

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA DEL RÍO ARECO, NE DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Enrique FUCKS¹, Adriana BLASI², Jorge CARBONARI³, Roberto HUARTE³, Florencia PISANO⁴ y Marina AGUIRRE⁴

¹ Facultad de Ciencias Naturales y Museo y Ciencias Agrarias y Forestales, LATYR, Universidad Nacional de la Plata, La Plata.
E-mail: efucks@fcnym.unlp.edu.ar

² CIC-División Min. Petrología-Museo de La Plata- Universidad Nacional de la Plata, La Plata.

³ CIG-LATYR, CONICET, Museo de La Plata, Universidad Nacional de la Plata, La Plata.

⁴ Facultad de Ciencias Naturales y Museo-Universidad Nacional de la Plata-CONICET, La Plata.

RESUMEN

La cuenca del río Areco integra la red de drenaje de la Pampa Ondulada, NE de la provincia de Buenos Aires. Los procesos geomórficos marinos, fluvio-lacustres y eólicos actuaron sobre los sedimentos loésicos y loessoides de la Formación Pampeano (Pleistoceno) dejando, con diferentes grados de desarrollo, el registro sedimentario del Pleistoceno tardío y Holoceno a lo largo de toda la cuenca. En estos depósitos se han reconocido, al menos, dos episodios pedogenéticos. Edades ¹⁴C sobre MO de estos paleosuelos arrojaron valores de 7.000 ± 240 y 1.940 ± 80 años AP en San Antonio de Areco y 2.320 ± 90 y 2.000 ± 90 años AP en Puente Castex, para dos importantes estabilizaciones del paisaje, separadas en esta última localidad por un breve episodio de sedimentación. La cuenca inferior en la cañada Honda, fue ocupada por la ingresión durante MIS 1 (Formación Campana), dejando un amplio paleoestuario limitado por acantilados. El retroceso de la línea de costa y la continentalización del ambiente permitió la formación de un suelo datado en 3.070 ± 90 años ¹⁴C AP cubierto por sedimentos aluviales. Los sedimentos litorales son en general de baja energía, asociados a tres litofacies diferentes, cuyas edades fluctúan entre los 4.270 ± 70 años ¹⁴C AP en esta cuenca y 6.000 ± 80 años ¹⁴C AP, 6.370 ± 90 años ¹⁴C AP, 3.640 ± 70 años ¹⁴C AP, 5.630 ± 100 años ¹⁴C AP y 5.420 ± 110 años ¹⁴C AP, en cuencas aledañas. La ingresión durante MIS 5e también entró por el río Areco evidenciando ya la existencia de esta depresión. El límite externo de esta cuenca lo constituye el delta del Paraná cuya progradación ha dejado expuesta morfologías y depósitos de ambientes fluviales, observándose que el contacto entre ambas unidades morfológicas (delta y paleoestuario) está determinado por los cursos de agua, que con cambios bruscos de dirección, acompañan el sentido de avance del complejo deltaico.

Palabras clave: *Río Areco, Cuaternario, evolución geomorfológica, cambios del nivel del mar.*

ABSTRACT

Geologic-geomorphologic evolution of the Río Areco basin, north-eastern of Buenos Aires province.

The Areco River Basin is part of the drainage system of Pampa Ondulada region, NE Buenos Aires Province. Geomorphic processes that it formed, acted on the loessoid sediments of the Pampeano Formation (Pleistocene) building a morphology contrasting with those of the surrounding environment. In the upper and middle basin there are fluvial successions (Late Pleistocene-Holocene) with different development of pedogenesis. ¹⁴C on OM of these paleosols yielded $7,000 \pm 240$ and $1,940 \pm 80$ years BP in San Antonio de Areco, and $2,320 \pm 90$ and $2,000 \pm 90$ years ¹⁴C BP in Castex Bridge, for two important landscape stabilizations, separated in the latter place for a brief episode of sedimentation. The lower basin, together with Cañada Honda locality, was occupied during MIS 1 ingression (Campana Formation) leaving a wide paleoestuary, limited by fossil cliffs. These sediments were generally deposited in low energy environments, associated with three different lithofacies; ¹⁴C ages range between $4,270 \pm 70$ years BP in this basin and $6,000 \pm 80$, $6,370 \pm 90$, $3,640 \pm 70$, $5,630 \pm 100$, and $5,420 \pm 110$ years BP in near basins. Based on this information, the late Pleistocene ingression MIS 5e also entered by Areco River putting in evidence, already, the existence of this depression. The external limit of this unit is the Paraná Delta River whose progradation exposed specific morphologies and deposits. In the contact between both morphological units (delta and paleoestuary) is determined by the water streams that, with abrupt direction changes according to deltaic complex development.

Keywords: *Areco River, Quaternary, geomorphologic evolution, marine level changes.*

INTRODUCCIÓN

El estudio de los registros sedimentarios del Pleistoceno tardío-Holoceno en las cuencas fluviales de la región NE de Buenos Aires, es fundamental para poder definir la historia depositacional y las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas ocurridas en dicho lapso. Asimismo, permiten conocer la respuesta de la dinámica fluvial, a las variaciones climáticas y a los cambios del nivel del mar. En el mismo sentido, la identificación y cronología de paleosuelos que marcan una interrupción en la agradación fluvial, permitió ubicar temporalmente las sucesiones aluviales, los momentos de mayor equilibrio dinámico de los cursos, posibilitando correlacionar las unidades fluviales con otras identificadas en cuencas vecinas.

En este trabajo se dan a conocer los resultados geomorfológicos, sedimentológicos y geocronológicos obtenidos de los registros analizados en la cuenca del río Areco. Esta cuenca, junto con las de los ríos Luján y Arrecifes constituye una de las redes de drenaje más importantes de la Pampa Ondulada (región nororiental de la provincia de Buenos Aires).

Para este trabajo la cuenca fue analizada en dos sectores muy contrastantes. El occidental que abarca la porción superior y media de la cuenca, caracterizado por depósitos y rasgos geomorfológicos producidos por procesos continentales, fluviales y eólicos; y el sector oriental, que incluye la porción inferior, donde se registran las transformaciones vinculadas a los cambios eustáticos (Fucks *et al.* 2007a, Fucks y Deschamps 2008, Fucks *et al.* 2008).

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA CUENCA DEL RÍO ARECO

La cuenca del río Areco está caracterizada por una baja densidad de drenaje y una buena integración de sus cursos (Fidalgo 1983). Nace a partir de canales que drenan hacia el arroyo del Juncalito (J)

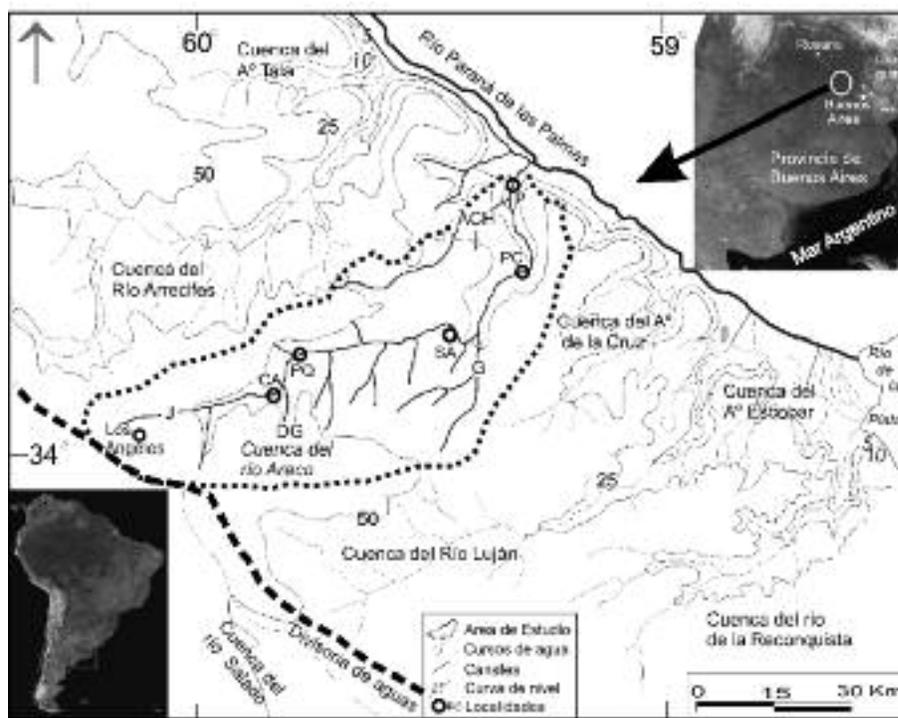


Figura 1: Ubicación regional de la cuenca del río Areco.

del Municipio de Chacabuco, en las inmediaciones de la localidad de Los Ángeles a 63 msnm. Integran la cuenca una gran cantidad de afluentes, entre los que sobresalen los arroyos Cañada Honda (ACH), de Giles (G), de la Guardia (DG) entre otros. (Fig. 1).

