



**Contribución al Conocimiento Sobre Origen de las Lagunas de la
Región de Lomadas Arenosas del Mega Abanico Aluvial del Río Paraná**
Knowledge Contribution in the Origin of the Shallow
Lakes in the Mega Alluvial Fan Sandy Hills Region of Paraná River

Félix Ignacio Contreras^{1,2} & Silvina Andrea Contreras^{1,2}

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - Universidad Nacional del Nordeste, Centro de Ecología Aplicada del Litoral,
Ruta Provincial N° 5, Km 2,5, CP 3400, Corrientes, Corrientes, Argentina.

²Universidad Nacional del Nordeste, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura,
Av. Libertad, 5470, CP3400, Corrientes, Corrientes, Argentina.

E-mails: figcontreras@hotmail.com; sailcontreras11@gmail.com

Recibido em: 17/01/2018 Aprobado em: 05/01/2018

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2018_1_66_79

Resumen

En la actualidad, el mega abanico aluvial del río Paraná constituye una región muy significativa en cuanto a la heterogeneidad de humedales; cuyos orígenes, distribución, amortiguación hídrica y respuestas morfométricas a la variabilidad climática local son tan complejas como diversas. En este sentido, se vincula el desplazamiento del río Paraná con los procesos que originaron los cursos de agua autóctonos y la disposición de grandes extensiones anegadizas. No obstante, no ocurre lo mismo con las lagunas que se encuentran sobre las lomadas arenosas, donde los antecedentes son escasos o bien se realizan hipótesis en función de su morfología, sin tener en cuenta, por ejemplo, las dinámicas naturales de las lagunas en relación a las fluctuaciones en los niveles de agua. El objetivo de este trabajo es contribuir con los conocimientos sobre los procesos que originaron a las lagunas de lomadas arenosas ubicadas en el mega abanico aluvial del río Paraná teniendo en cuenta la dinámica propia de estos cuerpos de agua. Los resultados de este trabajo permitieron conocer que no sólo existe un único proceso original, sino que por el contrario, la deflación, la segmentación de pequeños cursos de agua, el pseudokarst y las interacciones entre ellos, serían los responsables de su génesis, distribución, profundidad y alineamientos.

Palabras-clave: Lagunas; Geomorfología; Abanico aluvial del río Paraná; Argentina

Abstract

Currently, the mega alluvial fan of the Paraná River is a very significant region due to the heterogeneity of wetlands. Their origins, distribution, water damping and morphometric responses to local climatic variability are complex and diverse. Thus, the Paraná River migration is linked with the processes that originated the local watercourses and the disposition of large swamps. However, this is not the case with the sandy hill shallow lakes, where the studies are poor or the hypotheses are made according to their morphology, but they are not considered other processes such as the natural dynamics of the lagoons regarding to fluctuations in water levels.

The aim of this paper is to contribute to knowledge about the origin processes of the sandy hill lagoons of the Parana mega alluvial fan through the dynamics of these water bodies. This paper shows that there is not only one original process, on the contrary, deflation, segmentation of small watercourses, pseudokarst and interactions between them would be responsible for genesis, distribution, depth, and alignment of the shallow lakes.

Keywords: Shallow lakes; Geomorphology; Parana River mega fan; Argentina

1 Introducción

La génesis de una laguna somera es fundamental para comprender sus características generales, pero también sus fluctuaciones temporales y espaciales. No obstante, en algunos casos, las dinámicas naturales de estos cuerpos de agua van modelando su cubeta, al punto que la forma actual dista de parecerse a la original (Contreras, 2016).

Si bien es cierto que la morfogénesis es un criterio fundamental para la clasificación de los accidentes geográficos, se debe reconocer que existen morfologías similares cuyos procesos geomorfológicos difieren considerablemente; con lo cual los enfoques empleados para explicar una morfología y clasificación del relieve basados únicamente en la génesis, resultan muy poco satisfactorios para dilucidar la historia de los paisajes, objetivo fundamental de la geomorfología (Eberhard & Sharples, 2013).

En la actualidad son muy discutidos los procesos que dieron origen a las lagunas de las grandes planicies centrales de Argentina (Diovisalvi *et al.*, 2015) y un ejemplo de ello lo destaca Quirós (2004) al mencionar que las lagunas pampeanas se deben a diferentes procesos que incluyen a la deflación eólica, que en muchos casos han sido remodeladas por la acción fluvial; por el embalsado natural del agua de escorrentía, debido a la presencia de médanos; las situadas en los puntos más bajos de la planicie y que han tenido algún contacto con el mar en épocas pasadas y que con el tiempo se fueron dulcificando y las que se han originado por la acción combinada de agentes erosivos y disolución kárstica. Es decir que ya existen antecedentes en el país acerca de procesos combinados que actúan sobre una misma región.

La existencia de dudas acerca del origen de estos cuerpos de agua no se limita a esta región. Otro ejemplo en América del Sur se puede encontrar en la región de Nhecolândia (Brasil) es una subregión del Pantanal Mato-grossense con aproximadamente 23.574 km², presentando, como característica peculiar, una alta densidad de lagunas siendo las *cordilheiras*, la unidad de paisaje que las contiene (Cunha, 1943; Soares da Silva & Sakamoto, 2009). Para estos últimos autores, los sistemas lacustres son de gran importancia en la composición paisajística de la región, ya que les otorga numerosas

configuraciones y distintos funcionamientos, con una dinámica de interrelación peculiar responsable de la delimitación de este geosistema.

Barbiero *et al.* (2008) reconocen también que la génesis de las lagunas de Nhecolândia se encuentra bajo debate; haciendo mención a que una de las hipótesis acerca del origen de estos cuerpos de agua se encuentra asociada a la existencia de antiguos escurrimientos y que sus formas circulares se deben a procesos de “redondeamiento” de meandros abandonados. Este proceso de “redondeamiento” ha sido estudiado en lagunas del valle aluvial del río Paraná Medio y fue denominado como “the roundness process” o dinámica de “terrestrialization” por Paira & Drago (2007). Dicha expresión es utilizada para mencionar al proceso por el cual las lagunas del valle aluvial del río Paraná Medio se vuelven circulares por la acumulación de sedimentos, debido a la imposibilidad de rejuvenecerse por estar aisladas del curso superior.

Ante lo expuesto, el objetivo de este trabajo es contribuir con el estado del conocimiento acerca de la génesis de las lagunas de lomadas arenosas de la provincia de Corrientes a partir de la observación de la distribución, morfometría y las fluctuaciones morfométricas de las mismas.

2 Área de Estudio

La región de lomadas arenosas de la provincia de Corrientes (Argentina) presenta una distancia lineal de alrededor de 260 km de longitud en sentido N-S y 500 km de ancho que incluye a la región de los Esteros del Ñeembucú (Paraguay) (Figura 1). Solo en la porción perteneciente a la República Argentina existe un total de 38926 lagunas someras, permanentes y temporales, cuya densidad es de 3 cubetas por km², de las cuales el 70% serían lagunas circulares (Contreras & Contreras, 2017).

Al ser someras, las lagunas de esta región poseen rápidas respuestas a los períodos húmedos y secos locales que pueden manifestarse de un año al otro. Según Contreras & Paira (2016), el 24% de estas lagunas pueden secarse por completo con precipitaciones anuales inferiores a 1000 mm, para saturarse y/o desbordarse cuando las mismas superan los valores anuales de 1200 mm.

