden a vientos del este y sudeste, con máximos promedios anuales de 24 km/h y 17 km/h, respectivamente, y máximos absolutos de 27,7 km/h.

El déficit hídrico reinante en la zona de estudio sumado a las características sedimentológicas de los depósitos superficiales, condiciona el desarrollo de suelos poco evolucionados, arenosos y con elevado contenido salino. En su mayoría corresponden a Entisoles con contenidos de materia orgánica inferior al 1% (Peña Zubiate y d´Hiriart, 2007).

La vegetación presenta así una tipología y densidad variable dependiendo de los rasgos texturales y contenido salino de los suelos, mientras que en las áreas pedemontanas distales la característica dominante es el arbusto y el monte achaparrado, espinoso y desprovisto de hojas (Dominio Chaqueño), en las franjas ribereñas, domina la vegetación halófila que se difunde hasta mezclarse con la xerófila. Las plantas más comunes son aquí los cachiyuyos o zampa (*Atriplex* spp.), los jume (*Suaeda divaricata*) y vidriera (*Allenrolfea vaginata*) (Peña Zubiate *et al.*, 1998).

## METODOLOGÍA

La interpretación de la evolución geológica del área de estudio resulta del análisis realizado en base a la consideración de tres aspectos principales: a) identificación y caracterización geomorfológica a

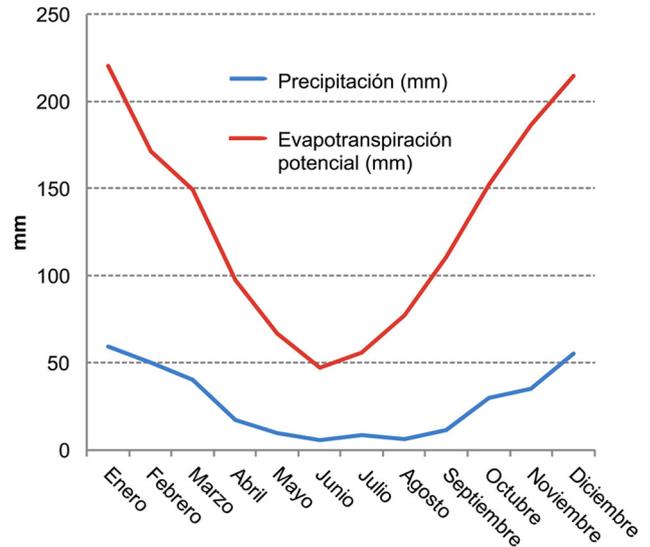


Figura 2. Balance hídrico medio mensual para el área de estudio en base a datos de Hijmans *et al.* (2005) y Trabucco y Zomer (2009).

Figure 2. Average monthly water balance for the study area based on data from Hijmans *et al.* (2005) and Trabucco and Zomer (2009).

partir de fotointerpretación y análisis de los procesos asociados, b) caracterización sedimentológica de las unidades geomórficas y c) análisis de sus relaciones estratigráficas y edades absolutas y relativas. Con dicha información se elaboró un modelo evolutivo para el área investigada.

El reconocimiento de los rasgos geomorfológicos y su cartografía se realizó mediante la interpretación de imágenes satelitales en un ambiente gestionado por un Sistema de Información Geográfica (SIG). Se utilizaron principalmente las imágenes de alta resolución espacial provistas por Google Earth®, productos ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) con resolución espacial de 15 m, e imágenes de sombreado artificial generadas a partir de modelos de elevación digital SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) con resolución espacial de 90 m, obtenidos del [geportalhttp://srtm.csi.cgiar.org/](http://srtm.csi.cgiar.org/).

Con la finalidad de analizar el comportamiento hidrológico del río Desaguadero durante los últimos años y particularmente la comparación de su funcionamiento entre la estación seca y húmeda, se realizó un análisis multitemporal a partir de imágenes Landsat obtenidas en el Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE-Brasil) (<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>). La información obtenida fue

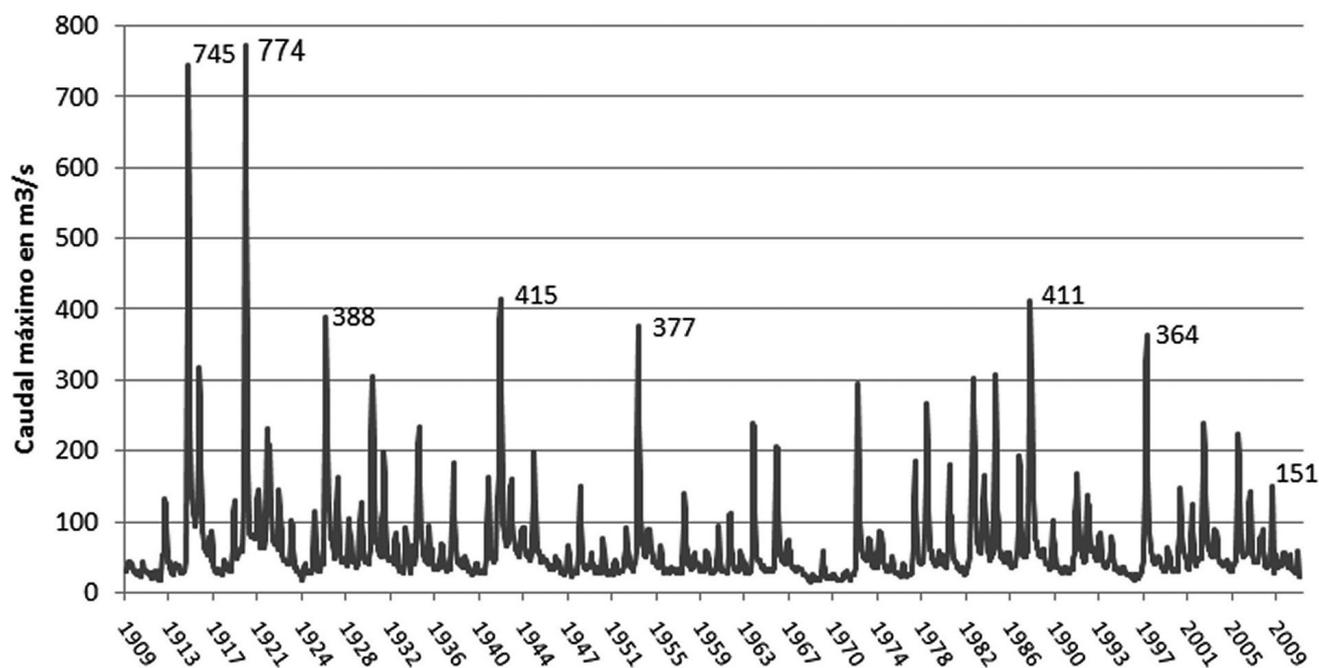


Figura 3. Caudales del río San Juan obtenidos en la estación hidrometeorológica del km 47,3 (SRHN, 2013).

Figure 3. San Juan river flows obtained in the hydrometeorological station on km 47,3 (SRHN, 2013).

cotejada con datos hidrométricos registrados por la estación km 47,3 del río San Juan, a partir de la base de datos de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (<http://www.hidricosargentina.gov.ar/index.php>).

Se realizaron campañas al terreno para relevar las características de las unidades geomorfológicas fotointerpretadas y obtener mayores precisiones sobre sus rasgos morfológicos y morfométricos. Durante las mismas se obtuvieron además muestras de sedimentos de superficie mediante pequeñas perforaciones de entre 50 cm y 1 m de profundidad. Esta información fue complementada mediante el levantamiento de un perfil litoestratigráfico en el paraje Alto Grande, lugar donde se encuentra uno de los afloramientos de mejor exposición dentro del área de estudio, asociado al carcavamiento de dunas de gran envergadura. En dicho perfil obtuvieron muestras de los diferentes niveles individualizados y sus colores fueron descriptos en base a la carta de color de suelos Munsell.

Las muestras de sedimentos fueron procesadas en laboratorio para su caracterización granulométrica y mineralógica. La separación granulométrica se realizó mediante tamizado mecánico en seco con mallas ASTM N°10 (2mm), 18 (1mm), 35 (0,5mm), 60 (0,250mm), 120 (0,125mm), 230 (0,063mm) y 270

(0,053 mm) de la norma IRAM-1501. El pesado de las fracciones se realizó con una balanza Scaltec SBA2 con precisión de 0.01gr. Para la determinación del contenido de las fracciones granulométricas más finas (limos y arcillas) se aplicó el método de Bouyoucos con hidrómetro ASTM E100 152H. En este caso las muestras fueron tratadas previamente para la eliminación de carbonatos mediante la adición de HCL al 10%. Las muestras fueron dispersadas mediante la adición de hexametafosfato de sodio y un dispersador mecánico de 4000 rpm.

Los sedimentos fueron clasificados texturalmente según Folk (1954). El análisis mineralógico se realizó a partir de la fracción granulométrica de 125 $\mu$ m mediante la técnica de granos sueltos y lupa binocular (10X) y también al microscopio mediante la elaboración de cortes delgados de pastillas de granos sueltos aglomeradas y pulidas.

Finalmente, para el análisis de las relaciones estratigráficas y edades de los depósitos eólicos se procesaron muestras de sedimentos con elevado contenido paleobiológico (restos de conchillas de gasterópodos), realizándose una concentración por flotación, a partir de las cuales se obtuvieron dataciones radiocarbónicas convencionales en el Laboratorio de Tritio y Radiocarbono de la Plata - Argentina (LATYR).

## ANTECEDENTES

Entre los primeros trabajos que destacan los rasgos geomorfológicos, sedimentológicos y estratigráficos de la zona bajo estudio cabe señalar el de Polanski (1963), quien refiere a la extensa llanura que ocupa la mitad oriental del territorio mendocino como una amplia depresión con el nombre de “gran Llanura de La Travesía”. Abraham de Vázquez y Prieto (1981) la definen geológicamente como una depresión profunda, rellena con potentes espesores de sedimentos del Terciario y del Cuaternario.

González Díaz y Fauqué (1993) reconocen como elementos dominantes de esta gran unidad morfoestructural a las planicies aluviales pedemontanas, las planicies loésicas, las salinas-salitrales-bañados, y los médanos y guadales. Esta última unidad en particular, la cual ocupa la mayor superficie del área, es caracterizada por dichos autores por la “carencia de formas definidas”, especialmente los guadales, “verdaderos montones de arena amorfos...”.

Abraham de Vázquez (2000), en la elaboración de un mapa geomorfológico de la provincia de Mendoza a escala 1:500.000, denomina a la región Llanura Oriental Fluvio-Eólica y reconoce en ella los siguientes elementos geomórficos: depósitos fluvio-lacustres temporalmente inundados con lagunas efímeras, médanos vivos y depresiones intermedanosas (“ramblones”) y paleocauces.

Costa *et al.* (2001), en el capítulo correspondiente a la geomorfología de la Hoja Geológica “San Luis” (escala 1:250.000), integran la región ubicada al Oeste del río Desaguadero en una gran unidad bajo el nombre de Planicie Occidental. En directa relación con el área bajo estudio, estos autores identifican dos ambientes principales: la Llanura de inundación de los ríos Desaguadero y Tunuyán, y los Campos de Médanos y Guadales. Los Campos de Médanos son caracterizados como depósitos arenosos que aparecen como “parches” en el ambiente de la planicie aluvial del río Tunuyán, fosilizando las morfologías aluviales y fluviales, mientras que los Guadales corresponden a acumulaciones mantiformes con predominio de limos eólicos sin formas definidas.

En relación a los rasgos geomorfológicos propios del río Desaguadero, González Díaz (1981) lo define como un curso del tipo encajonado, producto de un fenómeno de erosión retrocedente que motivo la profundización de su valle con el desarrollo

de al menos dos niveles de terrazas. Le atribuye además un carácter “enlagueado” (“*ponded river*”) debido a las circunstanciales crecidas que, “en conjunción con factores topográficos, tectónicos y/o de permeabilidad del sustrato, favorecieron el desarrollo de extensas y pandas lagunas que actúan como sectores de intensa evaporación”.