Su sentido de drenaje es de SO-NE, presenta sus nacientes en la divisoria que la separa de la cuenca del río Salado, para desembocar en el complejo deltaico, específicamente en el río Baradero el cual desagua en el río Paraná de las Palmas y éste, en el río de la Plata.

La cuenca del río Areco limita con la cuenca del río Arrecifes al NO, las cuencas del Salado y Luján al S y la del arroyo de la Cruz al SE, presenta un diseño de drenaje de tipo dendrítico, con una longitud de 120 km y un ancho constante de aproximadamente 25 km.

Las divisorias del sector superior y medio de la cuenca poseen un relieve llano, en el que se distribuyen una importante cantidad de depresiones semicirculares aisladas, ocupadas por agua en forma permanente o transitoria. Otras se encuentran organizadas en tenues lineaciones, que en

muchos casos, no están vinculadas a redes de escurrimiento, ni locales ni regionales y las cuales presentan una dirección predominante SSO-NNE a SO-NE (Fig. 2). La génesis de estas depresiones estaría asociada a procesos de abrasión y deflación relacionadas a condiciones áridas del Pleistoceno tardío y Holoceno, constituyendo rasgos asimilables a surcos de *yardang*, ya reconocidos en la zona de estudio (Iriondo y Kröhling 1996).

Sobre las líneas de escurrimiento, tanto del curso principal como de muchos de sus afluentes, es común encontrar quiebres de 90° o la unión de cursos de forma recta, sin que pueda establecerse uno o varios patrones, existiendo menciones para la región de posibles estructuras de control del escurrimiento (Freguelli 1950, Passotti 1974).

Tanto el escurrimiento que se produce sobre los sedimentos de la Formación Pampeano (González Bonorino 1965), como también los depósitos fluviales holocenos, revelan la escasa historia geológica de estos sectores. Se interpreta que estos quiebres presentan dos orígenes principales, uno de ellos, dado por las caracte-

rísticas litológicas de la mencionada unidad (*e. g.* fuerte entoscamiento); y el otro, dado por aspectos geomorfológicos, como la existencia de lomadas y depresiones generadas por acción cólica y los controles ejercidos por la generación de los albardones (Fig. 3).

En el sector terminal de la cuenca los diferentes ascensos del nivel del mar que tuvieron lugar durante el Pleistoceno-Holoceno, han generado estuarios, hoy relictuales. Los ríos Baradero, Areco y otros cauces, como el Arrecifes, Luján y Escobar, que desembocaban directamente en el estuario del plata durante la transgresión holocena, a medida que el delta del Paraná fue progradando, fueron cambiando la posición de sus desembocaduras, notándose en el contacto de la planicie costera con el delta, el cambio abrupto de orientación.

Entre los paleoambientes litorales y los deltaicos se observan diferencias geomorfológicas notorias que permiten su identificación. En los primeros se observan diseños meandrosos con cauces abandonados, canales de mareas, crestas de playa y paleoacantilados inmersos en extensas áreas pantanosas. Mientras en el sector deltaico, los diseños meandrosos de mayores dimensiones y distributarios, asociados casi todos ellos con barras en espón, constituyen los rasgos dominantes. Los suelos en los ambientes litorales se caracterizan por los elevados contenidos de sales solubles, mientras que los suelos deltaicos son escasamente drenados y pobre desarrollo (Bonfils 1962, INTA 1989). Los diferentes usos del suelo también muestran sus particularidades genéticas. Mientras que la forestación se establece como una de las actividades principales en el delta y ausente en los ambientes litorales, la ganadería extensiva es la actividad dominante en este último ambiente.

METODOLOGÍA

Los trabajos de campo se realizaron en gran parte del curso del río Areco desde sus cabeceras hasta su desembocadura,

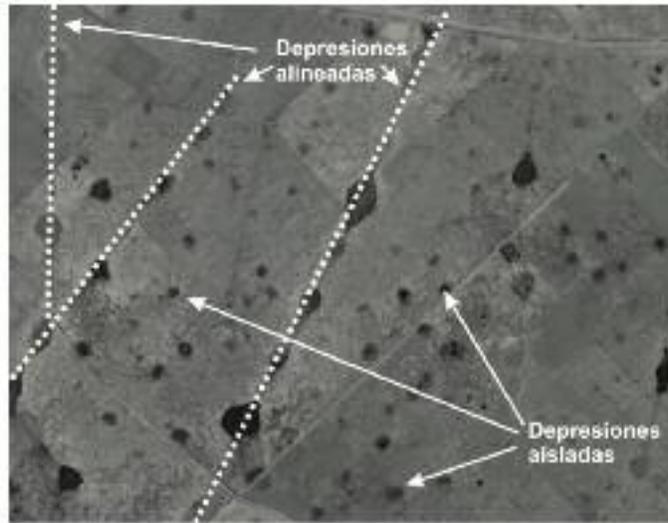


Figura 2: Imagen de satélite indicando la presencia de diferentes depresiones.

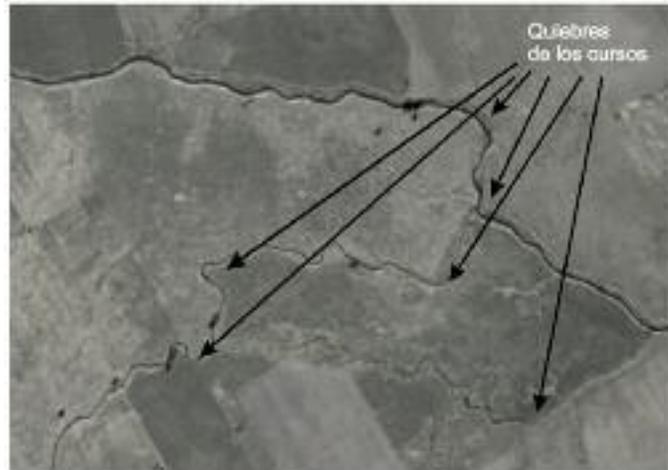


Figura 3: Sectores con cambios bruscos en la dirección del curso principal y afluentes.

seleccionándose cuatro sectores denominados: I) sección Carmen de Areco-Puente Quemado; II) San Antonio de Areco; III) Puente Castex; IV) sección terminal Areco-Cañada Honda, donde se realizaron perfiles estratigráficos a partir de los cuales se extrajeron las muestras para los análisis sedimentológico, paleobiológico y determinaciones cronológicas.

Los depósitos fueron descriptos macroscópicamente mediante textura al tacto, consistencia, color en húmedo Munsell Soil Color Charts (2000), presencia de material cementante y/o nódulos y presencia de estructuras sedimentarias.

En el caso de la sección San Antonio de Areco, debido al buen desarrollo de la sucesión estratigráfica se procedió al análisis sedimentológico en forma detallada.

Se tomaron muestras y pretrataron para la eliminación de materia orgánica con peróxido de hidrógeno y de cementos con ataque mediante ácido acético, en tanto, para la dispersión se utilizó Na-hexametafosfato. El análisis granulométrico se realizó con un contador de partículas LASER, marca Malvern, modelo Mastersizer 2000. Para la clasificación se utilizó el triángulo propuesto por Folk (1954). El análisis mineralógico se realizó en la fracción mayor a arena muy fina bajo lupa binocular y para la de arena muy fina (0,125-0,062 milímetro) por microscopía de polarización.

Para la obtención de edades radiocarbónicas, se empleó materia orgánica total (MOT) extraída de diferentes paleosuelos y valvas de moluscos de los sedimentos

fluviales y litorales portadores. Las muestras de suelos, fueron secadas y cribadas por tamiz ASTM n° 5 (apertura 4 mm). Alrededor de 1 kg de muestra fue colocado en un recipiente con solución de CIMg $\delta \sim 1,2$ para separar por flotación los elementos alóctonos. Luego se lavó hasta la eliminación de sales y se trató con HCl para eliminar carbonatos; se lavó y centrifugó repetidas veces hasta pH 7 para secar posteriormente en estufa. El material seco fue molido y procesado en líneas de alto vacío hasta su transformación en benceno, que se emplea en la medición por espectrometría de centelleo líquido (Huar-te y Figini 1988). Las muestras de valvas fueron pretratadas con HCl para eliminar el 20 % p/p superficial y luego procesadas según lo propuesto por Figini *et al.* 1984. Los equipos empleados en la medición de la actividad del isótopo ^{14}C fueron: TriCarb 1050 TR/LL, debajo nivel de conteo y TriCarb TR/SL de ultra bajo nivel de conteo. Las edades se expresaron en años radiocarbónicos antes del presente (AP) y se informan de acuerdo a Stuiver y Polach 1977.