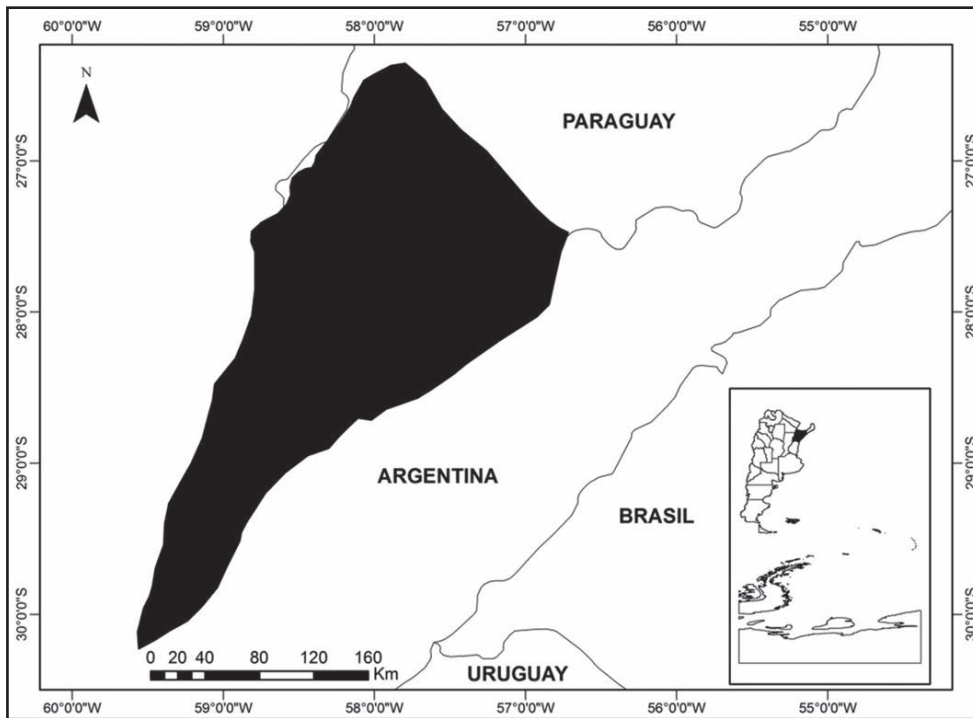


Figura 1 Mapa del área de estudio mostrando la distribución de las lomadas arenosas en la Provincia de Corrientes.

3 Revisión Crítica sobre la Génesis de Cuerpos de Agua Someros

Respecto del origen de las lagunas, al igual que en Nhecolândia las hipótesis que hacen referencia a su génesis mencionan a procesos pseudokársticos, la deflación y paleoescurrimientos. A partir de una revisión del estado del conocimiento acerca del origen de las lagunas de la región de lomadas arenosas ubicadas en el mega abanico aluvial del río Paraná, se rescatan las escasas interpretaciones existentes. Por un lado, Popolizio (1984) señala que las mismas corresponderían, en una etapa inicial, a formas de pseudodolinas, depresiones aisladas de forma circular isodiamétricas. En períodos de precipitaciones abundantes, éstas aumentarían el volumen de agua de la cubeta, interconectando numerosas lagunas y dando lugar a nuevas formas. Desde otra perspectiva, se considera que las lagunas son *cubetas de deflación*, como las observadas en la llanura chaco-pampeana por Iriondo (2012).

Partiendo de la hipótesis de que las lagunas de lomadas arenosas de la provincia de Corrientes, sean el resultado de la deflación, es posible encontrar en regiones con un gran número de cuerpos de agua, como ser caso del Estado de Orange Free en Sudáfrica, donde se reconocen más de 100 playas en una extensión de 100 km² (Goudie & Thomas, 1985;

Goudie, 1991). En las terrazas del primitivo Voltoya, al oeste de Coca (España), alcanzan densidades de 4 playas por km². Poseen una superficie variable, con áreas que varían entre 0,002 y 0,75 km², siendo las de mayor tamaño resultado de la coalescencia de dos o más depresiones cercanas (Desir *et al.*, 2003).

La acción de las olas en los lagos tropicales puede resultar en el hundimiento y la regresión de los bordes de las depresiones (Reeves, 1966), pudiendo depositar arena, que posteriormente puede ser removida por la deflación (Twidale, 1972). La forma de las playas generadas a partir del viento, se han utilizado para deducir la orientación de los vientos durante los períodos donde la cubeta del cuerpo de agua se encontrase saturada de agua (Price, 1972; Killigrew & Gilkes, 1974; Marrs & Gaylord, 1982).

Según Fregenal Martínez & Meléndez (2010), si el oleaje no tiene la constancia y la magnitud suficiente o el litoral es muy plano, las evidencias sedimentarias de la actividad del oleaje quedarán restringidas al retrabajamiento *in situ* de sedimentos depositados previamente por otros procesos a los que se superpondrán ondulitas de oscilación (Figura 2).

La zona pelágica o de cuenca está fuera del alcance del oleaje normal y sólo excepcionalmente en lagos y lagunas más someros, queda al alcance

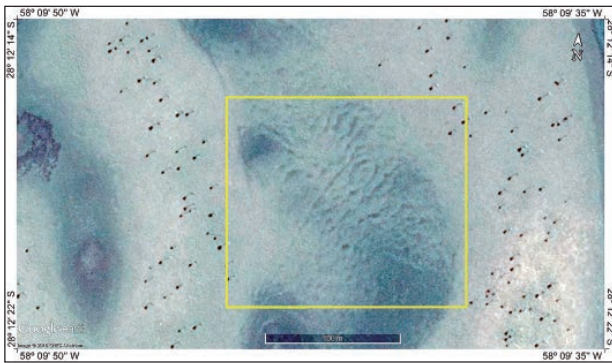


Figura 2 Presencia de ondulitas de oscilación en el paisaje de lomadas arenosas.

del oleaje de tormenta. Tanto las características que describen a las playas como sus dinámicas, son similares y en algunos casos idénticas a las lagunas de las lomadas arenosas de Corrientes, con lo cual es oportuno considerarlas a fin de establecer comparaciones entre ambos cuerpos de agua someros.

Según Tchakerian (1999), las playas pueden ser sometidas a inundación por aguas superficiales efímeras y por fluctuaciones del nivel freático. Se desarrollan preferentemente en zonas con relieve muy poco contrastado y con una red de drenaje difusa o inexistente (Tricart, 1954; Goudie, 1999; Desir, *et al.*, 2003). En estos sistemas se refleja la interacción de las aguas superficiales y subterráneas, el transporte eólico y las reacciones químicas y biológicas (Torgerssen *et al.*, 1986).

Existe por tanto un equilibrio dinámico entre el proceso de deflación y las fluctuaciones del nivel freático y del frente de capilaridad (Rosen, 1994). En las épocas secas la deflación eólica agranda el tamaño de las playas y provoca la acumulación de partículas a sotavento, dando lugar a dunas en forma de media luna (*lunettes*) (Goudie, 1991). Sin embargo, hasta el momento no hemos podido detectar estas formas sobre los bordes de las lagunas de lomadas arenosas en la Provincia de Corrientes (Argentina).

Diversos procesos como la meteorización de los sedimentos del fondo de las *playas* y la precipitación de sales favorecen la exportación de partículas por el viento. Por otra parte, en las *playas* se produce un drenaje centrípeto que tiende a transportar partículas de los márgenes de la depresión hacia el centro, para ser posteriormente evacuadas por el viento. De este modo, se produce la ampliación de las depresiones y cuando la distancia,

entre ellas es pequeña, se pueden llegar a enlazar (Goudie & Wells, 1995). Estas agrupaciones crecen con el tiempo y pueden sobrevivir a sucesivos ciclos de erosión (Marshall & Harmse, 1992).

Cuando se produce la coalescencia, cada una de las antiguas *playas* tendrá una dinámica separada hasta que tras varios ciclos erosivos se unifique su funcionamiento como un sistema hidrológico único.

Las charcas existentes constituyen potenciales *playas* en los momentos en los que se produce una desecación climática (Marshall & Harmse, 1992). “*La deflación profundiza paulatinamente el fondo de la primitiva charca para dar lugar a una playa, que posteriormente en su crecimiento puede coalescer con otras. Estas playas, y especialmente las de mayor tamaño, posiblemente hayan sufrido variaciones importantes a lo largo de su desarrollo como consecuencia de las variaciones del régimen hídrico motivadas por las fluctuaciones climáticas cuaternarias*” (Desir *et al.*, 2003, p. 405). En este sentido, Washington *et al.* (2006), mediante la utilización de modelos de simulación, establecieron que la deflación se produce preferentemente a partir de depresiones existentes.