Zárate y Tripaldi (2012) zonifican la cubierta eólica de la región central de Argentina y caracterizan la unidad que denominan “Campos de dunas del piedemonte andino” en base a una asociación integrada por dunas y megadunas crecientes y dunas longitudinales, las cuales gradan lateralmente a los depósitos fluviales y lacustres de los grandes ríos de la región, humedales, salinas y barreales.

Ojeda *et al.* (2012a) reconocen en la margen occidental del tramo medio del río Desaguadero la presencia de dunas lunetas dispuestas en los márgenes de sotavento de lagunas efímeras y depresiones de deflación, asociadas a vientos provenientes del Sureste. Ojeda *et al.* (2012b) infieren una proveniencia del material que integra las dunas lunetas a partir de la deflación de la planicie de inundación del río Desaguadero y, en base a su correlación con campos de dunas presentes en la provincia de San Luis y un fechado de radiocarbono sobre un nivel con conchillas de gasterópodos, las vinculan al inicio de la Pequeña Edad del Hielo (PEH).

Desde el punto de vista estratigráfico, el primer antecedente destacado corresponde a Rodríguez (1966) quien describe el cuaternario de las barrancas actuales del río Desaguadero. Mediante un perfil estratigráfico longitudinal sobre el arroyo Jarilla, refiere la secuencia constituida por arcillas y limos calcáreos como sedimentos lacustres del Lujanense, que apoyan sobre depósitos que sincroniza con el II Nivel de Pie de Monte del borde occidental mendocino (Polanski, 1954) y es cubierta por los limos del Platense.

Posteriormente y en el mismo lugar, Rodríguez y Barton (1993) describen dos sucintos perfiles sedimentológicos y definen la sucesión cuaternaria como Fm. Arco del Desaguadero, a la que refieren de paleoambiente lacustre, vinculado al Lujanense, y proponen su desarrollo sobre una suave concavidad limitada por el Oeste por los depósitos del III Ciclo de Agradación Fluvial de Polanski (1954) y por el Este por los depósitos terciarios del piedemonte de la sierra de Alto Pencoso.

Strasser *et al.* (2000), Gómez *et al.* (2009) y

Chiesa *et al.* (2010) aportaron mayores precisiones sedimentológicas, cronológicas y paleobiológicas referidas a los afloramientos de las barrancas del río Desaguadero y su afluente desde el Este, el arroyo Jarilla. En base a ellas estos autores proponen para el Centro-Oeste de Argentina, durante el Pleistoceno tardío - Holoceno, un paleoambiente caracterizado por condiciones de franca retracción de los glaciares, importantes fluctuaciones del régimen fluvio-lacustre y marcados aportes eólicos.

Ojeda *et al.* (2012b) sugieren que los depósitos arenosos agrupados por Costa *et al.* (2001) en la unidad de “Médanos y Guadales” y aquellos vinculados a las planicies aluviales del río Tunuyán, forman parte de una planicie aluvio-eólica que sobreyace una planicie de agradación regional, tal como lo refieren Zárate y Mehl (2008) para el río Tunuyán (Mendoza) y a la Fm. Arco del Desaguadero.

## RESULTADOS

### Ambientes geomorfológicos

Las características geomorfológicas del área bajo análisis presentan cierto grado de complejidad debido a que durante el Cuaternario se produjo la interacción entre el río Desaguadero y aquellos cursos fluviales asociados al desplazamiento del río Tunuyán hacia el Sur, a los que se han sobreimpuesto morfologías de erosión y acumulación eólica.

Dentro del área de estudio se pueden diferenciar tres ambientes geomórficos principales relacionados a la porción distal de la bajada pedemontana de la Precordillera mendocina, el valle del río Desaguadero y el sector distal de la bajada pedemontana asociada al cordón de las Serranías Occidentales en la provincia de San Luis (Fig.4).

**Bajada pedemontana distal de la Precordillera mendocina:** Este sector localizado aproximadamente entre los 460 y 500 m s.n.m., se caracteriza por un escaso relieve relativo, con desniveles inferiores a los 2 m de altura, y una pendiente general hacia el este de 0,1-0,2%.

Las imágenes satelitales permiten distinguir en esta unidad los rasgos asociados a la actividad fluvial-aluvial desarrollada por cursos provenientes del Oeste, vinculados a los ríos Tunuyán y Mendoza, tal como lo han sugerido investigaciones previas (Polanski, 1963; Ortíz *et al.*, 1977; Abraham de

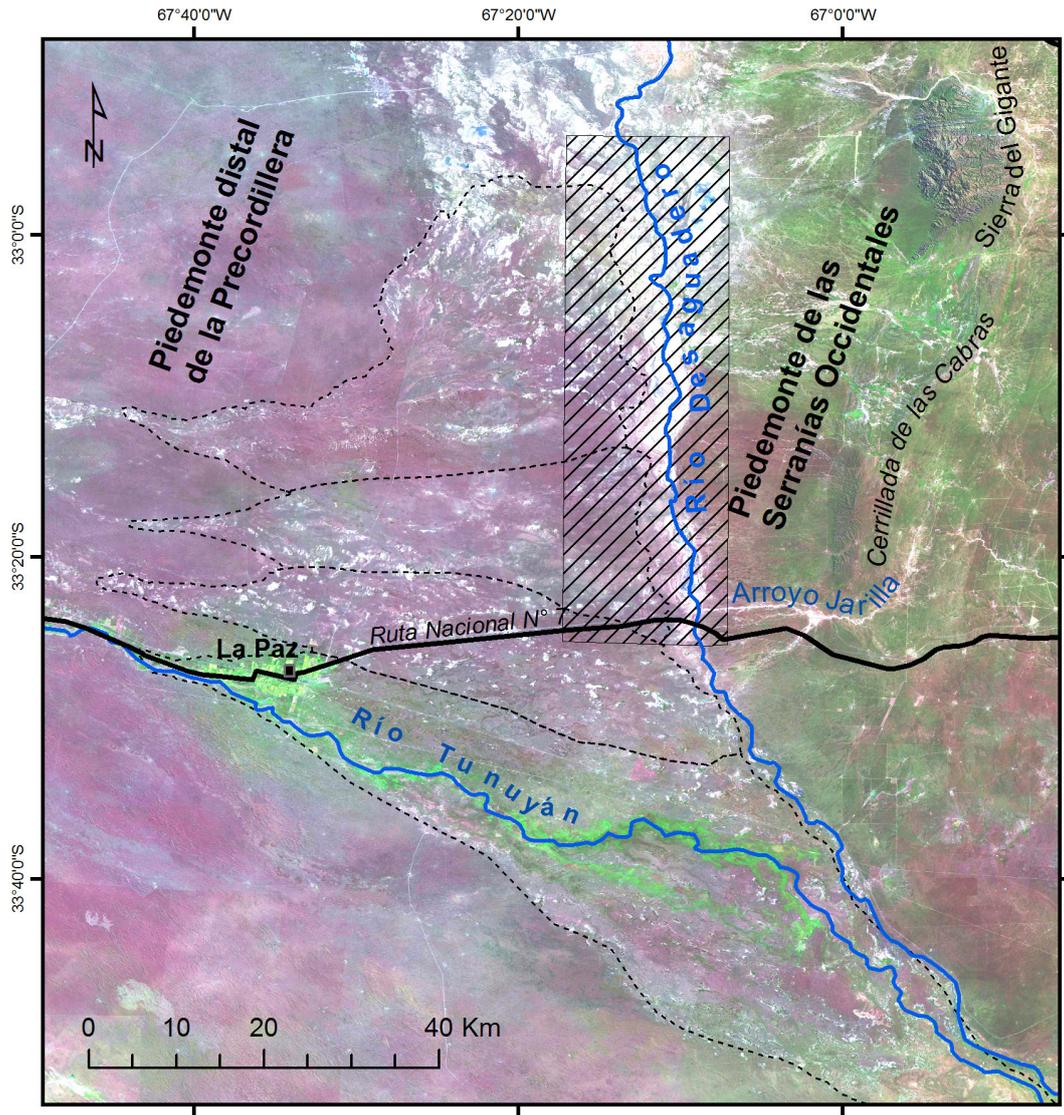
Vázquez y Prieto, 1981, en Rodríguez y Barton, 1993). Al Norte del cauce actual del río Tunuyán es posible reconocer al menos tres sistemas aluviales inactivos asociados a antiguos canales de este río que depositaron su carga sedimentaria a partir de la pérdida de confinamiento y disminución de la pendiente. Sus ápices se localizan a partir de una línea meridiana situada próxima a la localidad de La Paz (ver Fig. 4).

El origen de los abanicos aluviales se asocia al desplazamiento de sus canales alimentadores, efecto que es atribuido a procesos de avulsión y/o tectonismo (Ortíz *et al.*, 1977; Martínez *et al.*, 2008). Ello dio lugar al traslado del curso del río Tunuyán hacia su posición actual, unos 25 km más al Sur. La coalescencia lateral de los cuerpos de abanicos, incluido el sistema actual, desarrolló una megaforma que ha sido referida en la literatura como el “Gran Conoide del Tunuyán” (González Díaz, 1981). Evidencias del traslado hacia el Sur del río Tunuyán han sido reconocidas también en las barrancas actuales del río Desaguadero, algunos kilómetros al sur de la ruta nacional n°7, donde se presentan paleocanales con actividad registrada durante el Holoceno superior (Zavala, 2012).

**Valle del río Desaguadero:** El análisis de las imágenes satelitales del tramo medio del río Desaguadero permite identificar dos sectores con marcadas diferencias morfológicas. Desde la intersección con el arroyo Jarilla hacia el Norte, el curso presenta una llanura de inundación relativamente amplia, con anchos comunes entre 2 y 5 km pero que pueden alcanzar los 10 km en algunos tramos. Durante las crecidas estivales y debido al bajo gradiente longitudinal del valle fluvial (0,05%) y un lecho altamente impermeable, las llanuras de inundación se convierten en lagunas extensas y pandas. Estas características fueron descritas por González Díaz (1981) quien las refiere a las de un “río enlagueado” (*Ponded river*).

Hacia el sur del arroyo Jarilla, la llanura de inundación del río Desaguadero es prácticamente inexistente, situación que parece responder a los efectos de la neotectónica y su vinculación con un bloque entre ambas áreas.

En el referido tramo norte, el cauce del río Desaguadero se presenta actualmente encajonado a profundidades variables entre 3 y 5 m en los depósitos finos de la Fm. Arco del Desaguadero. En



**Figura 4.** Contexto geomorfológico del área de estudio (rayado diagonal) sobre imagen Landsat falso color. En línea punteada se representan los límites aproximados de los abanicos coalescentes.