GEOLOGIA REGIONAL

El sustrato de toda la región está compuesto por sedimentos asignados a la Formación Pampeano (FP), cuyos afloramientos pueden observarse en los paleoacantilados, generados y/o reactivados por la ingresión holocena y que limitan el delta paranaense y, en el ámbito continental, en los interfluvios y base de las barrancas de los cursos de agua.

La Formación Pampeano está constituida por limos arcillosos a arcillo arenosos de color castaño a castaño fuerte (7,5YR 5/3 a 7,5YR 4/6). El depósito es de aspecto masivo y marcada resistencia, salvo sectores edafizados y/o lacustres que no cumplen con esta homogeneidad. Cuando la granulometría es de arenas muy finas disminuye rápidamente la proporción de arcillas, siendo los valores de limos de entre 40 al 50 % (Riggi *et al.* 1986). Los agregados arcillosos de origen variado, pueden ser abundantes, produciendo

partículas más gruesas. Las concentraciones de limo arcilloso en forma de capas continuas más compactadas son comunes y se encuentran estructuradas en bloques de 0,20 a 0,50 m con presencia de cutanes arcillosos, de color castaño claro a gris y negro, formando manchas milimétricas; constituyen remanentes de paleosuelos que han sido descritos por Fidalgo (1983), Nabel *et al.* (1995), Iriondo y Krohling (1999), Imbelloni y Cumba (2003), Fucks (2005), entre otros. Muchos de estos paleosuelos pueden corresponder genéticamente a más de un ciclo de formación (Kemp *et al.* 2006) o incluso pudo coexistir una continuidad en la acumulación con la formación de los suelos (Blasi *et al.* 2001).

Los paleosuelos presentan 0,40 a 0,60 m de espesor y en extensión lateral pueden alcanzar cientos de metros. Se caracterizan por la presencia de carbonato de calcio (tosca) en forma de cemento, muñecos, costras o venas, verticales, subverticales e incluso horizontales. Este entrecruzamiento de las venas ha llevado a la denominación de tosca en enrejado, y está integrada por poliedros con núcleos de sedimento limo-arcilloso castaño, típicos de la roca hospedante. Las venas horizontales suelen presentarse juntas o muy próximas en la parte superior de la acumulación de carbonato y se separan hacia abajo. Si bien las concreciones de tosca son saltuarias, es común observar zonas con rizoconcreciones de 0,50 a 1 m de espesor. Al conjunto de estas concreciones se les asigna un origen pedogenético y/o por infiltración de aguas superficiales (Buschiazzo 1986, Imbelloni y Teruggi 1986).

Mineralógicamente la Formación Pampeano está compuesta por clastos (cuarzo, plagioclasa, feldespatos alcalinos, hornblenda, piroxenos, micas, circón, apatita, granate y minerales opacos), vitroclastos, litoclastos (rocas volcánicas) y sílice orgánica, en dos zonas separadas por un límite claro: la zona superior con abundancia de plagioclasas e illita asociada a caolinita, y la inferior con predominio de cuarzo y montmorillonita (González Bono-

rino 1965).

Dentro de esta unidad se pueden observar lentes lacustres (de 0,50 a 1 m de espesor) y fluviales (hasta de 6 m de espesor medio), de tonalidades verdosas y grises con laminaciones horizontales o estructuradas en bloques angulares pequeños; en algunos afloramientos se presentan con base cóncava y techo plano mientras que en otros son de forma tabular (Fucks 2005, Fucks y Deschamps 2008). Los sedimentos de la Formación Pampeano se encuentran dispuestos regionalmente entre los 23°LS y 41°LS, abarcando las provincias de Buenos Aires y sectores de su plataforma continental, La Pampa, San Luí, Santiago del Estero, Córdoba, Tucumán, Chaco, Santa Fe, Entre Ríos y parte de las repúblicas de Bolivia, Paraguay y Uruguay (Teruggi 1957, Sayago 1995, Iriondo 1990, 1997, Zárate 2003, Fucks y Deschamps 2008, entre otros) tanto en superficie como cubiertos por unidades más modernas.

En la localidad de Baradero han sido descritas por Nabel *et al.* (1995) barrancas de unos 15 m de altura, representadas totalmente por la Formación Pampeano, discriminándose allí dos pedofacies (III y IV) y seis litofacies. Las tres primeras litofacies corresponden al cron Matuyama y las restantes, al cron Brunnes. En la misma localidad se han realizado determinaciones cronológicas de OSL (*optically stimulated luminescence*) obteniendo edades con valores de 114.300 ± 7.200 y 77.900 ± 4.400 años (TL) para los sectores medios y medio inferiores (Kemp *et al.* 2006).

GEOLOGIA LOCAL

La cuenca del río Areco drena en su sector superior y medio el ámbito continental definido geomorfológicamente como Pampa Ondulada (Daus 1946, Fidalgo 1983) mientras que en su sector inferior y de desembocadura se asocia a un ambiente litoral y de llanura deltaica.

En estos dos sectores, tanto los depósitos fluvio-lacustres restringidos a las líneas de drenaje o depresiones del primer ámbito, como los litorales de la ingresión

holocena en la parte terminal del curso y en la Cañada Honda, apoyan en discordancia sobre los limos loessoides de la Formación Pampeano (Fig. 4).

Cabe mencionar que en el ámbito litoral y sector deltaico, se observan importantes paleocantilados que alcanzan los 20 m de altura. Dentro del paleoestuario también se presentan paleocantilados, pero de menor expresión, (Fig. 5) que han sido generados por la abrasión marina de la ingresión postglacial (MIS 1) la cual alcanzó aproximadamente los 3 o 4 m de altura (Fucks 2005) dejando amplias llanuras con forma de embudo.

Ambiente continental

El ambiente continental se manifiesta en el sector medio y superior de la cuenca del río Areco, donde pueden observarse depósitos fluvio-lacustres y eólicos del Pleistoceno tardío-Holoceno con diferentes grados de desarrollo. La extensión areal de las planicies de inundación, que en general no exceden los 100 m, está siempre relacionada a la jerarquía de los cursos, sin embargo en aquellos casos donde los canales atraviesan antiguas depresiones, las planicies pueden ocupar superficies más importantes.

Los afloramientos naturales se presentan de manera aislada y con escaso desarrollo, debido a condiciones geomorfológicas y a la estabilización de las barrancas producto de la abundante forestación. Ésta última ha propiciado una alta bioturbación y procesos de reptación de suelos que contrastan con los desarrollados por la erosión hídrica y su posterior derrumbe.

En función de esto, y si bien se realizaron numerosas observaciones a lo largo del cauce principal y afluentes, se escogieron localidades específicas, las que permiten dar un marco geológico-geomorfológico del conjunto de la cuenca.

I) Sección Carmen de Areco y Puente Quemado: Estas secciones se localizan en el sector de cabecera de la cuenca, en donde los cursos de agua presentan escasa profundidad y planicies de inundación poco extendidas, las barrancas son bajas y los

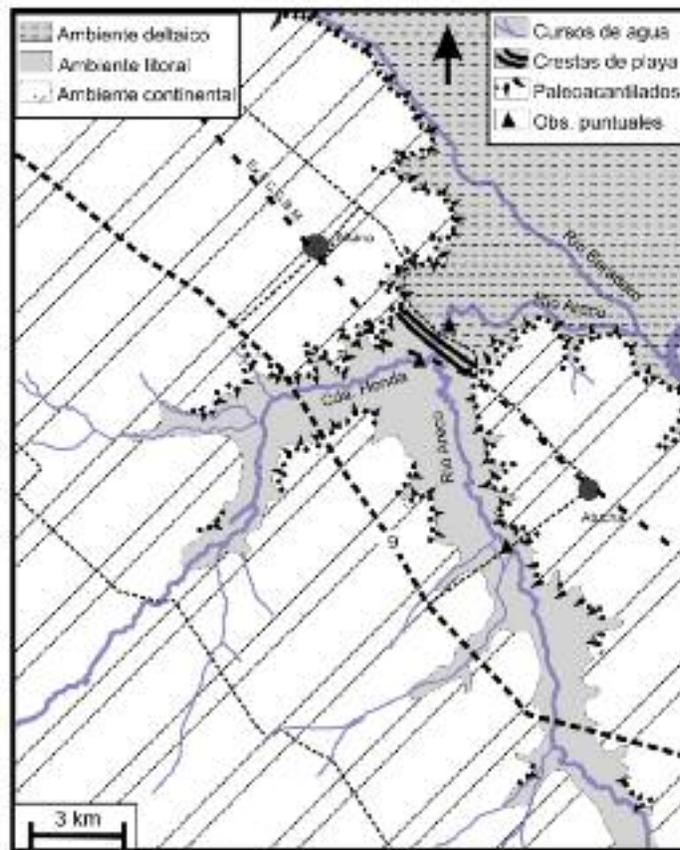


Figura 4: Diferentes ambientes en la cuenca inferior del río Areco y rasgos geomorfológicos asociados.

perfiles que allí afloran cuentan con escasas diferenciaciones.