3.1 Las Evidencias de Paleocauces en Lomadas Arenosas

En los antecedentes referidos al origen de las lagunas en estudio, solo se ha encontrado un trabajo que hace referencia a una génesis diferente a la deflación y a procesos pseudokársticos. De Diez & de Kesner (1967, p. 6), hacen mención a una laguna como parte de *un conjunto bastante numeroso correspondientes al departamento San Cosme. Según las autoras, las lagunas tienen variada morfología, como ser: algunas muy alargadas que responden a antiguos cursos de agua, con contornos elípticos, ovales, circulares, en ocho, triangulares, con ángulos redondeados, etc.*

Strahler (1984, p. 490) *menciona que “la mayoría de los grandes abanicos están afectados por las corrientes principales y muestran también una extensa erosión por pequeñas corrientes que se originan sobre la superficie del abanico”.*

Los ríos y arroyos dan forma continua y reforman sus canales a través de la erosión de los

límites del canal, la reelaboración y la deposición de sedimentos. Por ejemplo, la erosión y socavamiento de los bancos pueden dar lugar a la ampliación del canal (Colombo, 2010). Según Bullard & McTainsh (2003), la forma de los canales se da sobre aluviones de arena, ya que requieren, relativamente, menos energía para generar movimientos individuales de granos. Contrariamente, debido a que los limos y arcillas son más pequeños que los granos de arena, es posible esperar que estas partículas sean más fáciles de erosionar. Sin embargo, la tendencia a pegarse por fuerzas de cohesión electroquímicas entre las partículas determina que sean más resistentes a la erosión. La agradación del canal, la invasión de la vegetación, y la desviación del flujo, con el tiempo conllevan al abandono del canal original y la formación de nuevos canales (McCarthy & Ellery, 1997).

Este proceso genera grandes cambios en la distribución del agua, por lo que el área, alrededor del canal abandonado, poco a poco se deseca y la turba se va acumulando. Esto reduce la superficie de la tierra alrededor del canal, secando por completo el suelo o los pantanos (McCarthy *et al.*, 1988; Ellery *et al.*, 1989).

Totth & McCarthy (2007) mencionan que existen charcas, cuya depresión inicial se relaciona, por ejemplo, a meandros abandonados en las llanuras de inundación. Sin embargo, también se le atribuye al mecanismo de interrupción de drenaje donde cierta resistencia en el flujo, ya sea por la forma positiva del terreno, por ejemplo, Wellington (1945); De Bruyn (1971); Van Rooyen & Burger (1973); Helgren (1979) y Goudie & Wells (1995) perjudican el drenaje comenzando a desmembrar el curso de agua. Por otra parte, es conveniente tener en cuenta a la disminución de las precipitaciones en períodos secos, ya que se reduce el flujo de agua, potenciando el proceso mencionado.

Otras charcas próximas a las redes fluviales, pero que ya no reciben el agua y sedimentos de los ríos activos, se pudieron haber desarrollado a través de una combinación de procesos fluviales y no fluviales. Diferentes autores (Goudie & Wells, 1995; Partridge & Scott, 2000, entre otros), mencionan que muchos paleoescurrimientos se han interrumpido durante el Cenozoico, debido a factores tales como la aridez a largo plazo, explicando el origen inicial de las distribuciones lineales de las charcas que se han desarrollado con el tiempo.

Independientemente de los diferentes orígenes e historias de desarrollo de las charcas, en última instancia, se forman comúnmente en relieves topográficamente bajos, locales o regionales, que acumulan el agua derivada de los flujos de los ríos, escorrentía local y/o aguas subterráneas. Esto restringe aún más el desarrollo de drenaje de la superficie integrada, de modo que muchas charcas representan cuencas cerradas sin drenaje a través de un curso o flujo de salida, y por lo tanto actúan como sumideros de sedimentos (Totth & McCarthy, 2007).

Sobre la región de lomadas arenosas se detectaron algunas formas que podrían confirmar esta hipótesis de antiguos escurrimientos:

1) La presencia de un gran número de lagunas de formas alargadas en toda la región.

El alineamiento en sentido perpendicular a la dirección de la lomada, condicionada por la pendiente del lugar.

2) La presencia de paleocauces en una lomada arenosa ubicada en el departamento de Goya, cuyo escurrimiento es paralelo al curso del río Corriente. Estos paleocauces en la actualidad se observan como un conjunto de lagunas segmentadas, principalmente hacia la naciente (Figura 3).

3) Es importante remarcar la densidad de los bosques de ribera observados, ya que los mismos acompañan de manera paralela a este conjunto de lagunas. Frente a esta situación, no se descarta la posibilidad de que la existencia y densidad de este tipo de vegetación se encuentre íntimamente ligada a la interconexión de lagunas entre sí y con los esteros o ríos que rodean a las lomadas, permitiendo afirmar aún más la posibilidad de que en el pasado hayan sido cursos menores.

3.2 La Interacción entre Procesos Eólicos e Hídricos

Investigaciones sobre geomorfología de paisajes desérticos han encontrado mayor evidencia acerca de las nociones, sobre todo en cortos períodos de tiempo, que los sistemas eólicos y fluviales no operan independientemente (Muhs & Holliday, 1995; Clarke & Rendell, 1998; Kocurek & Lancaster, 1999;

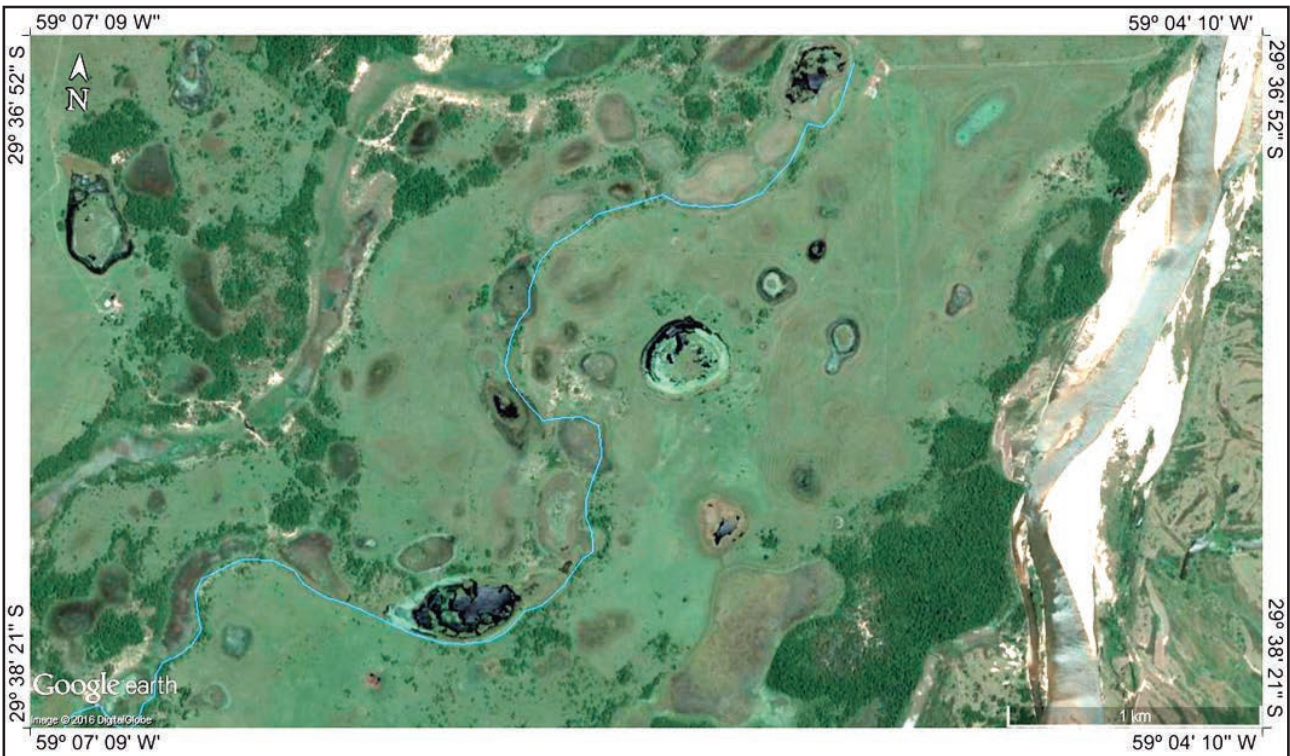


Figura 3 Paleocauces segmentados.