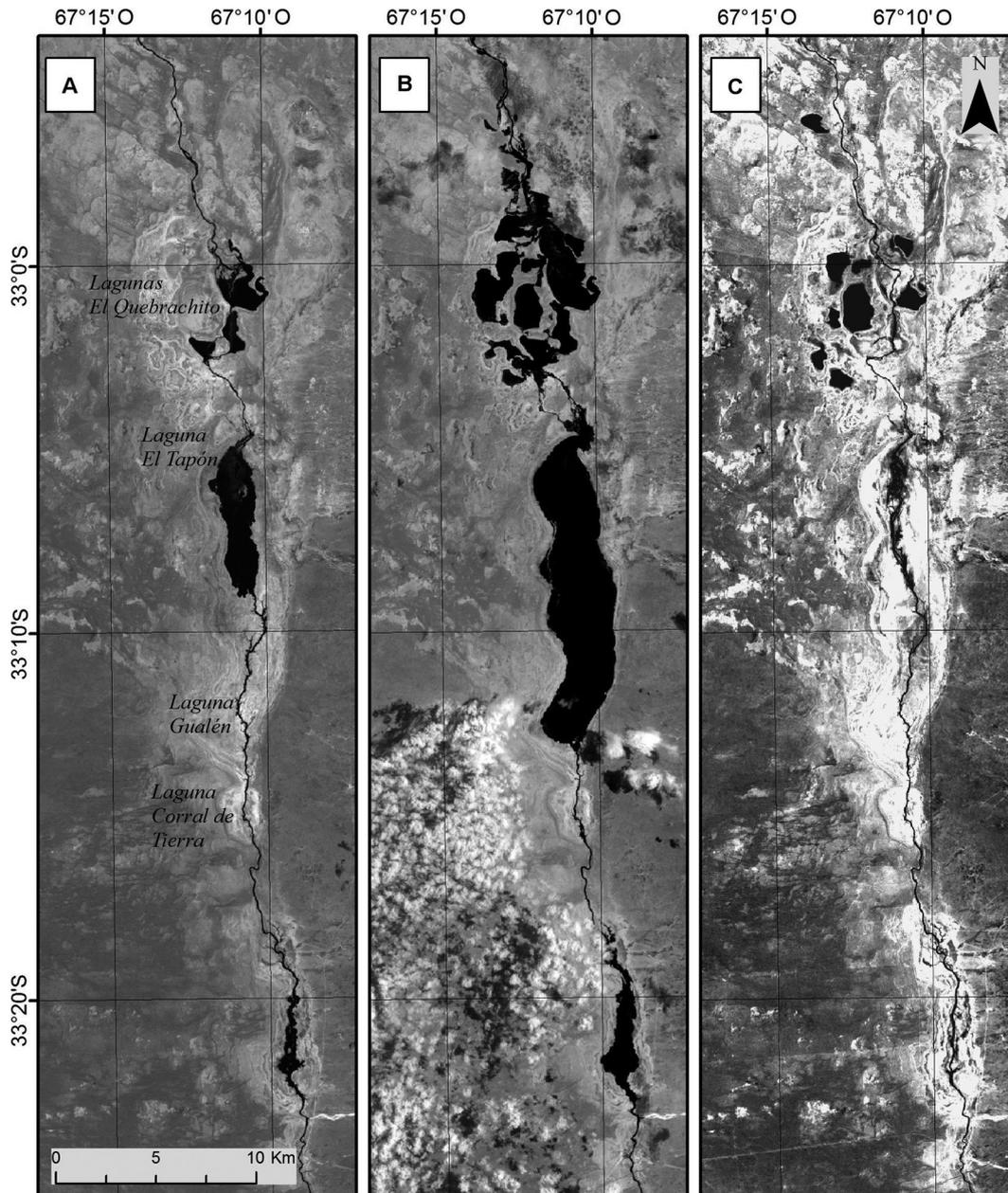
**Figure 4.** Geomorphological context of the study area (diagonal striped) on Landsat false color image. In dotted line the approximate boundaries of the coalescing fans.

planta muestra una relativamente baja sinuosidad ( $IS=1,22$ ), aunque con tramos rectilíneos que se asocian probablemente a las estructuras presentes en el sustrato rocoso. El ancho del canal varía entre 20 y 50 m y su lecho presenta un relleno aluvial arenoso, de pocos centímetros de espesor, que cubre normalmente a los depósitos de la Fm. Arco del Desaguadero excepto en un reducido sector al Norte donde lo hace sobre sedimentitas de probable edad precuaternaria.

Durante las crecidas excepcionales, la llanura de inundación se transformaban en lagunas temporales que, en base a los datos topográficos y las

observaciones de campo se estima fueron inferiores a los 2 m. Estas lagunas se encadenan a lo largo de su colector principal pudiéndose diferenciar cuatro sectores principales conocidos localmente como “Lagunas El Quebrachito”, “Laguna El Tapón”, “Laguna Gualén” y “Laguna Corral de Tierra” (Fig. 5a).

Las lagunas son de carácter temporarias ya que se desecan completamente durante la época seca inmediata posterior (periodo invernal), quedando expuesto un sustrato con un elevado contenido de sales debido a la intensa evaporación. Esta dinámica de inundación y desecamiento, que habría sido más frecuente y de mayor intensidad en el pasado en



**Figura 5.** Secuencia de imágenes Landsat: (a) inicio de inundación (diciembre de 1987), (b) máxima inundación (enero de 1988) y (c) reducción de superficie inundada (agosto de 1988).

**Figure 5.** Sequence of Landsat images: (a) onset of flooding (December 1987), (b) maximum flood (January 1988) and (c) reduction in flooded area (August 1988).

virtud de los mayores caudales de deshielo, no se ha vuelto a desarrollar en su máxima extensión desde el año 1987 a la fecha. Durante los meses de verano comprendidos entre diciembre de 1997 y enero de 1998, se produjo el llenado prácticamente total de las lagunas, tal como lo muestran las imágenes satelitales Landsat de esa fecha (Fig. 5a-c).

En relación a la profundización actual del río Desaguadero, Rodríguez (1966) sugiere una incisión

reciente del cauce actual del río Desaguadero, propuesta compartida por Chiesa *et al.* (2010) en base a dataciones radiocarbónicas obtenidas de superficie en la planicie, sumada al análisis de la evolución del paleolago del Bebedero (González, 1981), que actuaba como nivel de base local del sistema fluvial.

La profundización del canal estableció un nuevo nivel de base para las subcuencas pedemontanas locales del río Desaguadero, favoreciendo el desa-

rollo de condiciones morfodinámicas erosivas con un marcado carcavamiento de las laderas-vertientes del valle fluvial.

**Bajada pedemontana occidental de las Serranías Occidentales:** El Cordón de las Serranías Occidentales (González Díaz, 1981) comprende un conjunto de elevaciones menores localizadas en el extremo occidental de la provincia de San Luis. Se encuentran integradas de Sur a Norte por las Cerrilladas de las Cabras y las sierras del Gigante, de las Quijadas y de Guayaguas, a partir de las cuales se desarrolla una suave bajada pedemontana hacia el Oeste.

En los sectores distales de la bajada pedemontana las pendientes presentan valores entre 0,4 y 0,8%, mientras que los desniveles varían entre 3 y 10 m como máximo. Las morfologías dominantes corresponden a mantos arenosos de escasa potencia (60 cm y 1 m de espesor), cuyo origen se atribuye a la acción eólica y su posterior retransporte aluvial por la escorrentía superficial. En términos generales presentan rasgos similares a los que se describen seguidamente en el apartado sobre morfologías eólicas.

Los mantos arenosos se encuentran disectados por arroyos que bajan del frente serrano y cuya actividad principal se produce en la época de lluvias. Estos cursos efímeros se caracterizan por llanuras de inundación amplias (200 a 1200 m de ancho) y canales múltiples que descargan sedimentos sobre el valle del río Desaguadero desarrollando lóbulos de explayamiento sedimentario. Completan el sistema canales fluviales inactivos, de 100 a 200 m de ancho, actualmente densamente vegetados.

### Morfologías eólicas

Hacia la margen derecha del tramo medio del río Desaguadero, y extendiéndose varios kilómetros hacia el Oeste sobre el piedemonte distal mendocino, el paisaje geomorfológico adquiere rasgos particulares por la presencia de acumulaciones arenosas de origen eólico dispuestas sobre las superficies salinas de las lagunas temporales desecadas. La presencia de estos depósitos impone un relieve irregular, ondulado, producto del arreglo espacial de tres morfologías eólicas principales: dunas lunetas, dunas longitudinales y mantos arenosos (Fig. 6).

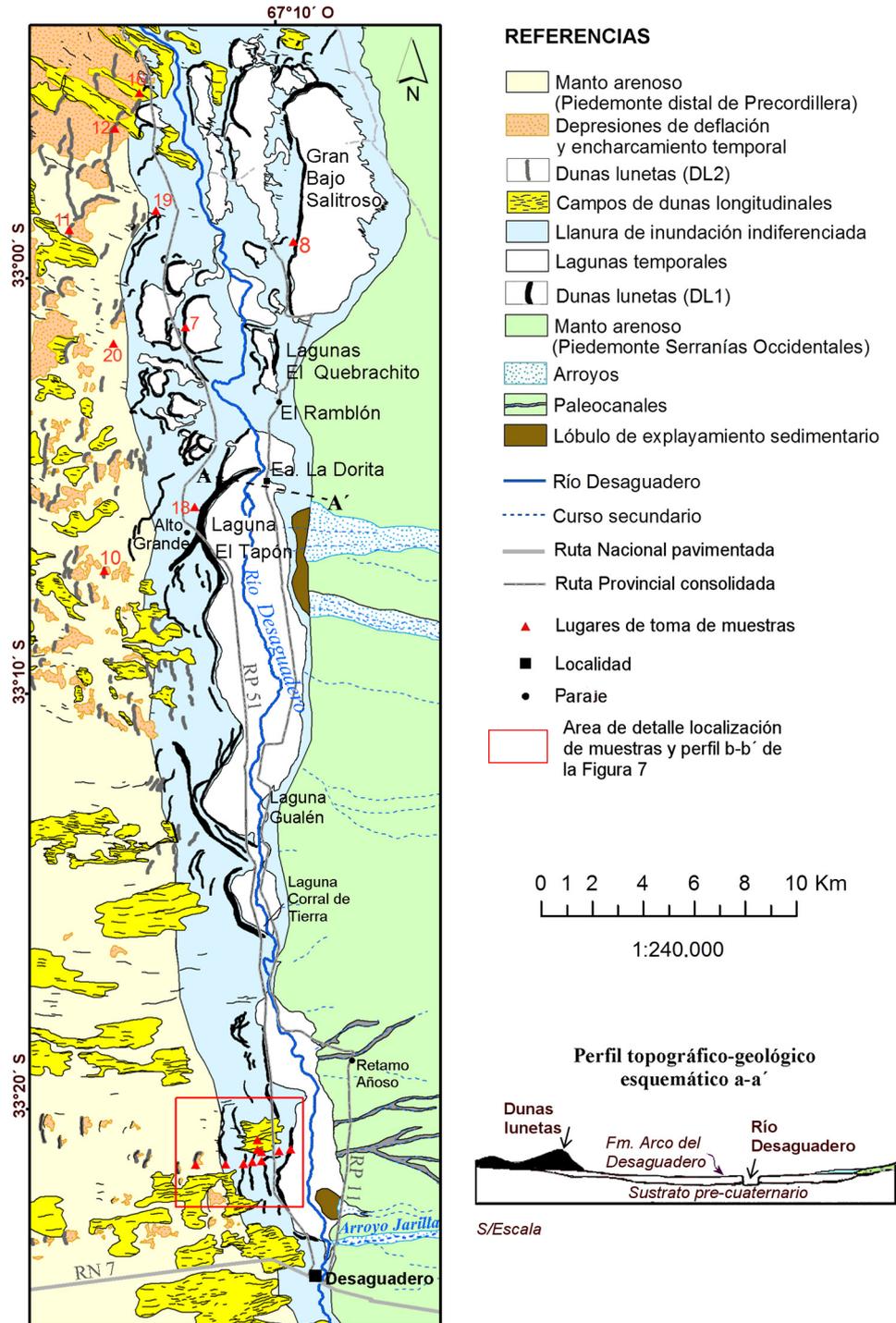
A la irregularidad del paisaje otorgada por las geoformas eólicas, se suman amplias superficies

de deflación que sufren encharcamiento temporal. Estas se caracterizan por presentar superficies horizontales o con muy suave pendiente hacia el borde occidental, donde se produce mayor deflación (márgenes de sotavento en relación a vientos del Este), y un piso de coloración dominante pardo rojiza por la presencia de óxidos y arcillas. Estas zonas se ven afectadas por encharcamiento luego de las lluvias ocasionales, originando barreales que al desecarse forman un piso muy duro.