En el balneario de Carmen de Areco (CA) ($34^{\circ}21'5,5''S$ - $59^{\circ}48'50''O$) se observa un perfil de 0,70 m de espesor, compuesto por sedimentos de color grisáceos, resistentes, de texturas limo arcillosas, finamente laminados, en discordancia sobre la Formación Pampeano. Corresponden a aluvios recientes del río Areco.

Aguas abajo en Puente Quemado (PQ) ($34^{\circ}17'17''LS$ y $59^{\circ}41'32,3''LO$), se observan también sobre los sedimentos de la Formación Pampeano y en discordancia, 50 cm de un sedimento limo arenoso, castaño, finamente laminado y firme. Por encima se desarrollan 0,50 m de sedimentos de color gris, homogéneos y muy resistentes. Corresponderían a depósitos aluviales del Pleistoceno y recientes respectivamente.

II) Sección San Antonio de Areco: En la localidad de San Antonio de Areco (SA), a lo largo de varios cientos de metros y con diferente grado de exposición, se encuentra

una sucesión sedimentaria del Pleistoceno tardío-Holoceno, con 3 m de potencia y que yace en discordancia sobre la Formación Pampeano ($34^{\circ}14'23,7''S$ - $59^{\circ}28'34''O$) (Fig. 5).

Sobre los sedimentos de esta formación se dispone en forma discontinuas un depósito conglomerádico (litofacies SA-A), con matriz areno limosa, castaño rojizo (5YR 4/3) compuesto por rodados de tosca y pelíticos, en estratos lenticulares con espesores de 0,30 a 0,40 cm y anchos de 5 a 6 m. En contacto directo sobre éstos depósitos o sobre la Formación Pampeano se reconoce la litofacies SA-B, que tiene 1 m de potencia, representada por un sedimento limo arenoso castaño rojizo (5YR 5/3), con estratificación ondulítica y entrecruzada de mediano a alto ángulo. La fracción arena muy fina, presenta abundante vidrio volcánico, acompañado de cuarzo y feldespatos. Como minerales accesorios se observan hornblenda, turmalina, granate, biotita, calcedonia, calcita y apatita. No se ha identificado contenido

biológico en esta fracción.

En contacto neto se encuentra la litofacies SA-C, compuesta por un sedimento homogéneo, limoso a limo arenoso, friable, color oliva (5Y 5/3) de 0,20 m de espesor, muy bioturbado por raíces. Los canales están rellenos con sedimentos arcillosos muy ricos en materia orgánica y muy oscuros procedentes, por infiltración, del depósito suprayacente. Bajo lupa binocular se reconoce, en la fracción mayor a 4 phi, huesos rodados y clastos de tosca rodada. Al microscopio la fracción arena muy fina, está integrada por abundante trizas vítreas acompañadas de cuarzo y feldspatos; como accesorios se reconocen clastos de biotita, hornblenda verde azulada, epidoto y turmalina. Ésta litofacies pasa en transición a la unidad suprayacente o pedofacies SA-D, que muestra un elevado contenido de materia orgánica, color castaño gris muy oscuro (10 RY 3/2) y textura limo arcillosa, plástica y adhesiva. Se observa estructuración en bloques de unos 0,35 m de espesor con cutanes. Granulométricamente corresponde a un limo con moda en limo medio. La fracción arena muy fina, sumamente escasa, está integrada por trizas vítreas acompañadas de escasos granos de cuarzo y feldspatos. En esta fracción el contenido biológico está representado por diatomeas radiales y alargadas, espículas de esponja y fitolitos. De la abundante materia orgánica recogida de este nivel se obtuvo una edad de 7.000 ± 240 años ^{14}C AP (LP 1922).

Por encima se encuentra la litofacies SA-E, constituida por 0,50 m de sedimentos homogéneo de color gris blanquecino a gris castaño (10YR 5/2), de textura al tacto limo arcillosa en estratos tabulares con estructura interna maciza y disturbada por procesos pedogenéticos. Granulométricamente corresponde a un limo cuya composición mineralógica es similar a la litofacies inferior aunque con un aumento en el contenido biológico. En la superficie de estratificación correspondiente al techo de esta unidad se desarrolla localmente y en la actualidad, una superficie erosiva donde pueden apreciarse estruc-

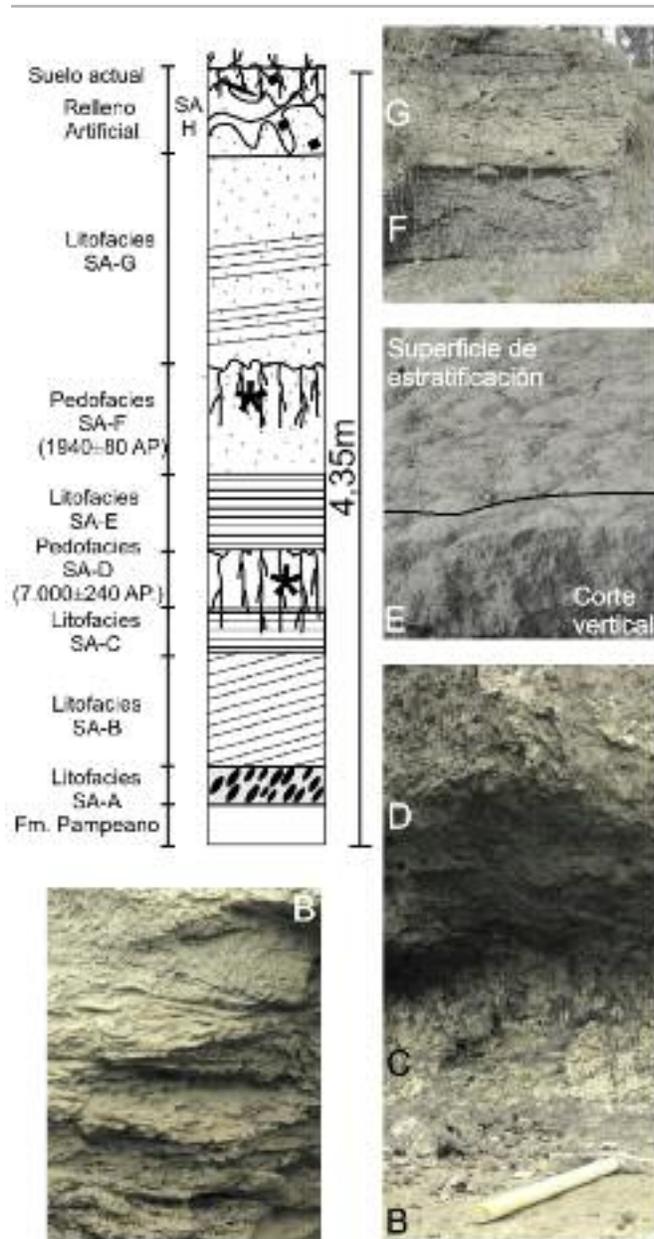


Figura 5: Columna estratigráfica y fotografías de los diferentes depósitos fluviales en la localidad de San Antonio de Areco.

turas pentagonales que corresponderían a antiguas grietas de desecación.

En discordancia se halla la pedofacies SA-F integrada por materiales de color gris y gris claro (10YR 6/1), de textura fangosa, fuertemente estructurada en bloques y cutanes en sus caras, de 0,70-0,80 m de espesor. El análisis granulométrico correspondió al de un limo. La edad ^{14}C de la materia orgánica recuperada es de 1940 ± 80 años AP (LP 2011).