Sweeney & Loope, 2001; Bullard & Livingstone, 2002). Sin embargo, su interacción rara vez es el tema central de la investigación, en particular en los estudios de procesos contemporáneos (Bullard & Livingstone, 2002).

Uno de los motivos de ampliar los conocimientos sobre cómo interactúan los procesos fluviales y eólicos, se fundamenta en el hecho de considerar que el estudiar el relieve y desarrollo del paisaje teniendo en cuenta una perspectiva, puede generar una idea parcial de la realidad. Los procesos eólicos y fluviales no son mutuamente excluyentes, pero es importante comprender, por ejemplo, en qué circunstancias, en qué plazos, y en qué condiciones climáticas; un solo proceso es capaz de dominar al otro y el mismo desencadena un cambio entre los dos. Es por ello que resulta fundamental la compresión de escalas temporales y espaciales del predominio de uno u otro proceso, ya que sería el primer paso para responder estas preguntas (Bullard & Livingstone, 2002).

Las diferentes características sedimentarias indican un cambio de un entorno donde la deposición eólica domina a la deposición fluvial o viceversa, y juega un papel importante en la reconstrucción

de paleoambientes. La diferenciación espacial y temporal de los procesos dominantes no siempre están claros, sin embargo, los depósitos eólico-fluviales mixtos pueden ser identificados, cuando la interacción de los procesos sedimentarios fluviales y eólicos es muy sutil (Andrews, 1981; Mountney *et al.*, 1998). En otras palabras, no existe predominio de ningún proceso.

Muchos estudios han adoptado una visión polarizada contrastante entre las fases áridas, cuando los procesos eólicos dominan, con fases más húmedas o „pluviales“, cuando se piensa que los procesos fluviales y lacustres dominan (Bullard & Livingstone, 2002). Sin embargo, la vinculación de la actividad eólica o fluvial a determinadas condiciones climáticas, a menudo no es tan sencilla (Bullard & McTainsh, 2003).

Los autores mencionan que, a escala mundial, la actividad fluvial no está fuertemente influenciada por los sistemas eólicos, pero las áreas clave de la actividad eólica pueden estar estrechamente relacionadas con los sistemas fluviales. Esta relación desigual se deriva de la importancia del transporte fluvial en el suministro y la clasificación del sedimento. La selectividad del tamaño generada

por el viento como un agente de transporte de sedimentos significa que, a pesar de que los procesos de meteorización de la roca y de transporte de las laderas pueden suministrar pequeñas cantidades de sedimentos al sistema eólico; la mayor clasificación y concentración de los mismos los ofrece la acción fluvial o depósitos eólicos pasados (Smith, 1982; Pye & Tsoar, 1990; Bullard & Livingstone, 2002).

El material aluvial depositado dentro de estos canales y en las llanuras de inundación, es una fuente importante de polvo que da lugar a futuros eventos de deflación. En algunos casos, los depósitos aluviales profundos establecidos durante el Pleistoceno son fuentes de polvo (Próspero *et al.*, 2002), como también lo son las corrientes efímeras actualmente activas (McTainsh *et al.*, 1999).

Por ejemplo, Talbot & Williams (1978) describen a los abanicos aluviales que se forman en los flancos de las dunas fijas en el centro de Níger. Los sedimentos de abanicos aluviales provienen de la erosión de las nacientes de los cursos de agua o *headward* y la socavación inducida por el flujo superficial a través de las partes superiores de las dunas fijas. Este proceso arrastra cualquier material flojo depositado por el viento. Los depósitos eólicos son reelaborados por el flujo de agua y luego se depositan en forma de

abanicos aluviales causando la degradación de las dunas (Talbot & Williams, 1978).

Considerando que las lomadas arenosas son relictos del mega abanico del río Paraná, en esta investigación, se propone que no se debe descartar la posibilidad de que estas lagunas también tengan una génesis derivada de la segmentación de antiguos escurrimientos superficiales.

Usualmente, la superficie de los abanicos aluviales muestra diversos cauces abandonados o activos con disposición generalmente radial y focalizada en la zona apical o cabecera (Colombo, 2010).

En relación a este último punto, las lagunas de las lomadas arenosas clasificadas como *Irregulares Complejas* (Contreras & Contreras, 2017), tienen la particularidad de ser diferentes del resto de las lagunas, al margen de su morfología. En este sentido, poseen un número relativamente reducido en la región, son proporcionalmente lagunas muy grandes y profundas, se ubican únicamente en el centro de amplias lomadas, poseen un alineamiento general siguiendo la dirección de la lomada que las contiene y de los ríos actuales que la rodean y sus formas se asemejan más a los frentes de avance de los esteros sobre las lomadas, generando dificultades a la hora de considerarlas dentro de las lagunas en estudio (Figura 4).

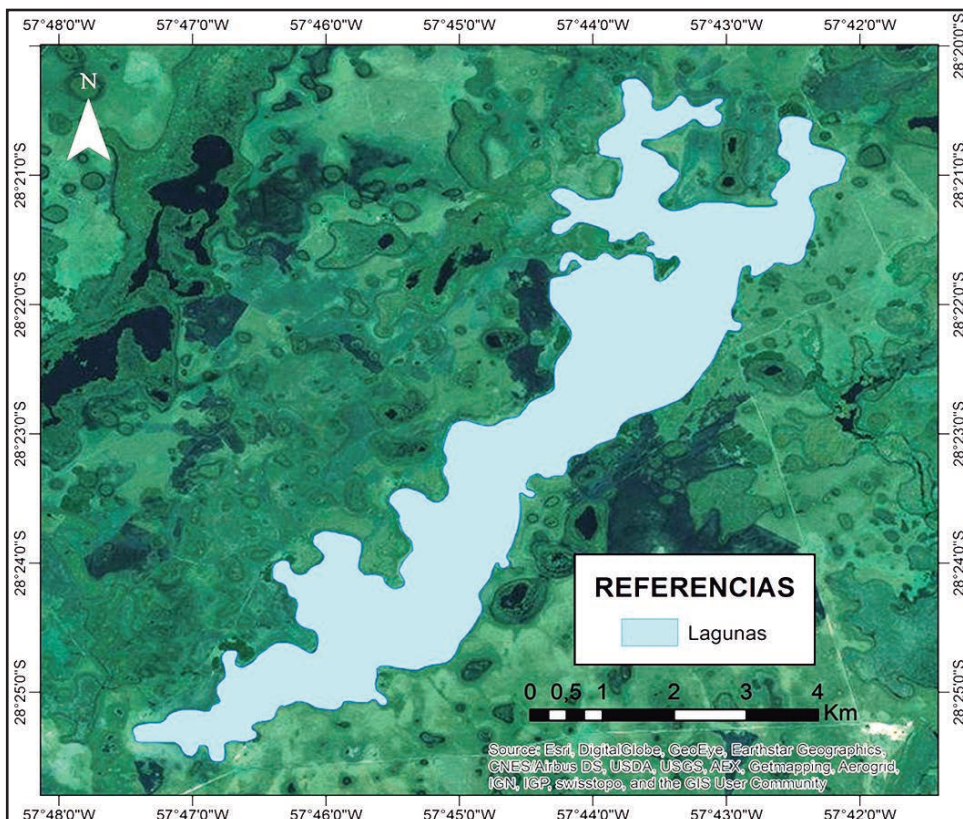


Figura 4 Laguna Irregular Compleja siguiendo la dirección general de la lomada arenosa.

Reeves (1966) menciona que en la región de Grandes Planicies (Texas, USA) existen una diversidad de lagunas, cuyas formas se vinculan a distintos orígenes. Para el autor, la mayor parte de las cubetas son subcirculares o lineales. Sin embargo, las cubetas lineales siempre son asociadas a canales de escurrimiento del pre-Pleistoceno o Pleistoceno y mantienen el alineamiento regional, mientras que las subcirculares no muestran esta relación.