Estas morfologías alcanzan dimensiones variables entre los 0,02 y 2 km<sup>2</sup> y en planta desarrollan contornos irregulares. Se reconocen fácilmente en las imágenes satelitales por la falta de vegetación (localmente conocidas como peladal), cuyo crecimiento se ve impedida por las características del suelo muy duro en seco y con elevado contenido salino. González Díaz y Fauqué (1993) señalan que estas zonas son referidas localmente como “ramblones”, mientras que, debido a su anegamiento ocasional por aguas de lluvia o desbordes fluviales, también son conocidas como “bañados” o “barreales” (Costa *et al.*, 2001).

**Dunas lunetas:** Debido a la importancia que estas geoformas tienen como indicadores paleoambientales y paleoclimáticas (Price, 1963; Bowler, 1986; Markery Holmes, 1995; Lawson y Thomas, 2002), y las escasas referencias existentes al respecto a nivel regional, se estima conveniente introducir aquí una breve descripción de sus rasgos más destacados.

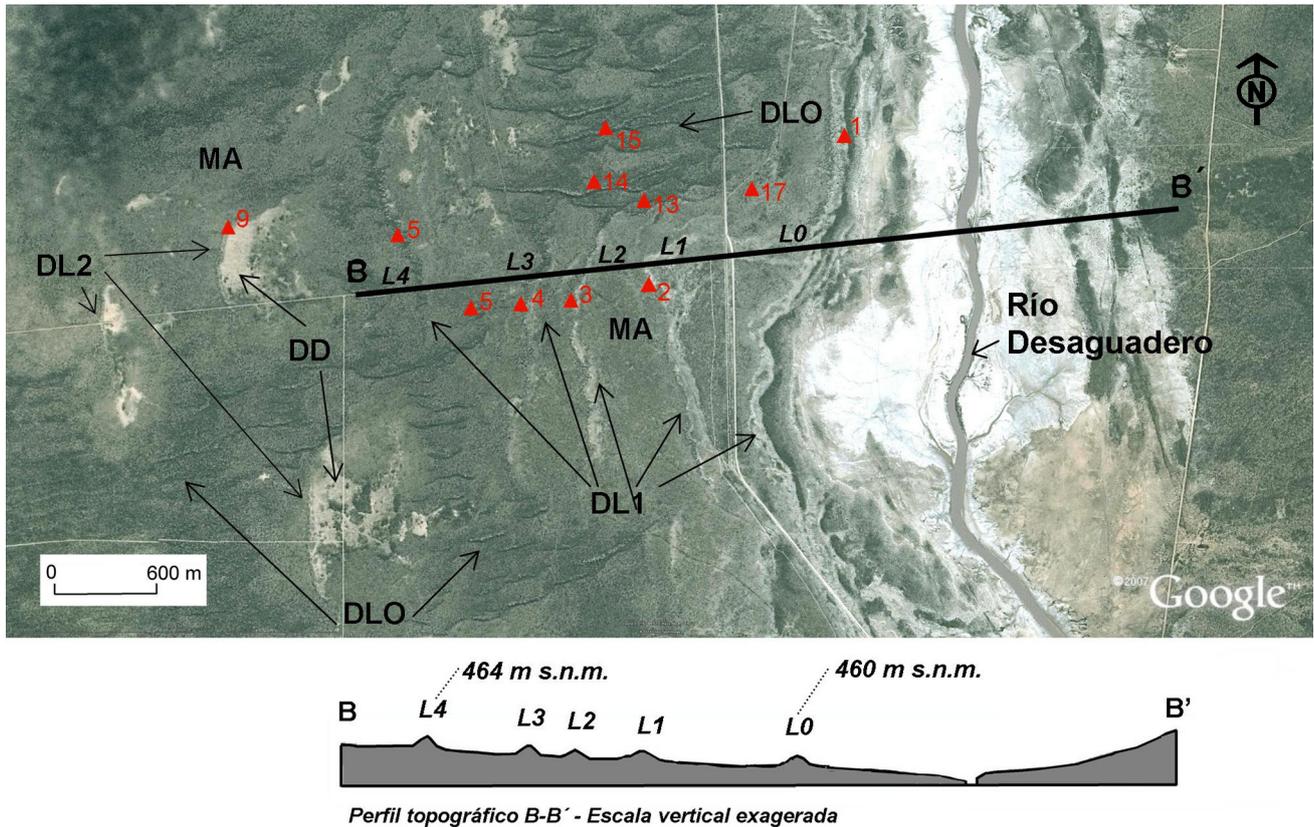
Las dunas lunetas (*lunettes* o *lunette dunes*) fueron definidas originalmente por Hills (1940) para hacer referencia a dunas con forma de arco, compuestas por arena, limo y arcilla, que se generan en los márgenes de sotavento de lagos efímeros de zonas semiáridas en Australia. Este tipo de dunas presenta perfiles transversales asimétricos, con la cara de mayor pendiente a barlovento, y cuyo desarrollo areal está influenciado por la dimensión de la playa o laguna efímera a la que se asocia (Thomas, 1989; Holliday, 1997; Lancaster, 2005). Pye y Tsoar (2009) destacan que al igual que las dunas parabólicas, la forma arqueada en planta de las lunetas señala la dirección del viento y la sedimentación en la superficie de la duna se mejora generalmente por la presencia de vegetación. Estos autores señalan además que, a diferencia de las dunas parabólicas, las lunetas son raramente transgresoras, originando así dunas de posición.



**Figura 6.** Esquema geomorfológico y perfil geológico a-a'.  
**Figure 6.** Schematic geomorphological map and geological profile a-a'.

Los depósitos de algunas dunas lunetas contienen alta proporción de limo y arcilla que se transportan en forma de gránulos (*pellets*) desde las playas adyacentes durante los períodos de bajo nivel de agua, otras en cambio están compuestas casi enteramente de arena (Stephens y Crocker,

1946; Lancaster, 1978; Goudie y Thomas, 1986, en Pye y Tsoar, 2009). Las lunetas arenosas pueden resultar del transporte de arena por las corrientes hasta las costas, por lo tanto, la composición de la luneta puede estar relacionada con las condiciones climáticas e hidrológicas regionales (Bowler, 1983).



**Figura 7.** Imagen de Google Earth © con centro en 33°22'38" S y 67°10'47" O. Dunas lunetas asociadas a lagunas temporales (DL1) y depresiones de deflación y encharcamiento temporales (DL2), depresiones de deflación y encharcamiento temporales (DD), dunas longitudinales (DLO), manto de arena (MA); L0-L4 niveles DL1.

**Figure 7.** Image from Google Earth © centered at 33°22'38" S and 67°10'47" W. Lunette dunes associated with temporary pools (DL1) and deflationary depressions and temporary ponding (DL2), deflation depressions and temporary ponding (DD), longitudinal dunes (DLO), sand mantle (MA); L0-L4 levels DL1.

En la Argentina, las dunas lunetas han sido reconocidas como depósitos limoarcillosos de edad pleistocena en la región loessica-pampeana, relacionadas a ambientes paleolénticos de la cuenca del Salado en la provincia de Buenos Aires (Dangavs 1979; Dangavs y Blasi, 1994; Blasi *et al.*, 2010). Mazzoni y Vázquez (2009) han descripto dunas lunetas limoarcillosas como las geoformas de acumulación más significantes en el sur de la Patagonia.

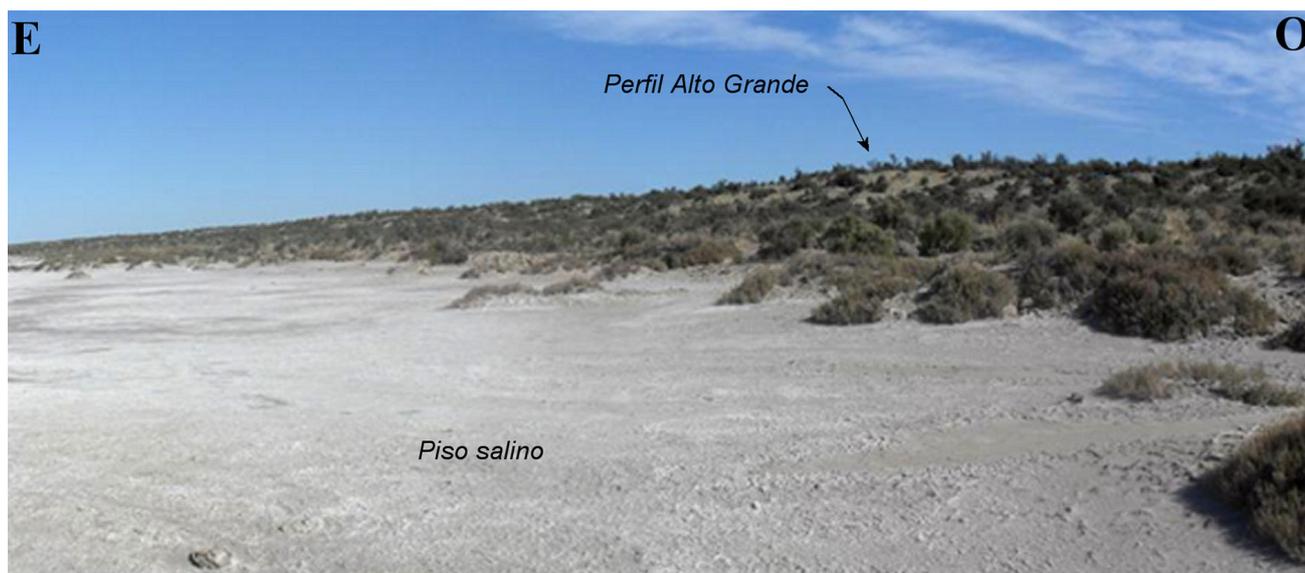
Blasi *et al.*, (2010) destacan el rol de la sal como fundamental, tanto para el desarrollo de eflorescencia salinas, ausencia de vegetación en las plataformas secas, en la formación de *pellets*, como la importancia del carácter higroscópico de los *pellets* resultantes, que favorecen la estabilidad de las lunetas ya que una vez depositados toman humedad del aire y/o de la lluvia (Price, 1963).

A nivel local, las dunas lunetas han sido mencionadas indirectamente por Rodríguez y Barton

(1993), quienes describen “pequeñas acumulaciones marginales a cuencas de deflación en el área lacustre y de la planicie aluvial distal” de la provincia de Mendoza. Más recientemente, fueron reconocidas en el área por Ojeda *et al.* (2012a,b).

En el presente estudio se han reconocido dos tipos diferentes de dunas lunetas: a) las relacionadas a las costas y paleocostas de lagunas temporales asociadas al río Desaguadero (DL1) y b) aquellas asociadas a depresiones de deflación y encharcamiento temporal (DL2), en ambos casos localizadas sobre las márgenes de sotavento respecto a vientos provenientes del Este.

Las dunas lunetas relacionadas a las costas y paleocostas de lagunas temporales (DL1) desarrollan cordones arenosos de gran envergadura que se extienden por varios kilómetros de longitud siguiendo la morfología del borde lacustre occidental. Sus dimensiones alcanzan entre 60 y 150 m de ancho y



**Figura 8.** Vista panorámica hacia el suroeste de la duna luneta de Alto Grande tomada desde la laguna temporal El Tapón. La altura máxima de la luneta respecto al nivel del piso salino es de 14 metros.

**Figure 8.** Panoramic view to the southwest at Alto Grande lunette dune taken from the El Tapón temporary pond surface. The maximum height of the lunette relative to saline ground level is 14 m.

entre 3 y 6 m de alto, con la excepción de un cordón situado en el paraje Alto Grande, que alcanza una altura de 14 m respecto al piso desecado de la Laguna El Tapón (Fig. 8). En dicho sector se caracterizó morfométricamente la duna luneta, la cual presenta flancos occidentales que inclinan entre  $2^\circ$  y  $4^\circ$  (barlovento) y orientales (sotavento) entre  $0,8^\circ$  y  $1,2^\circ$ . Presentan además crestas suavemente redondeadas, con una cubierta vegetal relativamente densa integrada por pastizales y en menor proporción por arbustos. La superficie de estas dunas muestra el desarrollo de meteorización biológica mediante biocostras que las tornan más resistentes a la erosión. A pesar de ello, sobre el flanco más empinado (barlovento) es común el desarrollo de surcos y cárcavas producto de la erosión generada por las ocasionales lluvias.