En discordancia, la litofacies SA-G está constituida por un sedimento limo arenoso grisáceo a gris rosado (5YR 6/2) de

1,30 m de espesor, áspero al tacto, con estratificación horizontal y laminación y muy bioturbado por raíces. La fracción arena muy fina está integrada por abundantes clastos de vidrio volcánico y escasos granos de cuarzo y feldspatos. Los minerales minoritarios son turmalina, granate, biotita, calcedonia, apatita, calcita y hornblenda verde azulada. El contenido biológico está representado por diatomeas y fitolitos crenulados. Hacia arriba se encuentra cubierta por restos de material de origen antrópico de 0,50 m de espesor, donde se asienta la vegetación actual

en un suelo de muy escaso desarrollo.

Es posible observar dentro de esta litofacies un nivel oscuro y poco estructurado, que podría asociarse a un breve nivel de estabilización de la planicie de inundación.

III) *Sección Puente Castex*: El puente Castex (PC) ($34^{\circ}08'38,4''S$ - $59^{\circ}16'44''O$) se encuentra ubicado en una paleodepresión de unos 0,8 a 1 km de largo sobre el cauce del río Areco, labrada en los sedimentos de la Formación Pampeano (Fig. 6). El perfil (Fig. 7) que aquí se describe se ubica aguas arriba del puente y se encuentra integrado de base a techo por: la litofacies PC-A, que descansa sobre la Formación Pampeano, con 0,65 m de sedimentos limo arcillosos, masivos, de color verde grisáceo (2G 5/10G) en húmedo y gris, gris verdoso (2G 6/5PB) en seco, plástico y adhesivo, firme y muy bioturbado por raíces, cuyos huecos están tapizados por materia orgánica y arcillas de tonos oscuros. Transicionalmente pasa a la pedofacies PC-B, de 0,70 m de espesor, arcillosa, castaño oscura, masiva en el sector inferior y en el sector superior con fuerte estructura columnar y cutanes en su superficie. Un fechado radiocarbónico sobre materia orgánica, dio una edad de 2.320 ± 90 años ^{14}C AP (LP 2022). En discordancia continúan la litofacies PC-C, con 0,20 m de un sedimento limo arenoso, masivo y grisáceo (G 7/N) que hacia arriba cambia a castaño grisáceo (5YR 6/1), presentando gran cantidad de canaliculos generados por raíces, milimétricos y tapizados de $CaCO_3$.

Transicionalmente, se encuentra un sector estructurado en columnas menos definidas que las del paleosuelo infrayacente que asignada a la pedofacies PC-D presenta un color grisáceo (G 7/5PB), de 0,35 m de espesor, compuesto por un material limoso a limo arenosos y medianamente friable. De este paleosuelo, pero aguas abajo, se extrajo materia orgánica que fue datada en 2.000 ± 90 años ^{14}C AP (LP 1703) (Fucks *et al.* 2007a).

En discordancia se desarrolla la litofacies PC-E, con 2,30 m de espesor de sedimentos castaño grisáceos, limosos y fina-

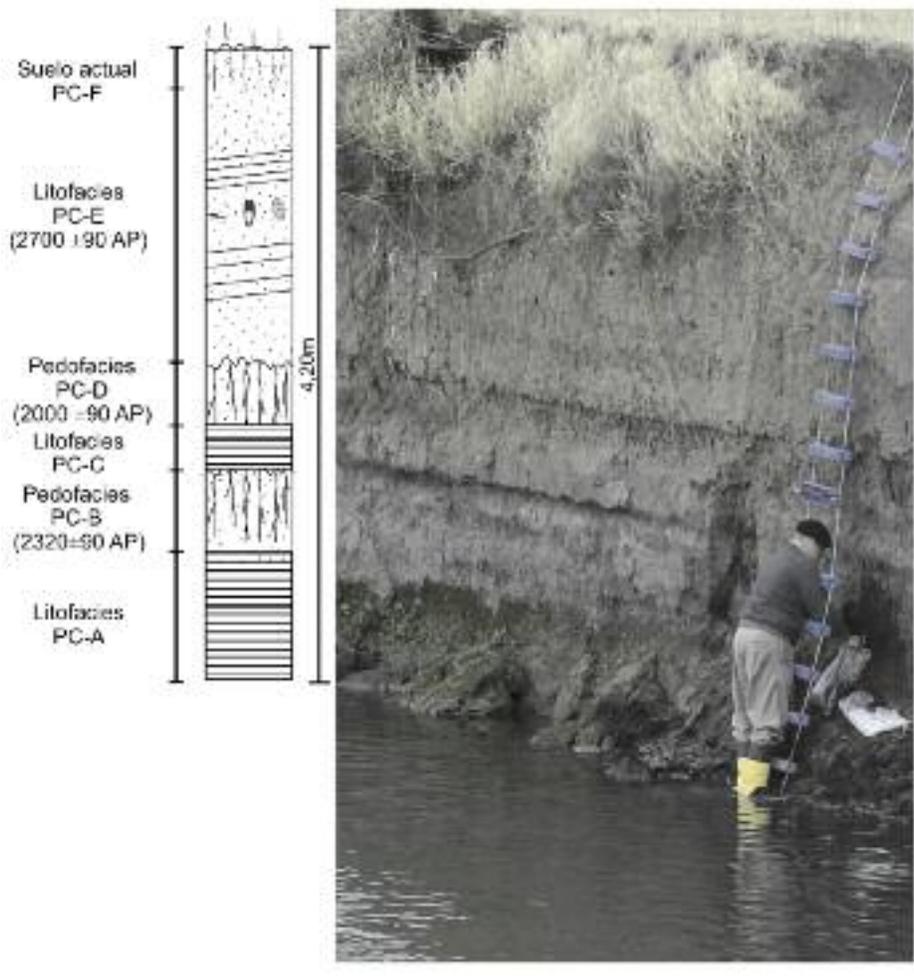


Figura 6: Fotografía y columna estratigráfica en Puente Castex.

mente laminados con niveles importantes de conchillas que en el caso de los bivalvos, se encuentran en su mayoría articuladas. El material recogido corresponde a las especies *Littoridina piscium* (d'Orbigny 1835.), *Littoridina* sp., *Chilina fluminea* (Maton 1809), *Biomphalaria peregrina* (d'Orbigny 1835), *Neocorbicula limosa* (Maton, 1809), taxones bentónicos (epifaunales o infaunales superficiales) típicos de ambientes lénticos y lóticos, asociados con plantas acuáticas y algas. Sobre *L. piscium* se obtuvo una edad de 2.700 ± 90 años ^{14}C AP (LP 1833).

El perfil más completo observado en este sector de la cuenca, corresponde al que fue levantado en el balneario de San Antonio de Areco, donde se reconoce una sucesión eólico-fluvio-lacustre del Pleistoceno tardío-Holoceno y dos pedofacies una del Holoceno temprano y otra del

Holoceno tardío. El fechado sobre materia orgánica del suelo más antiguo (pedofacies SA-D) dio una antigüedad de 7000 ± 240 años ^{14}C AP, y correspondería a un momento de estabilización del paisaje durante el Holoceno temprano; este evento se vincularía a otras pedofacies descritas en cuencas vecinas o de otras regiones de la Pampa (Figini *et al.* 1995, Prieto *et al.* 2004, Zárate *et al.* 1995, Zárate 2005, Politis y Messineo 2008). Por su posición estratigráfica, esta pedofacies sería correlacionable con el denominado suelo Puesto Callejón Viejo definido para la cuenca del río Salado (Fidalgo *et al.* 1973a y b).