Esta descripción coincide con lo observado en las lagunas de lomadas arenosas, donde las lagunas de formas complejas, principalmente las *Irregulares Complejas* (Contreras y Contreras, 2017), visualizada en la figura anterior; cuyo origen podría estar asociado a paleocauces abandonados del río Paraná, desde el Pleistoceno o el pre-Pleistoceno, además de mantener la alineación de la región (dirección del escurrimiento dentro del abanico).

3.3 Los Procesos

Pseudokársticos en Lomadas Arenosas

El primer registro acerca de un proceso de formación pseudokárstica en las lagunas de las lomadas arenosas, lo mencionan De Diez & De Kesner (1967, p. 6), al comparar las lagunas alargadas de las circulares. Como se ha destacado anteriormente, las lagunas alargadas según las autoras, fueron antiguos cursos de agua, mientras que las circulares “cuencas embudo” es semejante al de las llamadas “dolinas aluviales”.

“Se producen en las llanuras aluviales, como debió ocurrir en la región, en la que una gran disposición del río Puelchense estructuró la planicie aluvial de la “región correntina”. En estas arenas limo-arcillosas se han formado cavidades o canales verticales por el arrastre de las aguas, formando el embudo que, luego al descender los materiales finos por eluviación, fue rellenado en su parte inferior hasta formar un manto impermeable en el fondo de las depresiones tomando forma de plato o concavidad. Posteriormente las aguas de lluvia se acumularon en el receptáculo (De Diez & De Kesner, 1967, p. 6).

En arenas de sílice y sus equivalentes metamorforizados (cuarzitas), se pueden desarrollar procesos de disolución como en el karst en accidentes

geográficos a escalas pequeñas e intermedias (Mainguet, 1972). Para Ford & Williamns (2007), en el hábito mineral de cuarzo, la solubilidad de sílice es muy baja en las aguas meteóricas; pero la cuarcita resiste fuertemente la mayoría de otras formas de ataque en la intemperie y en consecuencia la sílice amorfa (que forma muchos cementos arenisca) es más soluble. La solubilidad de todas las formas de sílice aumenta, en gran medida, en agua por encima de 50° C.

Según Gutiérrez Elorza & Rodríguez Vidal (1984), el término *piping* es el más utilizado. Este proceso permite describir los conductos que se producen en suelos con materiales sueltos por eluviación o por procesos de erosión diferencial subsuperficial.

Para los autores son numerosos los factores que desarrollan *piping*, incluso pueden combinarse o potenciarse. Es un proceso azonal, ya que se manifiesta en todo el mundo, pero es en zonas semiáridas donde poseen su mayor desarrollo debido a la necesidad de agrietamiento por desecación que favorece el *piping*. Intensas precipitaciones en cortos períodos de tiempo alimentan los conductos y evacuan el material.

Cano García (1975); Gutierrez Elorza & Rodríguez Vidal (1984); López Bermúdez & Torcal Sáinz (1986) y García Ruiz (2011), señalan también la importancia de los fuertes contrastes pluviométricos estacionales típicos de los ambientes semiáridos. Largos períodos sin lluvias favorecen la desecación y el agrietamiento, que más adelante dirigen la infiltración durante precipitaciones muy intensas, contribuyendo a una rápida erosión en profundidad.

“El desarrollo de estos conductos va siempre ligado a la presencia de materiales no consolidados. Los tamaños óptimos para su generación son los de arcilla-limo-arena fina, que pueden ser fácilmente evacuados. Con frecuencia los conductos se producen en el contacto de estos materiales con horizontes arcillosos impermeables o con sedimentos consolidados” (Gutierrez Elorza y Rodriguez Vidal, 1984, p. 76) y el aumento en las concentraciones de Sodio en profundidad que favorece a la dispersión del suelo (Romero Díaz et al., 2007).

Para estos últimos autores, cuando los porcentajes de arcilla son inferiores al 70%, la

dispersión asociada con la acción del sodio desagrega la estructura y entonces no disminuye la infiltración. El sodio acelera la pérdida de coherencia y la fácil exportación de materiales finos en cuanto se inician conductos por los que fluye el agua lateralmente (García Ruiz, 2011). Con la presencia de un gradiente hidráulico estas condiciones son óptimas para el desarrollo de *pipes* (Romero Díaz *et al.*, 2007; Nadal Romero *et al.*, 2011).

En este sentido Ford & Williams (2007: 4) mencionan que “*el acto mismo de la circulación del agua subterránea causa el agrandamiento progresivo de espacio vacío y un aumento proporcional de la permeabilidad. Así, aunque el flujo de las aguas subterráneas inicial en karst es laminar, se hace cada vez más turbulento*”.

Estas condiciones mencionadas para el desarrollo de *piping* podemos encontrarlas sobre las lomadas arenosas, en las cuales la capa arenosa de, aproximadamente 80 cm, se asienta sobre un estrato arcilloso impermeable. No obstante, no se ha podido comprobar la presencia de *piping* en toda la región, pero podemos destacar el ejemplo de “*La Cascadita*”, la cual es una cárcava en el departamento de Goya.

El *piping* contribuye a acelerar el abarrancamiento y la evolución del paisaje hacia modelados ruiformes (Brian & Yair, 1982; García Ruiz, 2011), hasta el punto que se ha afirmado que los conductos pueden ser tanto una causa como una consecuencia de la evolución de las cárcavas (Jones, 2004). Sin embargo, no existen muchos trabajos referidos a estos procesos en sedimentos aluviales como en nuestro caso, debido a la menor eficacia de la sufosión (*piping*) (García Ruiz, 2011). Este podría ser uno de los motivos por el cual, hasta el momento no se han descrito estos procesos para las lomadas arenosa aunque, por otro lado, en la provincia de Corrientes, es muy frecuente de observar cárcavas sobre la línea de ribera del río Paraná.

La particularidad que presenta la *Cascadita*, es que son las únicas cárcavas encontradas sobre las lomadas arenosas, lo que da la pauta de que estos procesos pueden desarrollarse sobre las mismas. En la figura 5 se puede observar el perfil de la barranca, distinguiéndose el estrato arenoso superficial y la subyacente asociada a la Formación Toropí. En esta fotografía se puede visualizar agua que emerge de la zona de contacto entre ambas, mostrando la existencia de un escurrimiento subsuperficial.



Figura 5 Perfil de la barranca de “La Cascadita” en el Departamento de Goya.

En función de lo expuesto, se podría inferir que la formación de lagunas mediante estos procesos relacionados con la pérdida de materiales finos y solubles por el transporte lateral del agua subsuperficial, surgiría luego de que el modelado fluvial actuara sobre el abanico aluvial del río Paraná, mediante de la conformación de los interfluvios, en otras palabras a las lomadas arenosas.

Cuando las diferencias topográficas entre las lomadas y las planicies circundantes fueron más marcadas o dejaron expuestas a la napa colgada, comenzaron los procesos pseudokársticos de conformación de lagunas. Estos procesos, estarían relacionados con dos factores: 1- La eluviación e iluviación de arcillas o materiales finos 2- A la pérdida de Hierro principalmente en estado soluble (Fe^{++}).

Según Ligier *et al.* (2014), las lomadas arenosas presentan suelos *Psamacuentes típicos* (Entisoles), un horizonte superficial (A1) de 18 cm de espesor, (ócrico) arenoso franco, débilmente estructurado con predominio de bloques subangulares débiles y granos sueltos de arena, poroso, de color pardo amarillento en húmedo; con manchas orgánicas provenientes de la descomposición de raíces finas, que continúan en un A2, en donde se observan además rasgos redox (masas no cementadas de hierro oxidado). A partir de los 38 cm mediante un límite gradual y plano se define un horizonte AC constituido por dos subhorizontes (AC1 y AC2), que en conjunto alcanzan a los 65 cm, arenoso franco, de color pardo amarillento oscuro, con estructura débil de bloques subangulares y masiva, presenta masas no cementadas de hierro oxidado. Entre 65 y 80 cm el horizonte Cg es arenoso franco, pardo claro, saturado con agua fácilmente visible, gleizado sin estructura, con masas no cementadas de hierro y áreas localizadas de pérdida de arcillas y hierro por lavado. A partir de los 80 cm mediante un límite abrupto y ondulado se define un horizonte argílico enterrado (2Btbg), franco arcilloso arenoso, moderadamente estructurado, plástico y ligeramente adhesivo, con esas plintitas y vetas gleizadas amarillentas. Sobre éste se define la base de una napa colgada estacional cuyo techo en el sitio alcanzó los 76 cm desde la superficie. Se observa escurrimiento subsuperficial (entre techo del 2Btbg y la base del horizonte Cg).