Las dunas lunetas DL1 se disponen en cordones más o menos paralelos entre sí, a diferentes distancias y elevaciones respecto al cauce actual del río Desaguadero. En el extremo sur de la zona de estudio se ha verificado la existencia de al menos cinco niveles aquí denominados L0 a L4 (Fig. 7), las que se interpretan como respuesta a diferentes estadios de formación durante el Holoceno, en un contexto general de disminución progresiva de los caudales y de las dimensiones de las lagunas temporales.

Los depósitos de dunas lunetas DL1 están

integrados predominantemente por arenas finas ( $47,8 \pm 6\%$ ) y muy finas ( $35,5 \pm 8\%$ ). La fracción menor a los  $62,5 \mu\text{m}$  (limos y arcillas) presenta valores promedios de  $7,6 \pm 1,5\%$  (Tabla 1). La fracción arena presenta entre un 5 y 15% de pellets limo-arcillosos.

La composición mineralógica predominante comprende fragmentos de cuarzo (45%), mono y policristalino, traslúcidos y con pigmentación férrica, de contornos subredondeados a subangulosos y extinción ondulosa, feldespatos (20%), con formas euédrales y predominio de individuos con maclas polisintéticas (plagioclasas), fragmentos líticos indiferenciados de coloración clara (15%), agregados irregulares y tablillas de yeso (10%), trizas de vidrio (5%), fragmentos de conchillas (5%), y el resto comprende cantidades variables de calcita translúcida, micas cloritas, hornblenda y biotita (5%).

Los datos del perfil estratigráfico obtenidos para la duna luneta de Alto Grande ( $33^\circ 6' 1,18''$  latitud S y  $67^\circ 12' 11,45''$  longitud O; Fig. 9) indican que en su desarrollo vertical intervienen arenas finas a finas limosas, moderadamente bien seleccionadas. Las arenas aparecen mayormente masivas o con laminación horizontal a entrecruzada de bajo ángulo difusa subordinada, las que se interpretan como producto de la migración de ondulaciones eólicas o acreción vertical de mantos arenosos parcialmente vegetados. Cabe señalar que la identificación de

Nro.	Geoforma	Grava Fina (2000 $\mu$ )	Arena muy gruesa (1000 $\mu$ )	Arena Gruesa (500 $\mu$ )	Arena mediana (250 $\mu$ )	Arena fina (125 $\mu$ )	Arena muy fina (62,5 $\mu$ )	Limo grueso (54 $\mu$ )	Fondo
1	DL1	0,00	0,13	0,87	6,27	41,80	40,28	7,37	3,28
2	DL1	0,00	0,08	1,36	9,48	44,14	38,56	4,33	2,05
3	DL1	0,00	0,00	0,11	5,00	44,89	43,00	4,89	2,11
4	DL1	0,00	0,00	0,90	3,57	57,40	29,00	2,55	6,58
5	DL1	0,00	0,05	1,00	18,00	57,00	18,00	3,00	2,95
6	DL1	0,00	0,00	0,65	11,30	46,55	34,00	5,00	2,50
7	DL1	0,00	0,00	0,20	8,00	48,00	37,22	3,74	2,84
8	DL1	0,00	0,10	0,60	5,16	42,60	43,60	3,67	4,27
9	DL2	0,00	0,00	0,00	1,00	21,30	56,00	8,00	13,70
10	DL2	0,00	0,50	0,70	3,00	31,80	51,00	7,00	6,00
11	DL2	0,00	0,00	0,40	1,00	33,10	45,60	12,00	7,90
12	DL2	0,00	0,00	0,80	2,30	27,30	52,60	8,48	8,52
13	DLO	0,00	0,03	0,36	10,05	44,63	31,29	6,54	7,10
14	DLO	0,00	0,02	0,18	28,25	59,13	8,16	0,68	3,58
15	DLO	0,00	0,05	0,59	33,01	49,88	11,89	1,17	3,41
16	DLO	0,00	0,00	0,00	37,30	56,20	3,00	1,50	2,00
17	MA	0,00	1,35	2,44	9,32	19,72	24,72	12,99	29,50
18	MA	0,00	0,20	0,94	7,36	17,70	20,33	10,73	42,60
19	MA	0,00	1,27	4,50	9,19	16,52	21,64	12,07	35,00
20	MA	0,00	0,60	1,20	6,10	27,40	26,37	15,50	22,83

**Tabla 1.** Datos del análisis granulométrico mediante tamizado. DL1: dunas lunetas asociadas a lagunas desecadas, DL2: dunas lunetas asociadas a depresiones de deflación (DL2), DLO: dunas longitudinales y MA: manto de arena.

**Table 1.** Data size analysis by sieving. DL1: lunette dunes associated with dried ponds, DL2: lunette dunes associated with deflation depressions (DL2), DLO: longitudinal dunes and MA: sand mantle.

niveles en dicho perfil corresponde a características estratigráficas vinculadas con delicadas variaciones texturales, consistencia y relativos a la coloración, probablemente por las diferentes concentración de sales.

Al Oeste del sistema de lagunas temporales asociadas al río Desaguadero, en el dominio de la bajada distal del piedemonte mendocino y el ambiente de transición al mismo, predominan dunas lunetas de menor envergadura vinculadas a las depresiones de deflación y encharcamiento temporales (DL2). Estas geoformas no superan en general los 3 m de altura, con anchos en la base variables entre 15 y 80 m, y longitudes máximas de 300 a 700 m. A diferencia de las DL1, estas pueden desarrollar una forma en planta rectilínea en su tramo central, culminando a veces con extremos cortos en forma de

“cuernos” que apuntan hacia el Este (Fig. 7).

Las dunas lunetas DL2 presentan mayor contenido de limo que las DL1. Las fracciones predominantes corresponden a la arena muy fina (51,3 $\pm$ 4 %) y fina (28,4 $\pm$ 5%), con una fracción menor a los 62,5  $\mu$ m con valores promedios de 17,9 $\pm$ 3% (Tabla 1). El análisis mediante Bouyoucos permite determinar que los granos que integran los pellets (10-12% del total de la muestra) están constituidos mayoritariamente por limos, con solo 2% de arcilla.

La composición mineralógica es similar a la descrita para las dunas lunetas DL1, con cuarzo (40%) y plagioclasa (20%) como fracciones dominantes, menor proporción de yeso (5%), mayor contenido de fragmentos líticos indiferenciados de tonalidad oscura (20%), escaso vidrio (2%), sin restos de fragmentos de conchillas y el resto conformado

por hornblenda, y cantidades menores de apatito, clorita y calcita (13%).

**Dunas longitudinales:** Se presentan como cuerpos aislados o más comúnmente agrupadas en campos de dunas con superficies variables entre 0,05 y 12 km<sup>2</sup>. En planta muestran morfologías rectilíneas a levemente sinuosas, con direcciones variables desde ESE-ONO en el extremo austral del área de estudio, hasta SE-NO en la porción septentrional (Figs. 6, 7). Las crestas son agudas y las laderas inclinan aproximadamente en forma simétrica. Presentan alturas predominantes entre 2y 3m con máximos de hasta 8m. En la base miden entre 20 y 30m de ancho y se extienden longitudinalmente entre 100y 400m, aunque algunas pueden alcanzar hasta los 1500m.

En los campos de dunas longitudinales estas presentan longitudes de onda variable entre 100y 200m, desarrollando ocasionales uniones en “Y” o “en diapasón”, cuya angularidad indica vientos con proveniencia general del Este (Fig. 7). Las zonas de interdunas está integrada por mantos arenosos que pueden comúnmente superar el metro de espesor. Estos últimos corresponderían parcialmente a los depósitos de “guadales” descritos por González Díaz y Fauqué (1993) y Costa *et al.* (2001).

En los sedimentos que integran las dunas longitudinales predominan las arenas finas muy bien seleccionadas, las fracciones dominantes son la arena fina (52,5±6%) y mediana (27,2±10%), y una fracción menor a los 62,5 μm con valores promedios de 6.5±4% (Tabla 1). La mineralogía corresponde a fragmentos subangulosos a subredondeados de cuarzo translucidos (47%), mono y policristalinos, con extinción ondulosa, cantidades importantes de fragmentos líticos indiferenciados de coloración claro (20%), plagioclasas (17%) y menores cantidades de yeso (5%), vidrio (1%) y hornblenda y apatito (5%).

La vegetación, constituida por especies arbustivas con densidad media y pastizales en menor proporción, mantiene a las dunas longitudinales mayormente inmovilizadas, salvo en aquellos sectores marginales a las rutas y caminos vecinales donde muestran mayor actividad. A pesar de ello, la superficie expuesta de las dunas muestra arenas muy sueltas, sin biocostras de meteorización como ocurre en general en las dunas lunetas.

El origen de las dunas longitudinales se vincula a vientos de energía y direcciones variables provenientes del ESE a SE, con área fuente principal

en la llanura aluvial del río Desaguadero y zonas costeras de las lagunas temporales desecadas, y a la removilización de las arenas de las dunas lunetas (Fig. 10).

**Mantos arenosos:** Cubriendo el piso de lagunas desecadas antiguas y rodeando los campos de dunas longitudinales se presentan mantos arenosos de escasa potencia, en general menores a 50 cm de espesor, que originan amplias superficies de pendiente muy baja a nula, con desniveles inferiores al metro de altura.

Texturalmente se caracterizan por proporciones equivalentes de arenas y limos. Las fracciones predominantes corresponden a la arena muy fina (23,3±2,4%) y fina (20,3±4,24%), en tanto que la fracción menor a los 62,5 μm presenta valores promedios de 45,3±5,6 % (Tabla 1), constituida en su mayoría por limos y solo 3% de arcilla.