El desarrollo de este paleosuelo fue observado en la sección cuspidal del Miembro Guerrero de la Formación Luján en la cuenca del río Salado con una edad de 8.640 ± 110 años ^{14}C AP (Fucks *et al.* 2007a y b), en tanto, en la cuenca media

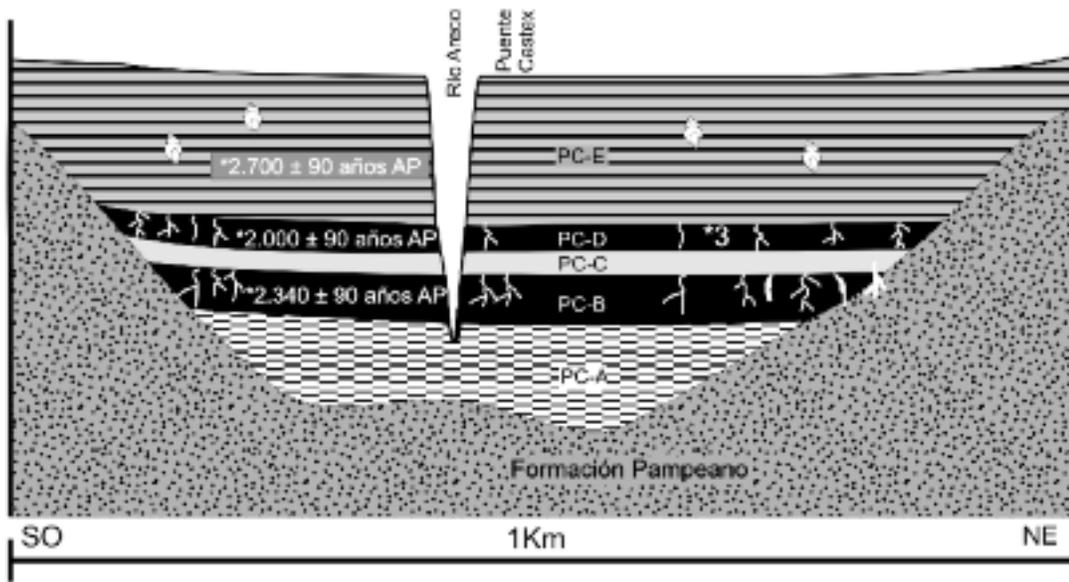


Figura 7: Perfil geológico en la zona de Puente Castex.

del río Luján el inicio de la sedimentación holocena, se registra con una alta concentración de materia orgánica datada en 11.160 ± 90 ^{14}C años AP (Prieto *et al.* 2004).

En Puente Castex, el relleno de una paleodepresión labrada en sedimentos de la Formación Pampeano, esta representado por facies fluvio lacustres del Holoceno, con el desarrollo de dos pedofacies (PC-B y PC-D) del Holoceno tardío además de la actual.

Discusión de los perfiles analizados en el ámbito continental

A partir de los datos de edades radiocarbónicas con los que se cuenta, se puede establecer que en la cuenca se reconocieron dos momentos de relativa estabilización del paisaje que dieron lugar bajo condiciones de biostasia favorables, a episodios de pedogénesis datados en 7.000 ± 240 años ^{14}C AP el más antiguo y 1.940 ± 80 años ^{14}C AP el más moderno en San Antonio de Areco; y 2.320 ± 90 años ^{14}C AP y 2.000 ± 90 años ^{14}C AP en la localidad de Puente Castex.

La pedofacies SA-F y las PC-B y PC-D podrían correlacionarse con el episodio de estabilidad, durante el cual se desarrolló el nominado suelo La Pelada (Fidalgo *et al.* 1973a, Fucks *et al.* 2007b) en la cuenca del río Salado, cabe destacar que este

paleosuelo fue reunido con el denominado suelo Puesto Berrondo por Fidalgo *et al.* (1975), interpretándose como el mismo proceso pedogenético regional. En la cuenca media del río Luján también se ha reconocido una pedogénesis datada en 2.950 ± 60 ^{14}C AP y 3.560 ± 60 ^{14}C AP (Prieto *et al.* 2004), la que fue correlacionada con el suelo Puesto Berrondo.

El suelo La Pelada está sepultado por el episodio depositacional fluvial (aluvio) ocurrido en las cuencas de drenaje durante el Holoceno Tardío, de características regionales, que fue nombrado informalmente como Aluvio, Aluvio actual, Aluvio Reciente (Fidalgo *et al.* 1973 a y b, 1999), Piso Ariano (Ameghino 1889) y Arianense (Frengüelli 1957).

Ambiente Litoral

IV) Paleoestuario: Los sectores terminales del río Areco y de la Cañada Honda (ACH) (paleoestuario-P) han sido afectados por las variaciones eustáticas del nivel de mar, dejando una serie de facies sedimentarias transgresivo-regresivas. A partir de un conjunto de perforaciones manuales y observaciones de campo en el área del paleoestuario han podido discriminarse tres litofacies (P-A, P-B y P-C) vinculadas con la ingresión postglacial (MIS 1), (Figs. 4 y 8). La unidad inferior o litofacies marina P-A, que yace en discordancia sobre la For-

mación Pampeano, está compuesta por un sedimento arcilloso a arcillo limoso gris oscuro en húmedo (2,5Y 5/1), muy fluido, con valvas enteras articuladas y fragmentadas de *Erodona mactroides* (Bosc 1802) junto a espículas de esponjas, diatomeas, ostrácodos y restos óseos no determinados específicamente asignables a peces y con un espesor de 2,5 a 3 m. Esta unidad tiene su mayor espesor en el centro del paleoestuario, acuniándose hacia los bordes y hacia el continente. En la zona más externa del paleoestuario a una cota de 3 m (Fig. 4), los sedimentos litorales presentan 4 m de espesor. A los 4,80 m de profundidad en un sedimento fangoso, negro a gris oscuro se observa una intercalación de conchillas enteras y fracturadas, sueltas y articuladas de *Erodona mactroides*, asociadas a diatomeas y espículas de esponjas con un espesor de 0,45 m. En este lugar la perforación llegó a los 7,70 m de profundidad, sin encontrar el contacto con la unidad infrayacente. Esta litofacies se correlaciona con el Miembro Molino Viejo de la Formación Campana (Fucks y De Francesco 2003, Fucks 2005). Para esta unidad en el sector más interno hacia el continente y en la cuenca del río Luján se obtuvieron edades sobre valvas de *Tagelus plebeius* (Lightfoot 1786) de 6.000 ± 80 años ^{14}C AP y 6.370 ± 90 años ^{14}C AP (Figini 1992). En tanto, en las inme-

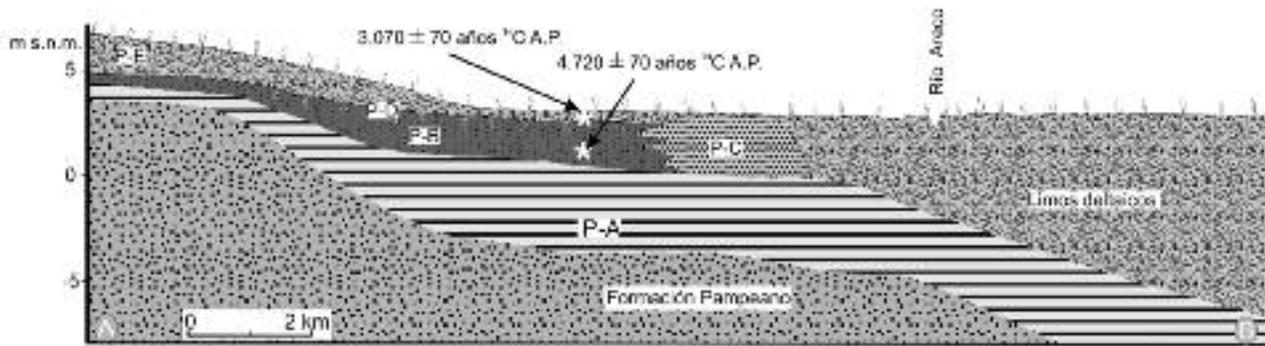


Figura 8: Perfil geológico longitudinal al paleoestuario.

diciaciones de la localidad de Baradero (33° 50'LS, 59°, 30'LO), se determinó la edad del cetáceo *Balaenoptera cf physalus* en la Formación Las Escobas, en 5.540 ± 80 años $^{14}\text{C AP}$ (Latyr -LP-153).

Por encima de esta unidad, se desarrolla la litofacies marina P-B, compuesta de sedimentos de color gris verdoso (2,5Y 5/0), arcillosos, plásticos y adhesivos. Presenta abundantes restos de conchillas, tanto fragmentadas como enteras y en posición de vida, de *Erodona mactroides* las que dieron una edad de 4.720 ± 70 años $^{14}\text{C AP}$ (LP 1818). Los espesores medios son del orden de los 1-1,5 m, pudiéndose observar dentro de las fracciones arcillosas, otros colores como gris plomizo, castaños, castaños grisáceos, entre los más comunes. Esta litofacies se vincula con el Miembro Santa Brígida de la Formación Campana (Fucks y De Francesco 2003). En la cuenca del río Luján los depósitos de esta unidad fueron datados a partir de valvas de *Erodona mactroides* en 3.640 ± 70 años $^{14}\text{C AP}$ (Fucks 2005).

Hacia el tope de estos sedimentos se desarrolla una pedofacies de 0,85 m de espesor (P-D), color gris muy oscuro (5Y 3/2), estructurado en bloques, con cutanes y gran cantidad de fragmentos de conchillas de agua dulce datadas en 3.070 ± 90 años $^{14}\text{C AP}$ (LP 1834) lo que indicaría el retiro paulatino del mar y la continentalización del área representados por los depósitos aluviales actuales (P-E).