Un indicador de eluviación de arcillas es la presencia de lamelas detectadas por Ligier *et al.*

(2014) (Figura 6). Según USDA – NRCS (2010, p. 21), “una lamela es un horizonte iluvial menor de 7,5 cm de espesor formada en regolita no consolidada de más de 50 cm de espesor. Cada lamela contiene una acumulación de arcilla silicatada orientada sobre o uniendo granos de arena y limo (y fragmentos de roca si están presentes). Se requiere que cada lamela tenga más arcilla silicatada que el horizonte eluvial suprayacente”.

Las características del perfil de Chavarría (Tabla 1), nos demuestra que las lomadas poseen un porcentaje de arcilla inferior al 70% y un aumento en las concentraciones de sodio en las zona de contacto entre el horizonte arenoso e impermeable; con lo cual estarían dadas las condiciones para que haya transporte de materiales finos mencionadas por García Ruiz (2011). En síntesis, se puede inferir que los procesos pseudokársticos de las lomadas arenosas se encuentra relacionado con el transporte, tanto horizontal como vertical, de materiales finos combinados con óxidos de hierro.

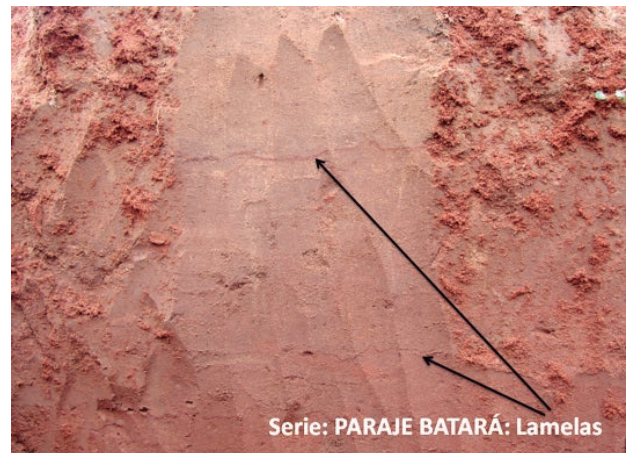


Figura 6 Imagen de lamelas (retirado de Ligier *et al.*, 2014).

3.4 Evidencias de Pérdida de Hierro en Lomadas Arenosas

El hierro es un mineral muy común en los ambientes oxigenados de un lago. Puede aparecer en forma de carbonato de hierro, esencialmente siderita y ankerita, en forma de sulfuros como la pirita, o de óxidos de hierro y de hierro y manganeso, más o menos complejos, siendo los más comunes la goetita y la limonita. En cuanto a su procedencia, ésta puede ser muy diversa. La erosión de rocas cristalinas presentes en su cuenca de drenaje es una fuente de

Horizonte	A1	A2	AC1	AC2	Cg	2Btbg
Profundidad (cm)	0 - 18	18 - 38	38 - 44	44 - 65	65 - 80	>80
Arcilla (<0,002mm)	11,10	12,20	11,80	11,20	11,20	34,10
Limo (0,05 – 0,002 mm)	6,30	5,20	5,60	4,20	3,10	4,2
Arena Total (%)	82,60	82,60	82,60	84,70	85,70	61,80
CC (%)	5,40	5,60	5,30	4,10	3,20	15,10
pH 1:2,5	5,50	5,10	5,50	5,50	6	7,20
Conductividad (mS.cm ⁻¹)	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Calcio Ca ⁺⁺ (cmol _c .kg ⁻¹)	0,20	0,20	0,20	0,20	0,40	1
Magnesio Mg ⁺⁺ (cmol _c .kg ⁻¹)	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,40
Sodio Na ⁺ (cmol _c .kg ⁻¹)	0,09	0,06	0,06	0,06	0,11	0,31
Acidez Int. H ⁺ (cmol _c .kg ⁻¹)	3,17	2,80	2,84	1,37	1,90	7,16
C.I.C., T (cmol _c .kg ⁻¹)	3,69	3,28	3,31	1,84	2,63	8,90

Tabla 1 Características del perfil del suelo de Chavarría (San Roque) (retirado de Ligier *et al.*, 2014).

abundante hierro y manganeso. El hierro acumulado en perfiles edáficos en diversos puntos de la cuenca de drenaje que son erosionados puede llegar al lago en forma coloidal o asociado a minerales de arcilla junto con otros sedimentos detríticos (Fregenal Martínez & Meléndez, 2010).

La degradación orgánica de restos vegetales en el lago o en su entorno es una fuente importante y favorece a la solubilidad del hierro facilitando su transporte en aguas superficiales y subterráneas (Jones & Bowser, 1978). Es común que aparezca reemplazando estructuras orgánicas de restos fosilizados de organismos (Briggs *et al.*, 1995). En sedimentos palustres edafizados el hierro es un componente habitual, y llega a encontrarse en gran abundancia en suelos formados en condiciones tropicales y subtropicales de tipo laterítico (Fregenal Martínez & Meléndez, 2010).

En cuanto al fósforo, suele aparecer en formas de fosfatos, muy ligado al hierro y relacionado

con procesos diagenéticos. Su presencia está íntimamente ligada a la materia orgánica, restos vegetales, diatomeas, pallets fecales, huesos, dientes de vertebrados que constituyen la fuente primaria del elemento (Porter & Robbins, 1981). En la Figura 7 se pueden observar las tonalidades rojizas provenientes de la napa colgada, permitiendo inferir que hay pérdida de hierro en la región.

En Contreras (2016) se demostró la existencia de Hierro, obteniendo concentración entre 0,449 – 0,791 mg/L para el agua del área limnética de las lagunas; 0,992 mg/L para el agua extraída de la perforación previas a las lluvias y 2,631 mg/L para el agua de la perforación realizada posteriormente a las lluvias.

Cualquiera sea el material que desciende, al llegar a la capa impermeable (napa colgada) subsuperficial ubicada a 1,80 m de profundidad aproximadamente, comienza una migración horizontal y no vertical. De esta manera irían quedando espacios vacíos en determinados lugares, que al compactarse, darían lugar a depresiones. Lo importante de destacar en estos procesos, es el rol fundamental de esa capa impermeable y la generación de la napa colgada, ya que facilita el transporte de los materiales más finos entre los más gruesos.

4 Conclusiones

En antecedentes acerca del origen y evolución morfológica de los cuerpos de agua, se hace referencia a que los procesos que los originan generan determinadas morfologías. Sin embargo, para el caso de las lagunas de las lomadas arenosas de la provincia de Corrientes, responden a sus dinámicas naturales como resultado de las fluctuaciones en los niveles de sus aguas, más que a los procesos que le dieron origen.

En base a los resultados de esta investigación se propone que en la región existen diferentes factores que contribuyeron a la génesis de las lagunas, destacándose:

Los Paleoescurrimientos Iniciales: Estas lagunas serían el resultado de cursos o canales secundarios del abanico aluvial y que al quedar segmentados del curso activo, se convirtieron en cuerpos de agua lénticos. Esgurrimientos superficiales



Figura 7 Manchas de Óxido de Hierro provenientes de las napas superficiales (retirado de Ligier *et al.*, 2014).

más recientes: Se formaron en períodos mucho más recientes, pero a diferencia de las anteriores, éstas poseen un escurrimiento perpendicular a la dirección de la lomada que las contiene. Esta situación se desarrollaría una vez que el modelado fluvial actuara sobre el abanico aluvial, dando como resultado un paisaje convexo. En consecuencia, pasaríamos de un paisaje relativamente plano a encontrarnos con pendientes superiores al 3% que dan lugar a escurrimientos superficiales. A su vez, este paisaje comenzaría a depender de las precipitaciones locales, con lo cual, en períodos secos, se desarrollarían los procesos de sedimentación, segmentando estos escurrimientos menores que, sumado a una extensión lateral y a la erosión de costa producida por el oleaje, surgirían gran parte de las lagunas actuales.