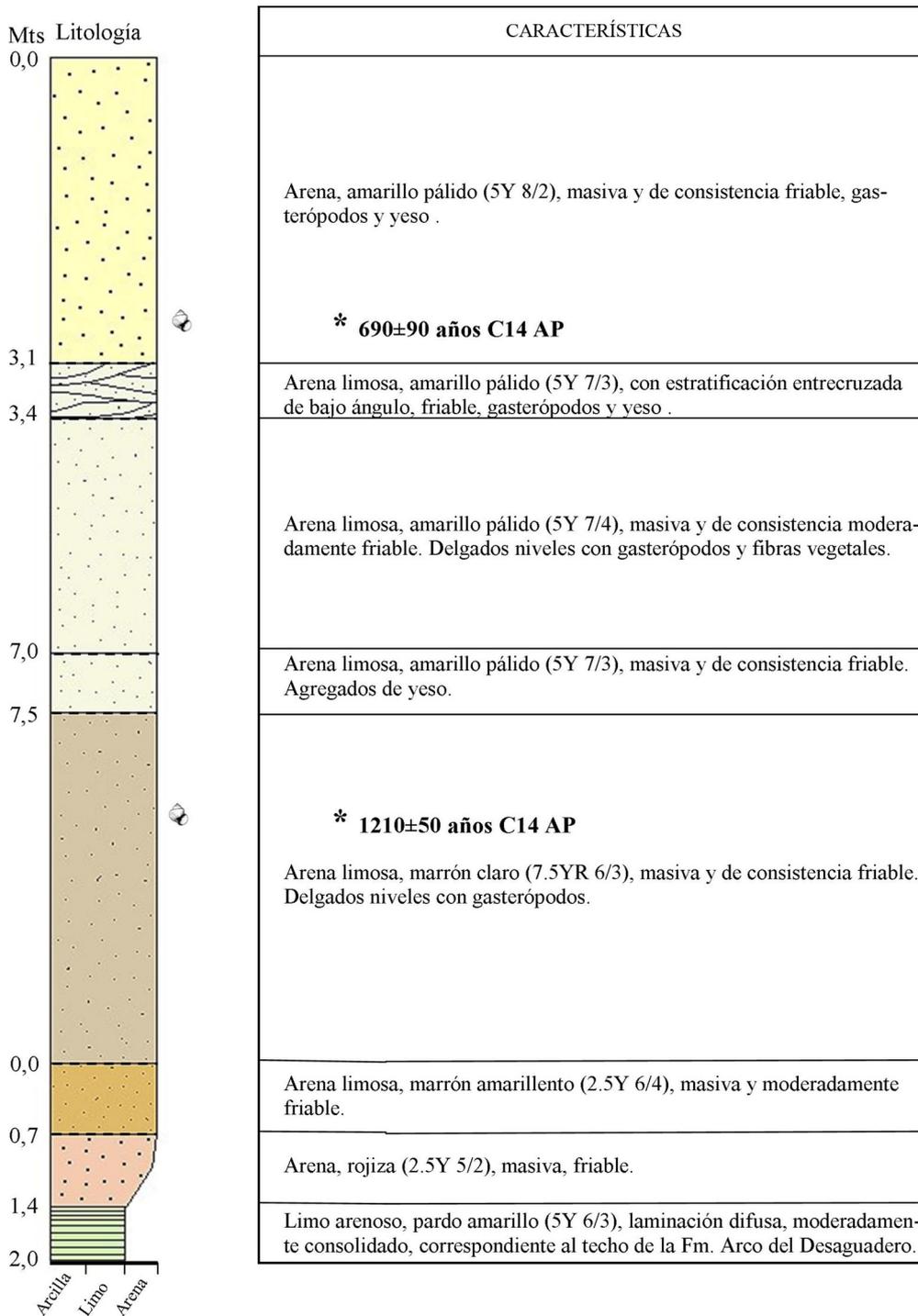
La mineralogía está integrada mayoritariamente por fragmentos subangulosos a subredondeados de cuarzo translucidos (45%), fragmentos líticos indiferenciados (20%) con tonalidades oscuras dominantes, proporciones subordinadas de feldespatos (plagioclasa y ortosa en menor proporción) (19%), cantidades menores de yeso (5%), vidrio (2%) y fragmento de conchillas (5%). El resto lo componen cantidades variables de agregados calcáreos, tablillas de yeso translucidas, hornblenda y biotita (4%).

El origen de estas geoformas se considera poligénico al vincularlas tanto a la sedimentación directa de las partículas provenientes de la deflación de las llanuras aluviales, pisos lacustres desecados y otros depósitos eólicos, como a su removilización por la escorrentía superficial luego de las lluvias ocasionales.

### Edades y relaciones estratigráficas

Las observaciones de campo muestran que las dunas lunetas asociadas a lagunas temporales (DL1) apoyan sobre los depósitos de la Fm. Arco del Desaguadero, referida por Rodríguez y Barton (1993) al Lujanense. Strasser *et al.* (2000), de acuerdo a un fechado radiocarbónico (9280 ±80 años) registrado en conchillas de gasterópodos en los niveles medios de la barranca del río Desaguadero, establecen el desarrollo de esta unidad en el Pleistoceno tardío-Holoceno.

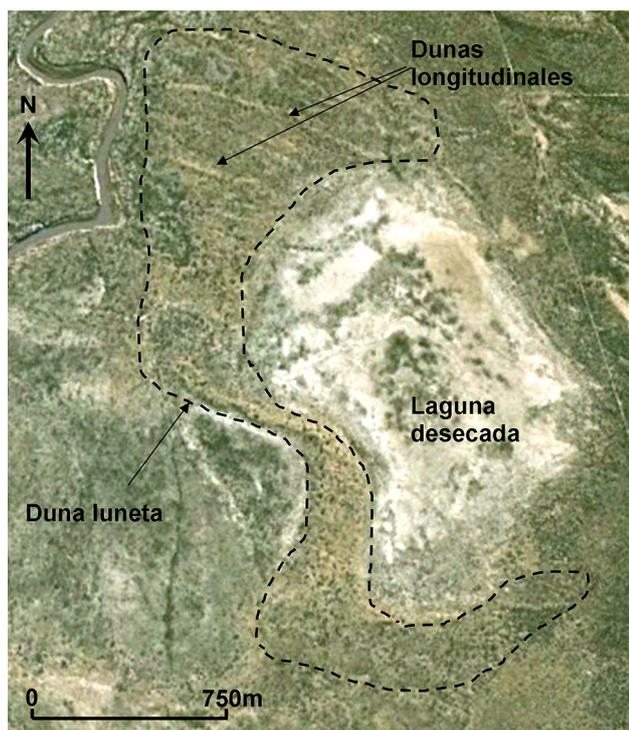
En base a dos edades radiocarbónicas obtenidas



**Figura 9.** Perfil estratigráfico de la duna luneta del paraje Alto Grande.  
**Figure 9.** Stratigraphic profile obtained for Alto Grande lunette dune.

del perfil estratigráfico de Alto Grande (Fig.9), a partir de dos niveles con abundantes restos de conchillas de gasterópodos ubicados a 3 m y 8 m de la superficie, con valores de 690±90 años AP (Ojeda *et al.*, 2012b) y 1210±50 años AP (LATYR, LP-2779) respectivamente, se sitúa la generación

de dunas lunetas en el Holoceno superior, por lo que se lo vincula al periodo climático conocido como Optimo Cálido Medieval (Iriondo, 1999; Cioccale, 1999; Zárate, 2002). Sin embargo, cabe destacar que existen dunas lunetas DL1 en sectores más occidentales, correspondientes a los niveles



**Figura 10.** Duna luneta (delimitada en línea punteada) asociada a una laguna temporal desecada y dunas longitudinales superpuestas.

**Figure 10.** Lunette dune (enclosed in dotted line) associated with a temporary pond dried and superimposed longitudinal dunes.

identificados previamente como L3 y L4 al menos, que se habrían comenzado a desarrollar con anterioridad, probablemente durante el Holoceno superior a medio?, asociados probablemente a expansiones lacustres de mayor envergadura y/o el desplazamiento del río Desaguadero hacia el Este.

En relación a las dunas lunetas vinculadas a depresiones de deflación y encharcamiento (DL2) no se tienen precisiones de edades numéricas pero en base a las relaciones de campo, se considera su generación a partir de la migración hacia el sur del río Tunuyán y la consecuente desvinculación de los canales asociados a los abanicos aluviales. Este proceso se estima comenzó en el Holoceno medio según estudios de Polanski (1963) y Ortíz *et al.* (1977), confirmados localmente por la presencia de paleocanales (Zavala, 2012).

El análisis geomorfológico basado en las imágenes satelitales y las observaciones de campo permiten afirmar que los campos de dunas longitudinales se superimponen al resto de las geoformas desarrolladas en la zona y en consecuencia se infieren más

modernas. El desarrollo de dunas longitudinales a partir de la removilización de arenas de las dunas lunetas es claramente visible en los cordones más antiguos donde desarrollan bordes festoneados a sotavento.

Se propone tentativamente la vinculación de las dunas longitudinales presentes en la zona de estudio con los depósitos arenosos del borde suroccidental de Pie de Palo en la provincia de San Juan (Tripaldi y Forman, 2007) en la sección Lizard de Médanos Grandes y con los campos de dunas longitudinales del sur de la provincia de San Luis, reconocidos como Miembro Los Crespines de la Formación El Chulengo (Ramonell *et al.*, 1992).

Los mantos arenosos se consideran como depósitos poligénicos formados a lo largo del Holoceno cuya distribución está parcialmente obliterada por la acción aluvial y su desarrollo continúa en la actualidad, aun cuando la cobertura vegetal limita parcialmente su removilización.

### Modelo evolutivo

En base a la caracterización geomorfológica, sedimentológica y estratigráfica se ha elaborado un modelo evolutivo preliminar para los depósitos eólicos del área de estudio, según el cual se reconocen para el Holoceno cuatro etapas principales de desarrollo (Tabla 2).

La primera etapa comprende el Holoceno inferior hasta la primera mitad del Holoceno superior (9000-1400 años AP), durante la cual el área estuvo sujeta a condiciones de alternancia entre climas fríos y cálidos, y semiáridos a áridos. Esta afirmación se basa en los rasgos estratigráficos, dataciones sobre restos de conchillas de gasterópodos y carbonosos presentes en facies de sedimentos fluviales y lacustres y la identificación de paleocanales funcionales durante el Holoceno medio, indicando que durante este periodo se produjo la depositación de las facies de arenas y limos fluvio-lacustres, correspondientes a la sección media de la Formación Arco del Desaguadero, mientras en el sector del piedemonte distal de Precordillera, predominaba la depositación fluvio-aluvial asociada al desplazamiento del río Tunuyán hacia el sur.

La presencia de dunas lunetas probablemente desarrolladas en el intervalo comprendido entre el Holoceno medio? y la primera mitad del Holoceno superior, permitirían inferir condiciones climáticas

relativamente cálidas que favorecieron un mayor desarrollo de la vegetación ribereña, propiciando el entrapamiento de la fracción arenosa deflacionada de las costas de lagunas desecadas durante el periodo invernal.

Durante mediados del Holoceno superior (1400-600 años AP), que comprende el periodo referido como Optimo Cálido Medieval, se habría consolidado en la región un clima dominante cálido y semiárido, durante el cual se desarrollaron las dunas lunetas de mayor envergadura, como la de Alto Grande, asociadas a las lagunas temporales más orientales a partir de vientos provenientes del Este (DL1). En los sectores de la planicies correspondiente a la bajada distal mendocina se generaron por deflación extensas superficies inundables durante las ocasionales lluvias, que desarrollaron en sus márgenes occidentales (sotavento) dunas lunetas de menor envergadura (DL2). El mejoramiento climático de esta etapa queda evidenciado por estudios antropológicos que indican una gran actividad en el río Desaguadero, con numerosos asentamientos indígenas lo cual se asocia al desarrollo de cuerpos de agua sostenidos (Chiavassa y Prieto, 2008). Estos autores destacan además que no se ha podido establecer si se trató de ocupaciones sostenidas o recurrentes debido al “fuerte palimpsesto que registran estos sitios superficiales sobre médanos” pero que habrían finalizado hacia los 400 años AP. El abandono humano del área se puede relacionar así con una crisis climática asociada a la Pequeña Edad de Hielo.

Hacia fines del Holoceno superior (600-150 años AP), periodo de desmejoramiento climático vinculado a la Pequeña Edad de Hielo (Frío-árido), se habría producido una disminución de la cobertura vegetal con el consecuente aumento de la deflación que generaron las dunas longitudinales y mantos arenosos, asociados a vientos predominantes del Este y Sureste. Dicha actividad habría sido importante al menos hasta hace unos 150 años AP cuando se registra el avance de dunas sobre corrales de cabras funcionales (Fig. 11).

Finalmente, durante los últimos años se registra en la región un aumento de la precipitaciones que establece nuevamente condiciones climáticas semi-áridas, un aumento de la cobertura vegetal que favorece una fijación importante de las geoformas eólicas y el desarrollo del suelo actual. Sumado a ello se ha producido una importante merma en los caudales

del río Desaguadero, asociado tanto a cuestiones naturales como antrópicas, acompañado de una fuerte profundización del valle, donde los procesos morfológicos dominantes se corresponden con el carcamiento de las laderas debido al establecimiento de un nuevo nivel de base de erosión.