En la boca del paleoestuario se desarrolla una tercer litofacies llamada P-C, la cual está compuesta por arenas finas, castañas a castañas amarillentas, que en superficie

| Edad | Unidades litoestratigráficas litorales | Unidades litoestratigráficas fluviales | Unidades litoestratigráficas eólicas |
|--------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|--------------------------------------|
| Holoceno | Fm. Campana Mb. Escobar (ME) Mb. Sta. Brígida (MSB) Mb. Molino Viejo (MMV) | Aluvio | Fm. La Postrera (FLP) |
| | | Mb. Río Salado (MRS) | |
| Pleistoceno tardío | Fm. Pilar (FP) | Mb. Guerrero (MG) | Fm. Pampeano (FP) |
| | | Mb. La Chumbiada (MLC) | |

Figura 9: Esquema estratigráfico para el área de estudio.

presenta un conjunto de lineaciones de 0,5 km de ancho y 1,5 a 2,5 km de largo, que no superan la altura relativa de 0,50 m entre la cresta y el seno. Si bien individualmente corresponden a crestas de playa, el conjunto de estas lineaciones estaría evidenciando la presencia de una barrera que fue progradando a medida que el nivel del mar se estabilizaba y descendía, dejando una serie de crestas paralelas y de edad decreciente (Roy *et al.* 1994, Cooper 1994, Fucks 2005). Estos sedimentos serían correlacionables con el Miembro Escobar de la Formación Campana (Fucks y De Francesco 2003, Fucks 2005). Los depósitos deltaicos por su parte están representados por limos arenosos, castaños y grises, y si bien las edades de este complejo son tiempo transgresivas desde su ápice hasta su parte terminal, dataciones radiocarbónicas las sitúan en el orden de los 1.902 ± 41 años $^{14}\text{C AP}$ y 1.770 ± 41 años $^{14}\text{C AP}$ (Cavallotto 2002,

Cavallotto *et al.* 2002) (Fig. 9).

Discusión de los perfiles analizados en el ámbito litoral

Se reconocieron en este ambiente sedimentos transgresivos-regresivos del Holoceno, acotados entre -4,70 m y 2,5 m s.n.m. y una pedofacies de 3.070 ± 90 años $^{14}\text{C AP}$ que se correlacionaría con el suelo Puesto Berrondo en la cuenca del río Salado (Fidalgo *et al.* 1973).

Si bien no han sido observados en forma directa rastros de otra ingesión marina en la cuenca del río Areco, existen restos de organismos marinos (Bonaparte *com. pers.*) como dientes de tiburón o valvas asignables al género *Ostrea*, en sedimentos atribuidos a “un bonaerense” en inmediaciones de Puente Castex, aproximadamente a 7 m de altura. Éstos podrían correlacionarse, por su ubicación topográfica y características litológicas, con los depósitos observados en localidades

vecinas (Pilar, Arroyo de la Cruz, río Arrecifes, isla Martín García, entre las más cercanas) y que fueron asignados a la ingresión del Pleistoceno tardío (MIS 5e) (Formación Pilar, Fucks 2005, Schnack *et al.* 2005).

DISCUSIÓN

Las características litológicas de la Formación Pampeano, revelan la compleja historia paleoclimática de la región (Tonni y Fidalgo 1979, Iriondo y Kröhling 1999, Tonni *et al.* 1999, Fucks y Deschamps 2008). Sobre este sustrato se desarrollaron las actuales líneas de drenaje, configurándose en algunos casos a partir de la unión de cuencas de deflación. (Ameghino 1880, 1881, 1884, Frenguelli 1925, Dangavs y Blasi 1995).

Los depósitos fluvio-lacustres del Pleistoceno tardío-Holoceno, presentan pedofacies intercaladas, las que indican sucesivas estabilizaciones de la superficie (Prieto *et al.* 2004, Fucks *et al.* 2007b, Fucks y Deschamps 2008). El suelo más antiguo (7.000 ± 240 años ^{14}C AP) presenta una edad muy contrastante con respecto a los más modernos de la misma localidad, los cuales fueron fechados en 1.940 ± 80 años ^{14}C AP y 2.320 ± 90 años ^{14}C AP y 2.000 ± 90 años ^{14}C AP en Puente Castex. Estos cambios climáticos no solo repercutieron en las zonas continentales, sino también en las zonas litorales, donde las fluctuaciones del nivel del mar afectaron en gran medida la desembocadura del río Areco.

Si bien no se han observado rastros sedimentológicos o evidencias litológicas de la ingresión del Pleistoceno tardío, la presencia de restos fósiles estaría indicando que el mar ingresó por este cauce ya en el Pleistoceno tardío, y que utilizó la misma depresión durante la ingresión holocena. Actualmente en las zonas deprimidas los procesos de acumulación fluvial son los de mayor importancia, no solo en los ríos y arroyos, sino también en las paleocubetas de deflación, en los amplios paleoestuarios, y en la aledaña llanura deltaica. Sobre el conjunto de estas geofomas,

como así también sobre las divisorias, la meteorización, con la consecuente formación de suelos, constituye el proceso dominante en toda la región.

CONCLUSIONES

- Las características geomorfológicas y estratigráficas de la cuenca del río Areco indican una génesis compleja, donde diferentes procesos geomorfológicos han producido acciones de diferentes magnitudes.

- Los procesos de meteorización (formación de suelos) muy importantes también en la actualidad, han dejado evidencias en el registro geológico con edades ^{14}C de 7.000 ± 240 años AP, 2.320 ± 90 años AP, 2.000 ± 90 años AP y 1.940 ± 80 años AP, reconociéndose paleosuelos en prácticamente todos los perfiles donde se exponen los sedimentos de la Formación Pampeano.

- Los procesos fluviales, limitados a la actual red de drenaje están representados por depósitos de canal y desbordes, restringidos a la parte final del Pleistoceno y Holoceno. Las litofacies del Pleistoceno tardío se vinculan con el sector superior de la sucesión sedimentaria, facies F4 y F5, reconocida en la cuenca media del río Luján, Blasi *et al.* (2010), solamente en la sección San Antonio de Areco, la sección muestra depósitos más antiguos posiblemente correlacionables con la facies F1 y tal vez F2 de aquella. En tanto las del Holoceno son las descritas en esa cuenca por Prieto *et al.* (2004). Los registros podrían, en parte, correlacionarse con los Miembro Guerrero y Miembro Río Salado de la Formación Luján y Aluvio (Fidalgo *et al.* 1973) aflorantes en la cuenca del río Salado.

- Los procesos litorales de la ingresión holocena consolidaron morfologías específicas de esta génesis (paleoestuarios y paleocantilados) que, muy probablemente, ya habían sido generadas en anteriores transgresiones. Las unidades litológicas tienen correspondencia con las definidas en la cuenca del río Luján.

- Los procesos eólicos han actuado en

forma alternante desde el Pleistoceno depositando el conjunto de los depósitos loésicos y loessoides, como así también, generando en divisorias depresiones por deflación de morfologías variadas.

- Los quiebres a 90° de los cursos de agua estarían relacionados a procesos geomorfológicos exclusivamente fluviales, influenciados parcialmente por diferencias litológicas del sustrato.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F. 1880-1881. La formación Pampeana o estudio de los terrenos de transporte de la cuenca del Plata, 370 p., París.
- Ameghino, F. 1884. Excursiones geológicas y paleontológicas en la provincia de Buenos Aires. Boletín Academia Nacional de Ciencias: 161-257, Córdoba.
- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Anales de la Academia Nacional de Ciencias 6, 1027 p., Córdoba.
- Blasi, A., Prieto, A., Fucks, E. y Figini, A. 2009. Análisis de las nomenclaturas y de los esquemas estratigráficos del Pleistoceno Tardío-Holoceno en la cuenca del río Luján, Buenos Aires, Argentina. Ameghiniana 46 (2): 373-390.
- Blasi, A., Castiñeira Latorre, C., Del Puerto, L., Prieto, A., Fucks, E., De Francesco, C., Hanson, P., García Rodríguez, F., Huarte, R., Carbonari, J. y Young, A. 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(2): 85-110.
- Bonfils, G. 1962. Los suelos del delta del río Paraná. Factores generadores, clasificación y uso. Revista Investigaciones Agrícolas 16(3): 257-370.
- Carver, R. 1971. Procedures in sedimentary petrology, Wiley-Interscience, 653 p., Nueva York.
- Buschiazzo, D. 1986. Estudio sobre la tosca. Parte 1: Evidencias de un movimiento descendente del carbonato en base a la interpretación de características macro y geomorfológicas. Ciencia del Suelo 4: 55-65.
- Buschiazzo, D. 1988. Estudio sobre la tosca. Par-