Lagunas como resultado de la deflación: El paisaje fluvial que ofrecían y ofrecen las lomadas arenosas, proporcionan materiales susceptibles a la erosión eólica en períodos secos. La deflación podría

ser la explicación de la presencia de numerosas charcas y lagunas aisladas semipermanentes, de fondo plano; pero también serían responsables de la profundización de las cubetas existentes.

Procesos Pseudokársticos: Los materiales que se perderían en estos procesos serían dos. Por un lado, la eluviación e iluviación de las arcillas y por el otro el transporte del hierro soluble en estado Fe^{++} que al irse infiltrando en períodos húmedos, rápidamente puede tornarse en estado Fe^{+++} y fijarse al suelo al tomar contacto con el aire. La ocurrencia de estos procesos son clave para explicar la distribución de aquellas lagunas que no poseen fondo plano, sino que más bien parecen dolinas aluviales y que a su vez no se puede detectar, superficialmente, conexión alguna con otros cuerpos de agua.

Es fundamental comprender que estos procesos no actúan aisladamente, sino que, por el contrario, pueden potenciarse mutuamente,

o sea que la ocurrencia de uno, no excluye al otro. Independientemente del proceso que dio origen a las lagunas, se debe destacar su dinámica geomorfológica, ya que la misma enmascara, entre otras cosas, las respectivas morfologías de origen.

Las lagunas con mayor amortiguación hídrica y por lo tanto, que pueden resistir los períodos secos, tendrán características similares a las iniciales. Sin embargo, aquellas más someras o que se secan en determinados momentos, quedan expuestas a la deflación y a la colmatación, con lo cual su morfología se va modificando y, en consecuencia, podrían alterarse las características ecológicas de sus aguas.

5 Agradecimientos

Esta publicación fue financiada parcialmente por los Proyectos “Análisis de riesgos de inundaciones y anegamientos por el desborde de lagunas en áreas urbanas y periurbanas de la provincia de Corrientes”. SGCyT – UNNE, 17Q004 (2018 – 2021). Res. 966/17 C.S. y “Evolución fitogeográfica de especies seleccionadas del nordeste argentino: una contribución al conocimiento de la biodiversidad y la conservación de la flora regional”. PICT – 2012 – 2018.

6 Referencias

- Andrews, S. 1981. Sedimentology of Great Sand Dunes, Colorado. In: ETHRIDGE, F.Y.; FLORES, R. (Eds.), *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*. Tulsa, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication, p. 279-291.
- Barbiero, L.; Rezende Filho, A.; Furquim, S.; Furian, S.; Sakamoto, A.; Valles, V.; Graham, R.; Fort, M.; Ferreira, R. & Queiroz Neto, J. 2008. Soil morphological control on saline and freshwater lake hydrogeochemistry in the Pantanal of Nhecolândia, Brazil. *Geoderma*, 148: 91-106.
- Brian, R. & Yair, A. 1982. *Badland geomorphology and piping*. Norwich, Geobooks, 408p.
- Briggs, D.; Wilby, P.; Pérez Moreno, P.; Sanz, J. y Fregenal Martínez, M. 1995. The mineralization of dinosaur soft tissue in the Lower Cretaceous of Las Hoyas, Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 154(4): 587-588.
- Bullard, J. & Livingstone, I. 2002. Interactions between aeolian and fluvial systems in dryland environments. *Area*, 34: 8-16.
- Bullard, J. & McTainsh, G. 2003. Aeolian – fluvial interactions in dryland environments: examples, concepts and Australia case study. *Progress in Physical Geography*, 27(4): 471-501.
- Cano García, G. 1975. Un ejemplo de kárst mecánico en rocas blandas: Las torcas de Guadix. *Estudios Geográficos*, 138: 247-263.
- Clarke, M. & Rendell, H. 1998. Climate change impacts on sand supply the formation of desert sand dunes in the south-west USA. *Journal of Arid Environments*, 39: 517-531.
- Colombo, F. 2010. Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos. In: ARCHE, A. (Ed.), *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, p. 85-130.
- Contreras, F.I. 2016. *Las lagunas y sus dinámicas geomorfológicas en la transformación de los paisajes de lomadas arenosas de la provincia de Corrientes (Argentina)*. Facultad de Humanidades, Universidad Nacional del Nordeste, Tesis Doctoral, 287p.
- Contreras, F.I. & Contreras, S.A. 2017. La incidencia de la pendiente en la distribución de las morfologías de las lagunas sobre lomadas arenosas (Corrientes, Argentina). *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, 40(1): 15-25.
- Contreras, F.I. & Paira, A.R. 2016. Aplicación del “índice de cambio” a las variaciones morfométricas de las lagunas de lomadas arenosas. El caso de Bella Vista (Corrientes, Argentina). *Revista de Geografía*, 21: 31-38.
- Cunha, J. 1943. Cobre de Jauru e Lagoas alcalinas do Pantanal. *DNPM/LPM, Boletim*, 6: 1-53.
- De Bruyn, H. 1971. Pans in the western Orange Free State. *Annals of the Geological Survey of South Africa*, 9: 121-124.
- De Diez, A. & De Kesner, C. 1967. Contribución al estudio limnológico de las lagunas de Corrientes. *Notas Biológicas de la Facultad de Ciencias Exactas, Física y Naturales. Corrientes, Argentina*, 6: 5-28.
- Desir, G.; Gutiérrez Elorza, M. & Gutiérrez Santolalla, F. 2003. Origen y evolución de playas en una zona semiárida con arenas eólicas (región de Coca, Cuenca del Duero, España). *Boletín Geológico y Minero*, 114(4): 395-407.
- Diovisalvi, N.; Bohn, V.; Piccolo, M.; Perillo, G.; Baigún, C. & Zagarese, H. 2015. Shallow lakes from the Central Plains of Argentina: an overview and worldwide comparative analysis of their basic limnological features. *Hidrobiología*, 752(1): 5-20.
- Eberhard, R. & Sharples C. 2013. “Appropriate terminology for karst-like phenomena: the problem with ‘pseudokarst’”. *International Journal of Speleology*, 42(2): 109-113.
- Ellery, W.; Ellery, K.; McCarthy, T.; Caimcross, B. & Oelofse, R. 1989. A peat fire in the Okavango Delta, Botswana, and its importance as an ecosystem process. *African Journal of Ecology*, 27: 7-21.
- Ford, D. & Williams, P. 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. London, John Wiley & Sons Ltd, 576p.
- Fregenal Martínez, M. & Meléndez, N. 2010. Lagos y sistemas lacustres. In: ARCHE, A. (Ed.), *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, p. 299-396.
- García Ruiz, J. 2011. Una revisión de los procesos de sufosión o piping en España. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37(1): 7-24.
- Goudie, A. 1991. *Progress in Physical Geography*, 15: 221-237.
- Goudie, A. 1999. Wind erosional landforms: yardangs and pans. In: GOUDIE, A.; LIVINGSTONE, I. & STOKES, S. (Eds.), *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. Oxford, Wiley, p. 167-180.
- Goudie, A. & Thomas, D. 1985. Pans in Southern Africa with particular reference to South Africa and Zimbabwe. *Zeitschrift für Geomorphology*, 29: 1-19.
- Goudie, A. & Wells, G. 1995. The nature, distribution and formation of pans in arid zones. *Earth-Science Reviews*, 38: 1-69.
- Gutierrez Elorza, M. & Rodriguez Vidal, J. 1984. Fenomenos de sufosión (Piping) en la depresión media del Ebro. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 10: 75-83.
- Helgren, D. 1979. *Rivers of diamonds: an alluvial history of the lower Vaal basin, South Africa*. Research Paper 185. Chicago, Department of Geography, University of Chicago.
- Iriondo, M. 2012. *Aguas superficiales y subterráneas de la provincial de Santa Fe*. Museo Provincial de Ciencias Naturales “Florentino Ameghino”.
- Jones, J. 2004. Pipe and piping. In: GOUDIE, A. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. London, Routledge, p. 784-788.
- Jones, B. & Bowser, C. 1978. The mineralogy and related chemistry of lake sediments. In: LERMAN, A. (Ed.), *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Berlin, Springer-Verlag, p. 175-235.
- Killigrew, L. & Gilkes, R. 1974. Development of playa lakes in south western Australia. *Nature*, 247: 454-455.