## DISCUSIÓN

Tradicionalmente los depósitos eólicos del tramo medio del río Desaguadero han sido referidos bajo el nombre de “Médanos y Guadales” (González Díaz y Fauqué, 1993; Costa *et al.*, 2001). Sin embargo cabe señalar la inconveniencia que desde el punto de vista geomorfológico tiene tal denominación, teniendo en cuenta en primer lugar su escasa aplicación en la literatura internacional, salvo algunos trabajos donde el término “Médano” refiere a dunas costeras (Pye y Tsoar, 2009). En segundo término por la poca clara definición acerca de sus rasgos morfológicos, la cual no permite una equiparación con las geoformas típicas de acumulación eólica tales como dunas longitudinales, dunas transversales, mantos arenosos, etc.

En relación a las condiciones paleoclimáticas, Piovano *et al.* (2006a,b) reconocen que los registros al este de la Diagonal Árida Sudamericana, en la región Pampeana influenciada por el Sistema Monzónico Sur Americano, la respuesta hidrológica a los estadios climáticos dominantes se presenta en antifase respecto de Patagonia y Salinas del Bebedero, vinculados a los *Westerlies* Australes. En tal sentido, Piovano *et al.* (2009) consideran que durante el periodo temporal sincrónico con la Anomalía Climática Medieval, mientras en la región Pampeana dominaban condiciones climáticas cálidas y húmedas, al Oeste, bajo la influencia de los vientos del oeste (*Westerlies*) del Hemisferio Sur, se manifiesta un incremento de la aridez. Sin embargo, durante el ciclo equivalente a la Pequeña Edad de Hielo, dicha situación se invierte, por lo que se manifiesta una disminución en la influencia de los aportes monzónicos que se evidencia como una aridización en la Región Pampeana, mientras que se produce un aumento de la humedad proveniente de los *Westerlies* del Hemisferio Sur, con niveles lacustres altos en Salinas del Bebedero (vinculado a la cuenca del río Desaguadero y condiciones semiáridas para el oeste y sur de la Diagonal Árida Sudamericana).

Cronología	Registros Proxy	Procesos	Paleo-ambiente	Registro sedimentario
Holoceno superior	150 años AP al presente	Aumento de las lluvias locales Disminución de caudales por razones antrópicas y naturales	Fijación de las dunas Procesos pedogenéticos Carcavamiento y removilización aluvial y eólica de mantos arenosos	Semi-árido Mantos eólicos delgados
	600-150 años AP	Campos de dunas longitudinales y mantos arenosos Abandono de asentamientos indígenas	Disminución de la cobertura vegetal Formación de dunas longitudinales a partir de vientos del E y SE	Pequeña Edad de Hielo (frío y árido) Depósitos de dunas longitudinales y mantos arenosos
	1400-600 años AP	Dunas lunetas asociadas a costas lacustres Dataciones de radiocarbono de gasterópodos en facies eólicas Asentamientos indígenas	Sedimentación a sotavento de las lagunas temporales a partir de vientos del Este Aumento de la cobertura vegetal riparia Sistemas fluviales con caudales sostenidos	Optimo Cálido Medieval (Cálido y semiárido) Depósitos de dunas lunetas (más orientales)
Holoceno inferior a superior	9000-1400 años AP	Dunas lunetas asociadas a paleocostas lacustres Dataciones de radiocarbono de CO <sub>3</sub> Ca, gasterópodos y restos carbonosos en facies lacustres. Paleocanales	Sedimentación a sotavento de las lagunas temporales durante periodos más cálidos a partir de vientos del E Depositación fluvio-lacustre en la cuenca del río Desaguadero Construcción del conoide del río Tunuyán	Alternancia de climas fríos y cálidos, semi-áridos-áridos Depósitos de dunas lunetas (más occidentales)

**Tabla 2.** Modelo evolutivo para los depósitos eólicos del área de estudio.

**Table 2.** Evolutionary model for the aeolian deposits of the study area.

El desarrollo de dunas lunetas se considera en este trabajo fundamentalmente vinculado al establecimiento de condiciones climáticas con temperaturas que potenciaron el crecimiento de vegetación ribereña, resistente a la salinidad, que favorecieron el entrapamiento y la estabilidad del depósito. Sin embargo, no se descarta la influencia que pudieron ejercer el carácter higroscópico de los *pellets* limo-arcillosos en la estabilidad de la duna y que impiden su migración (Price, 1963; Bowler, 1973), aunque se le asigna un rol secundario teniendo en cuenta que la salinidad de las aguas del río Desaguadero ha sido más o menos constante.

Se considera que la textura más arenosa y la

morfología en planta de las dunas lunetas asociadas a lagunas temporales (DL1), difiere moderadamente respecto a aquellas de las depresiones de deflación y encharcamiento temporales (DL2), debido a la mayor disponibilidad de arenas de aquellas vinculadas a las crecidas del río Desaguadero, y además, algo del material deflacionado puede provenir del oleaje generado en las playas y así constituir una analogía de las dunas costeras, tal como lo propone Campbell (1968).

Teniendo en cuenta que las dunas lunetas forman cordones de posición y considerando que no tienen la capacidad de migrar, constituyen excelentes indicadores de los niveles de paleocostas



**Figura 11.** Corte del camino al Norte del área de estudio, en proximidades del Pueblo Ranquel. Se observa en la base materiales oscuros, estratificados, que contienen restos orgánicos asociados a un antiguo corral de cabra, cubiertos por depósitos de dunas longitudinales.

**Figure 11.** Road cut north of the study area in vicinity of Pueblo Ranquel. In the base dark materials, laminates, which contain organic residues associated to an old goat pen, covered by longitudinal dunes deposits.

desarrollados en distintos periodos. Los cordones de dunas lunetas localizados a diferentes distancias de las costas actuales permite la reconstrucción parcial de las superficies ocupadas por lagunas temporales durante el Holoceno, cuando se manifiesta su formación inicial en la planicie hacia el Oeste. Esta característica destaca la importancia del área de estudio con lagunas temporales vinculadas a un sistema fluvial en retracción, y migrante hacia el Este por el levantamiento del Alto del Desaguadero (Ortiz *et al*, 1977), mientras que en el entorno regional se presentan verdaderos campos de dunas y/o extendidas planicies de mantos arenosos parcialmente vegetados.

## CONCLUSIONES

Los depósitos de origen eólico localizados sobre la margen derecha del río Desaguadero y planicie distal del piedemonte precordillerano conforman un sistema geomorfológico integrado por dunas lunetas, dunas longitudinales y mantos arenosos de escasa potencia.

Las dunas lunetas pueden ser diferenciadas entre aquellas que se originan a partir de la costa de lagunas temporales y las que lo hacen a partir de depresiones de deflación y encharcamiento temporales. Las primeras desarrollan cordones que pueden alcanzar varios kilómetros de longitud en dirección general meridiana y hasta 14 metros de altura. Se distribuyen sobre la margen derecha del río Desaguadero al menos en cinco niveles altimétricos, los cuales se interpretan vinculados a la disminución paulatina de la superficie ocupada por las lagunas temporales durante el Holoceno superior a medio?, asociada a una merma general de los caudales por razones climáticas y a la migración del sistema fluvial hacia el Este.

Los depósitos eólicos asociados a depresiones de deflación y encharcamiento temporales corresponden a dunas lunetas de dimensiones más reducidas, con alturas inferiores a 3 m y longitudes entre 300 y 700 m. Su morfología en planta presenta comúnmente un tramo central rectilíneo, con orientación general meridiana y en algunos casos con extremos en forma de “cuernos” que apuntan hacia el Este.

Las dunas longitudinales se presentan comúnmente en campos de dunas, con longitudes de onda variable entre 100 y 200 m, alturas entre 2 y 4m y entre 100 y 400 m de largo.

Los mantos arenosos se caracterizan por su amplia extensión y espesores delgados en general menores a los 50 cm. Su origen se considera asociado a la sedimentación eólica pero con posterior retrabajo aluvial durante diferentes periodos del Holoceno. La disposición espacial de las dunas lunetas y las dunas longitudinales permiten inferir paleovientos provenientes del Este y del Sudeste.

La textura superficial de los depósitos eólicos muestra pequeñas diferencias entre las dunas lunetas DL1, con textura predominante arenosa, respecto a las DL2, con texturas areno limosas, lo cual puede ser asociado con la mayor energía del ambiente deposicional fluvio-lacustre para el caso de las primeras. Las dunas longitudinales presentan un mayor contenido de arenas medianas que las dunas lunetas posiblemente asociada a vientos de mayor energía. Los mantos arenosos presentan mayores contenidos de limos que las dunas longitudinales y las dunas lunetas, lo cual puede asociarse al origen mixto de estos depósitos que son retransportados por acción aluvial sobre las pendientes pedemontanas.

La composición mineralógica señala un predominio general del cuarzo y plagioclasas subordinadas, con abundantes fragmentos líticos indiferenciados que para las dunas lunetas DL2 y las dunas longitudinales, comprenden poblaciones dominantes con tonalidades más oscuras. El yeso y los fragmentos de conchillas son abundantes en las dunas lunetas, con presencia de trizas de vidrio que en general no supera el 5% del total de la muestra. Estos datos son concordantes con la mineralogía de los depósitos areno-limosos que forman la llanura aluvial del río Desaguadero, en parte provenientes de la erosión del techo de la Fm. Arco del Desaguadero, y que a su vez constituyen el piso salino de las lagunas temporales, desde donde provendrían la mayor parte de los granos.

Las dunas lunetas DL1 comprenden los depósitos eólicos más antiguos preservados en la zona de estudio y apoyan sobre la Fm. Arco del Desaguadero. En base a las dataciones obtenidas en el perfil de la duna luneta de Alto Grande ( $1210 \pm 50$  C<sup>14</sup> años AP y  $690 \pm 90$  C<sup>14</sup> años AP) se asigna el inicio de su formación al Holoceno superior a medio?, con un climax de su desarrollo en el periodo conocido

como Optimo Cálido Medieval, cuando las temperaturas habrían permitido una cubierta vegetal más importante y el entrapamiento de los granos deflacionados.

Las características geomorfológicas y estratigráficas de las dunas longitudinales permiten inferir su desarrollo durante la Pequeña Edad de Hielo, con posterioridad al de las dunas lunetas DL1, debido a vientos fuertes provenientes del Este y Sureste. Asimismo, se infiere que tanto las dunas lunetas DL2 y los mantos arenosos (de desarrollo policíclico) serían parcialmente coetáneos a la evolución de las dunas longitudinales.

En la actualidad la morfogénesis eólica se encuentra parcialmente restringida debido al desarrollo de una importante cobertura vegetal, la cual se asocia al aumento general de las precipitaciones locales al menos durante los últimos 60 años.

## Agradecimientos

Al Proyecto de Investigación "Geología del Neógeno y Cuaternario de la Provincia de San Luis" (CyT-UNSL N° 340203) por el financiamiento para el desarrollo de la investigación. A los revisores y a las editoras del volumen especial la Dra. A. Tripaldi y la Dra. S. Degiovanni por sus sugerencias y aportes que contribuyeron a la mejora sustancial del trabajo.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abraham de Vázquez, E.M., 2000. Geomorfología de la Provincia de Mendoza. En E.M. Abraham, y F.M. Martínez (Eds.), *Recursos y Problemas Ambientales de las Zonas Áridas*. Primera Parte: Provincias de Mendoza, San Juan y La Rioja. TOMO I: Caracterización Ambiental. GTZ, IDR (Univ. Granada), IADIZA, SDSyPA. Argentina, Publicación Especial 29-48. Mendoza.
- Abraham de Vázquez, E.M. y M. del R. Prieto, 1981. Enfoque diacrónico de los cambios ecológicos y de las adaptaciones humanas en el NE árido mendocino. *Cuadernos CEIFAR* 8:110-139.
- Blasi, A., C. Latorre, L. Del Puerto, A. Prieto, E. Fucks, C. De Francesco, P. Hanson, F. García-Rodríguez, R. Huarte, J. Carbonari y A. Young, 2010. Paleoambientes de la cuenca media del río Luján (Buenos Aires, Argentina) durante el último período glacial (EIO 4-2). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 17:85-111.
- Bowler, J.M., 1986. Spatial variability and hydrologic evolution of Australian lake basins: analogue for Pleistocene hydrologic change and evaporite formation. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology* 54:21-41.
- Bowler, J.M., 1983. *Lunettes* as indices of hydrologic change: A review of Australian evidence. *Proceeding of Royal Society of Victoria* 95:147-168.