- te 2: Evidencias de un movimiento descendente del carbonato, características micro-morfológicas. *Ciencia del Suelo* 6, 1: 44-49.
- Cavallotto, J. 2002. Evolución holocena de la llanura costera del margen sur del río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(4): 376-388.
- Cavallotto, J., Colombo, F. y Violante, R. 2002. Evolución reciente de la llanura costera de Entre Ríos. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 500-505, El Calafate.
- Cooper, J.A.G., 1994. Lagoons and microtidal coasts. En Carter, R.W.G. y Woodroffe, C.D. (eds.) *Coastal Evolution*. Cambridge University Press, 219-265, Cambridge.
- Daus, F. 1946. Morfografía general de las llanuras argentinas. En: *Geografía de la República Argentina*, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 3: 115-198, Buenos Aires.
- Fidalgo, F. 1983. Algunas características de los sedimentos superficiales en la cuenca de río Salado y en la Pampa Ondulada. Coloquio Internacional sobre Hidrología de Grandes Llanuras. Comité Nacional Programa Hidrológico Internacional 2: 1045-1066, Olavaria.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U. 1973a. Geología superficial de las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-39, Carlos Paz.
- Fidalgo, F., Colado, U. y De Francesco, F. 1973b. Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (provincia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 225-240, Carlos Paz.
- Fidalgo, F., De Francesco, F., Colado, U., Martínez, O., Gentile, R., Nuccetelli, G. y Fucks, E. 1999. El Cuaternario de la provincia de Buenos Aires. Capítulo 23. *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación-Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 700-702, Buenos Aires.
- Figini, A., Gomez, G., Carbonari E., Huarte R., Subyaga A. 1984. Museo de La Plata Radiocarbon Measurement I. *Radiocarbon* 26(1): 127-134.
- Figini, A. 1992. Edades ¹⁴C de sedimentos marinos holocénicos de la provincia de Buenos Aires. 3° Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 147-151, La Plata.
- Figini, A., Fidalgo, F., Huarte, R., Carbonari, J. y Gentile, O. 1995. Cronología radiocarbónica de los sedimentos de la Formación Luján en Arroyo Tapalqué, provincia de Buenos Aires. 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas 1: 119-126, Junín.
- Folk, R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology* 62(4): 344-359.
- Frenguelli, J. 1925. Loess y limos pampeanos. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA*, Anales 1(3), Reimpresión en serie Técnica didáctica, Museo de La Plata 7, 1955, 88 p., La Plata.
- Frenguelli, J. 1950. Rasgos Generales de la Morfología y la Geología de la Provincia de Buenos Aires. LEMIT. Serie 2(33), 72 p., La Plata.
- Frenguelli, J. 1957. Neozoico. En *Geografía de la República Argentina*, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 2 (3): 1-115, Buenos Aires.
- Fucks, E. 2005. *Estratigrafía y Geomorfología en el ámbito del curso inferior del río Luján*, provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, (inédito), 239 p., La Plata.
- Fucks, E. y De Francesco, F. 2003. Ingresiones marinas al norte de la ciudad de Buenos Aires; su ordenamiento estratigráfico. 2° Congreso Nacional de Cuaternario y Geomorfología. Actas: 101-109, San Miguel de Tucumán.
- Fucks, E., Aguirre, M. y Deschamps, C. 2005. Late Quaternary Continental And Marine Sediments of Northeastern Buenos Aires province (Argentina): Fossil Content And Palaeoenvironmental Interpretation. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 45-54.
- Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J. y Aguirre, M. 2007a. Aspectos geomorfológicos, estratigráficos, paleoecológicos y geocronológicos de la cuenca del río Areco (NE de la provincia de Buenos Aires). 6° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses: 72, Mar del Plata.
- Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J. y Figini, A. 2007b. Geocronología, paleoambientes y paleosuelos holocenos en la Región Pampeana. *Revista de Asociación Geológica Argentina* 62(3): 425-433.
- Fucks, E. y Deschamps, C. 2008. Depósitos continentales cuaternarios en el noreste de la provincia de Buenos Aires. *Revista de Asociación Geológica Argentina* 63(3): 326-343.
- Fucks, E., Aguirre, M., Blasi, A., Carbonari, J., y Huarte, R. 2008. Estratigrafía, geomorfología y geocronología en la cuenca del río Areco, NE de la provincia de Buenos Aires. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 1206-1207, San Salvador de Jujuy.
- González Bonorino, F. 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(1): 67-148.
- Huarte R. y Figini, A. 1988. La Plata Radiocarbon Laboratory Liquid Scintillation Counting and Inter-Laboratory Checks Simples. *Radiocarbon* 30(3): 347-350.
- Imbellone, P. y Cumba, A. 2003. Una sucesión de paleosuelos superpuestos del Pleistoceno medio-tardío, Holoceno. Zona sur de la Plata, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Argentina de Sedimentología* 10(1): 3-21.
- Imbellone, P. y Teruggi, M. 1986. Morfología y micromorfología de toscas de algunos paleosuelos pampeanos en el área de La Plata, provincia de Buenos Aires. *Ciencia del Suelo* 2: 209-215.
- INTA 1989. Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires. Escala 1:500.000, 525 p., Buenos Aires.
- Iriondo, M. 1990. Map of the South American plains-its presents state. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 6: 297-308.
- Iriondo, M. 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 71-79.
- Iriondo, M. y Krohling, D. 1999. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario Superior). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 27-48, Salta.
- Kemp, R., Zárate, M., Toms, P., King, M., Sanabria, J. y Arguello, G. 2006. Late Quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the Northern Pampa, Argentina. *Quaternary Research* 66: 119-132.
- Nabel, P., Camilion, C., Machado, G., Spiegelman, A. y Mormeneo, L. 1995. Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48(3-4): 193-206.

- Passotti, P. 1974. La neotectónica en la Llanura Pampeana. Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología, Universidad Nacional de Rosario, Publicaciones 58: 28 p., Rosario.
- Politis, G. y Messineo P. 2008. The Campo Laborde site: New evidence for the Holocene survival of Pleistocene megafauna in the Argentine Pampas. *Quaternary International* 19: 98-114.
- Prieto, A., Blasi, A., De Francesco C. y Fernández, C. 2004. Environmental history since 11.000 C¹⁴ yr B.P. of the northeastern Pampas, Argentina, from alluvial sequences of the Luján River. *Quaternary Research* 62: 146-161.
- Riggi, J., Fidalgo, F., Martínez, O. y Porro, N. 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el Partido de La Plata. *Revista Asociación Geológica Argentina* 41(3-4): 316-333.
- Roy, P., Cowell, P., Ferland, M. and Thom, B. 1994. Wave-dominated coasts. En Carter, R. W. G. and Woodroffe, C.D. (ed.). *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*, University Press: 121-186, Cambridge.
- Sayago, J. 1995. The Argentinian neotropical loess: an overview. *Quaternary Science Reviews* 14: 755-766.
- Schnack, E., Isla, F., De Francesco, F. y Fucks, E. 2005. Estratigrafía del Cuaternario marino Tardío en la provincia de Buenos Aires. En R.E. de Barrio, R.O. Etcheverry, M.F. Caballé y E. Llambías (eds.) *Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires*, 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 159-182, La Plata.
- Stuiver, M. y Polach, H. 1977. Discussion reporting of ¹⁴C Data. *Radiocarbon* 19(3): 355-363.
- Teruggi, M. 1957. The nature and origin of the Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27(3): 322-332.
- Tonni, E. y Fidalgo, F. 1979. Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno Tardío-reciente en la provincia de Buenos Aires. *Aspectos ecológicos y zoogeográficos relacionados*. *Ameghiniana* 15(1-2): 235-254.
- Tonni, P., Cione, A. y Figini, A. 1999. Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 47(1): 257-281.
- Zárate, M., Espinosa, M. y Ferrero, L. 1995. La Horqueta II, río Quequén Grande: ambientes sedimentarios de la transición Pleistoceno-Holoceno. 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas 1: 195-204, Junín.
- Zárate, M. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22: 1987-2006.
- Zárate, M. 2005. El Cenozoico Tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En R.E. de Barrio, R.O. Etcheverry, M.F. Caballé y E. Llambías (eds.) *Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires*, 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 139-158, La Plata.

Recibido: 15 de abril, 2010.

Aceptado: 20 de diciembre, 2010.