- Kocurek, G. & Lancaster, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46: 505-515.
- López Bermúdez, F. & Torcal Sáinz, L. 1986. Procesos de erosión de túnel (Piping) en cuencas sedimentarias de Murcia (España): Estudio preliminar mediante difracción de rayos X y microscopio electrónico de barrido. *Papeles de Geografía Física*, 11: 7-20.
- Ligier, H.D.; Matteio, H.R.; Garay, J.M.; Vallejos, O.; Inomata, S.; Kurtz, D.B.; Barrios, R.A.; Ybarra, D.D.; Perucca, A.R.; Perucca, S.C.; Sanabria, M.C.; Bernardi, M.J.; Maciel, S.N.; Rey Montoya, T.S.; Matteio, J.P.; Flores, C.L. 2014. *Evaluación de tierras para el cultivo de caña de azúcar en la Provincia de Corrientes*. CFI Provincia de Corrientes, EEA INTA Corrientes, Recursos Naturales, 379p.
- Mainguet, M. 1972. *Le Modele des Gres: Problemes Generaux*. Paris, Institut Geographique National, 657p.
- Marrs, R. & Gaylord, D. 1982. Techniques for interpretation of windflow characteristics from eolian landforms. In: MARRS, R. & KOLM, K. (Eds.), *Interpretation of Windflow Characteristics from Eolian Landforms*. Boulder, The Geological Society of America, p. 3-17.
- Marshall, T. & Harmse, J. 1992. A review of the origin and propagation of pans. *South African Geographer*, 19: 9-21.
- McCarthy, T. & Ellery, W. 1997. The fluvial dynamics of the Maunachira channel system, northeastern Okavango Swamps, Botswana. *Water SA*, 23: 115-126.
- McCarthy, T.; Stanistreet, I.; Cairncross, B.; Ellery, W.; Ellery, K.; Oelofse, R. y Grobicki, T. 1988. Incremental aggradation on the Okavango Delta-fan, Botswana. *Geomorphology*, 1: 267-278.
- McTainsh, G.; Leys, J. & Nickling, W. 1999. Wind erodibility of arid lands in the Channel Country of western Queensland, Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 116: 113-130.
- Mountney, N.; Howell, J.; Flint, S. & Jerram, D. 1998. Aeolian and alluvial deposition within the Mesozoic Etjo sandstone formation, northwest Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, 27: 175-192.
- Muhs, D. & Holliday, V. 1995. Evidence of active dune sand on the Great Plains in the 19th century from accounts of early explorers. *Quaternary Research*, 43: 198-208.
- Nadal Romero, E.; Verachtert, E.; Maes, R. & Poesen, J. 2011. Una nueva herramienta para evaluar la susceptibilidad de los suelos a los procesos de sufusión o piping: El pinhole test. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37(1): 94-114.
- Paira, A. & Drago, E. 2007. Origin, Evolution, and Types of Floodplain Water Bodies. In: IRIONDO, M.; PAGGI, J. & PARMA, M. (Eds.), *The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland*. Berlin, Springer, p. 53-81.
- Partridge, T. & Scott, L. 2000. Lakes and pans. In: PARTRIDGE, T. & MAUD, R. (Eds.), *The Cenozoic of southern Africa*. Oxford, Oxford University Press, p. 145-161.
- Popolizio, E. 1984. Importancia de la fotointerpretación Geomorfológica en las Obras de Ingeniería de las Llanuras. *Geociências*, 12: 26-28.
- Porter, K. & Robbins, E. 1981. Zooplankton fecal pellets link fossil fuel and phosphate deposits. *Science*, 212: 931-933.
- Price, W. 1972. Oriented lakes: origin, classification, and developmental histories. In: REEVES, C. (Ed.), *Playa Lake Symposium: ICASALS Publication - International Center for Arid and Semi-arid Land Studies*. Lubbock, Texas, p. 305-334.
- Próspero, J.; Ginoux, P.; Torres, O.; Nicholson, S. & Gill, T. 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus-7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics*, 40(1): 1-31.
- Pye, K. & Tsao, H. 1990. *Aeolian sand and sand dunes*. London, Unwin Hyman, 396p.
- Quirós, R. 2004. *Sobre la morfología de las lagunas pampeanas*. Serie de Documentos de Trabajo del Área de Sistemas de Producción Acuática. Departamento de Producción Animal, Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires, Argentina, 16p.
- Reeves, C. 1966. Pluvial lake basins of West Texas. *Journal of Geology*, 74: 282-291.
- Romero Díaz, A.; Marín Sanleandro, P.; Sánchez Soriano, A.; Belmonte Serrato, F. & Faulkner, H. 2007. The causes of piping in a set of abandoned agricultural terraces in southeast Spain. *Catena*, 69: 282-293.
- Rosen, M. 1994. The importance of groundwater in playas: a review of playa classifications and the sedimentology and hydrology of playas. In: ROSEN, M. (Ed.), *Paleoclimate and Basin Evolution of Playas Systems*. Geological Society of America, Special Paper, 189: 2-18.
- Smith, R. 1982. Sand dunes in the North American desert. En Bender, G.L., (Ed), *Reference handbook on the deserts of North America*. Westport CT, Greenwood Press, p. 481-526.
- Soares da Silva, M. & Sakamoto, A. 2009. Reflexões preliminares sobre as lagoas do Pantanal da Nhecolândia como unidades da paisagem distintas e peculiares. In: CONGRESSO DE MEIO AMBIENTE DA ASSOCIAÇÃO DE UNIVERSIDADES GRUPO DE MONTEVIDEO (AUGM), 8, 2009.
- Strahler, A. 1984. *Geografía Física*. Barcelona, Ediciones Omega S.A., 767p.
- Sweeney, M. & Loope, D. 2001. Holocene dune-sourced alluvial fans in the Nebraska Sand Hills. *Geomorphology*, 38: 31-46.
- Talbot, M. & Williams, M. 1978. Erosion of fixed dunes in the Sahel, central Niger. *Earth Surface Processes and Landforms*, 3: 107-113.
- Tchakerian, V. 1999. Playa. In: MARES, M. (Ed.), *Encyclopedia of Deserts*. Norman, University of Oklahoma Press, p. 443-444.
- Torgerssen, T.; De Decker, P.; Chivas, A.R. & Bowler, J.M. 1986. Salt lakes: A discussion of processes influencing palaeoenvironmental interpretation and recommendations for future study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54: 7-19.
- Totth, S. & McCarthy, T. 2007. Wetlands in drylands: Geomorphological and sedimentological characteristics, with emphasis on examples from southern Africa. *Progress in Physical Geography*, 31(1): 3-41.
- Tricart, J. 1954. Influence des sols salés sur la déflation éolienne en Basse Mauritanie et dans le Delta du Sénégal. *Révue de Géomorphologie Dynamique*, 5: 124-132.
- Twidale, C. 1972. Evolution of sand dunes in the Simpson Desert, Central Australia. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 56: 77-109.
- USDA - NRCS. 2010. *Claves para la Taxonomía de Suelos*. Undécima Edición.
- Van Rooyen, T. y Burger, R. 1973. Physiographic features of the central Orange River basin, with a note on pan formation. *South African Geographer*, 4: 218-227.
- Washington, R.; Todd, M.; Lizcano, G.; Tegen, I.; Flamant, C.; Koren, I.; Ginoux, P.; Engelstaedter, S.; Bristow, C.; Zender, C.; Goudie, A.; Warren, A. y Prospero, J. 2006. Links between topography, wind, deflation, lakes and dust: The case of the Bodélé Depression, Chad. *Geophysical research letters*, 33: 1-4.
- Wellington, J. 1945. Notes on the drainage of the Western Free State Sandveld. *South African Geographical Journal*, 27: 73-77.