- Campbell, E.M.**, 1968. Lunettes in South Australia. *Transactions of the Royal Society of South Australia* 92:83-109.
- Chiavazza, H. y M. Prieto**, 2008. Estudios arqueológicos en el río Desaguadero. *Runa* 29: 29-51.
- Chiesa J., E. Strasser y D. Gómez**, 2010. Estratigrafía de la cuenca media del río Desaguadero, San Luis, Argentina. En M. Zárate, A. Gil y G. Neme (Eds.), *Condiciones paleoambientales y ocupaciones humanas durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno de Mendoza*. Sociedad Argentina de Antropología 41-64. Buenos Aires.
- Cioccale, M.A.**, 1999. Climatic fluctuations in the Central Region of Argentina in the last 1000 years. *Quaternary International* 62:35-47.
- Costa, C.H., C.E. Gardini, J.O. Chiesa, A.E. Ortiz Suárez, G.E. Ojeda, D.L. Rivarola, G.C. Tognelli, E.N. Strasser, A.O. Carugno Durán, P.N. Morla, P.G. Guerststein, D.A. Sales y H.M. Vinciguerra**, 2001. *Hoja Geológica 3366-III "San Luis"*. Servicio Geológico Minero Argentino, Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000 Publicación Especial 293, Buenos Aires, 66 pp.
- Dangavs, N. y A. Blasi**, 1994. Quaternary Evolution of a Pampean "Laguna" (part I): Sedimentology and Biological Characteristics of Lobos Lake Infilling Sediments, Argentina. *Journal of Paleolimnology* 10:59-66.
- Dangavs, N.V.**, 1979. Presence de dunes de argillafosiles en La Pampa Deprimada. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34:31-35.
- Folk, R.L.**, 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology* 62:344-359.
- Gómez D., G. Ojeda y J. Chiesa**, 2012. Análisis multitemporal de la dinámica hídrica en la zona central de la cuenca del Río Desaguadero, San Luis, Argentina. *Congreso Argentino de Teledetección 2012* Actas en CD, Córdoba.
- Gómez D., J. Chiesa, E. Strasser, E. Perino y E. Font**, 2009. El Pleistoceno tardío y Holoceno del Río Jarilla, afluente del Río Desaguadero, San Luis, Argentina. *IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología* Actas IV:317-326, La Plata.
- González Díaz, E.F.**, 1981. Geomorfología. En: M. Yrigoyen (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis*. Relatorio VIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio 193-236. Buenos Aires.
- González Díaz, E. y L.E. Fauqué**, 1993. Geomorfología. En V.A. Ramos (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Mendoza*. Relatorio XII Congreso Geológico Argentino, Publicación Especial:217-234. Buenos Aires.
- González, M.**, 1981. Evidencias paleoclimáticas en la Salina del Bebedero (San Luis). *VIII Congreso Geológico Argentino* Actas III:411-438, San Luis.
- Grove, A.T.**, 1977. The geography of semiarid lands. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 278:457-475.
- Haylock, M.R., M.C. Peterson, L.M. Alves, T. Ambrizzi, Y.M.T. Anuncição, J. Baez, V.R. Barros, M.A. Berlato, M. Bidegain, G. Coronel, V. Corradi, V.J. García, A.M. Grimm, D. Karoly, J.A. Marengo, M.B. Marino, D.F. Moncunill, D. Nechet, J. Quintana, E. Rebello, M. Rusticucci, J.L. Santos, I. Trebejov L.A. Vincent**, 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with Sea Surface Temperature. *Journal of Climate* 19:1490-1512.
- Hijmans, R., S. Cameron, J. Parra, P. Jones y A. Jarvis**, 2005. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* 25: 1965-1978.
- Hills, E.S.**, 1940. The lunette, a new land form of aeolian origin. *Australian Geography* 3:15-21.
- Holliday, V.T.**, 1997. Origin and Evolution of Lunettes on the High Plains of Texas and New Mexico. *Quaternary Research* 47:54-69.
- Iriondo, M.**, 1990. A late Holocene dry period in the Argentine Plains. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 7:197-218.
- Iriondo, M.**, 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International* 57/58:93-112.
- Lancaster, N.**, 1978. The pans of Southern Kalahari, Botswana. *Geographical Journal* 144:81-98.
- Lancaster, N.**, 2005. *Geomorphology of Desert Dunes*. Taylor & Francis e-Library, New York, 244 pp.
- Lawson, M.P. y D.S.G Thomas**, 2002. Late Quaternary lunette dune sedimentation in the southwestern Kalahari desert, South Africa: luminescence based chronologies of aeolian activity. *Quaternary Science Reviews* 21:825-36.
- Marker, M.E. y P.J. Holmes**, 1995. Lunette dunes in the northeast Cape, South Africa, as geomorphic indicators of palaeoenvironmental change. *CATENA* 24: 259-273.
- Martínez, M.P., L.P. Perucca, M.E. Giménez y F. Ruiz**, 2008. Manifestaciones geomorfológicas y geofísicas de una estructura geológica profunda al sur de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63:264-271.
- Mazzoni, E. y M. Vázquez**, 2009. Desertification in Patagonia. En E. Latrubesse (Ed.), *Natural Hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin-America*. Developments in Earth Surface Processes, Elsevier Special Publication 13: 351-377. Amsterdam.
- Norte, F., S. Simonelli y N. Herediam**, 1998. Impacto del fenómeno ENOS en el régimen hidrometeorológico de Mendoza, Argentina. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines* 27:761-770.
- Ojeda, G. y G. Sosa**, 2009. Tendencias Climáticas y Riesgos Geomorfológicos Asociados en la Región Central de la Provincia de San Luis. En J.M. Sayago y M.M. Collantes (Eds.), *Geomorfología y Cambio Climático*. Instituto de Geociencias y Medio Ambiente (INGEMA), Publicación Especial 4:47-61. San Miguel de Tucumán.
- Ojeda, G., D. Gómez y J. Chiesa**, 2012a. Dunas lunetas en el ambiente del río Desaguadero y su implicancia paleoambiental. Mendoza, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 24:123-128.
- Ojeda, G., J. Chiesa y D. Gómez**, 2012b. Rasgos Geomorfológicos del Ambiente del Río Desaguadero al Norte del Arroyo Jarilla. Limite Interprovincial San Luis-Mendoza. *V Congreso de Cuaternario y Geomorfología* Actas I:213-222, Río Cuarto.
- Ortiz, A., J. Zambrano y J.C. Perucca**, 1977. Evolución geomórfica de los ríos Mendoza y Tunuyán, Boletín del Instituto de Investigaciones Mineras, San Juan, 144 pp. (inédito).
- Penalba, O. y W. Vargas**, 2004. Interdecadal and Interannual variations of annual and extreme precipitation over central-northeastern Argentina. Changes in the extreme precipitation seasonal cycle. *International Journal Climatology* 24:1565-1580.
- Peña Zubiarte, C. y A. d'Hiriart**, 2007. *Carta de suelos de la República Argentina*. Hoja San Luis. Escala 1:100.000. INTA, San Luis, 148 pp.
- Peña Zubiarte, C., D. Anderson, M. Demmi, J. Saenz y A. D'Hiriart**,

1998. *Carta de suelos y vegetación de la Provincia de San Luis*. INTA, San Luis, 115 pp.
- Piovano, E., M. Cioccale, D. Ariztegui, G. Zanon, y F. Córdoba**, 2006a. Lacustrine records of the Little Ice Age in Southern South America. *IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología - XI Reunión Argentina de Sedimentología Actas I*: 182, La Plata.
- Piovano, E., D. Ariztegui, M. Cioccale, F. Córdoba y G. Zanon**, 2006b. Reconstrucciones paleolimnológicas desde el Último Máximo Glacial en el sur de Sudamérica: ¿megasistemas en antifase hidrológica?. *III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología Actas 2*:659-669, Córdoba.
- Piovano, E.L, D. Ariztegui, F. Córdoba, M. Cioccale y F. Sylvestre**, 2009. Hydrological variability in South America below the Tropic of Capricorn (Pampas and eastern Patagonia, Argentina) during the last 13.0 ka. En F. Vimeux, F. Sylvestre y M. Khodri (Eds.), *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, from the Last Glacial Maximum to the Holocene*, Developments in Paleoenvironmental Research 14:323-351.
- Polanski, J.**, 1954. *Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza*, Cuaderno Estudios e Investigaciones Publicación Especial 4, Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas de Mendoza, 10 pp. (inédito).
- Polanski, J.**, 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Pcia. de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17:127-349.
- Price, W.A.**, 1963. Physicochemical and environmental factors in clay diagenesis. *Journal of Sedimentary Petrology* 33:766-778.
- Pye, K. y H. Tsoar**, 2009. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Second printing with corrections. Springer, Berlin, 476 pp.
- Ramonell, C., M. Iriondo y R. Krömer**, 1992. *Guía de campo de Cadinqua, Centro-Este de San Luis*. V Reunión de Campo, Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis, 37 pp. (inédito).
- REM**, 2013. Red de Estaciones Meteorológicas. Universidad de La Punta. <http://www.clima.edu.ar/Index.asp>.
- Rodríguez, E.**, 1966. Estudio hidrogeográfico del sector N.E. de la Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21:39-60.
- Rodríguez, E.J. y M. Barton**, 1993. El Cuaternario de la Llanura. En V. Ramos (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio XII Congreso Geológico Argentino Actas I*:173-194, Buenos Aires.
- SMN**, 2013. Servicio Meteorológico Nacional. [www.smn.gov.ar](http://www.smn.gov.ar).
- SRHN**, 2013. Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación. *Base de Datos Hidrológica Integrada (BDHI)*. <http://www.hidricosargentina.gov.ar>.
- Stephens, C.G. y R.L. Crocker**, 1946. Composition and genesis of lunettes. *Transactions of the Royal Society of South Australia* 70:302-312.
- Strasser, E., J.O. Chiesa y T. De Miguel**, 2000. Primer fechado absoluto del límite Pleistoceno-Holoceno en el río Desaguadero. Inferencias paleoclimáticas. *IX Congreso Geológico Chileno Actas I*:563-567, Puerto Varas.
- Thomas, D.S.G.**, 1989. Aeolian sand deposits. En D.S.G. Thomas (Ed.), *Arid Zone Geomorphology*. Belhaven Press, London: 284-307.
- Trabucco, A. y R.J. Zomer**, 2009. *Global Aridity Index (Global-Aridity) and Global Potential Evapo-Transpiration (Global-PET) Geospatial Database*. CGIAR Consortium for Spatial Information. Published online, available from the CGIAR-CSI GeoPortal at: <http://www.csi.cgiar.org/>.
- Tripaldi, A. y S.L. Forman**, 2007. Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251:300-320.
- Zárate, M.A.**, 2002. Los ambientes del Tardiglacial y Holoceno en Mendoza. En A. Gil y G. Neme (Eds.), *Entre Montañas y Desiertos*. Sociedad Argentina de Antropología 9-42. Buenos Aires.
- Zárate, M.A. y A.E. Mehl**, 2008. Estratigrafía y geocronología de los depósitos del Pleistoceno tardío/Holoceno de la cuenca del arroyo La Estacada, departamentos de Tunuyán y Tupungato (Valle de Uco), Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63:407-416.
- Zárate, M.A. y A. Tripaldi**, 2012. The aeolian system of central Argentina. *Aeolian Research* 3:401-417.
- Zavala, F.**, 2012. *El Cuaternario tardío en la confluencia del río Desaguadero y paleocauce del río Tunuyán, San Luis, Argentina*. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 118 pp. (inédito).