

Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis

ISSN 1851-4979

Published by the Asociación Argentina de Sedimentología

ACCEPTED MANUSCRIPT

Caracterización paleoambiental de los depósitos volcaniclásticos holocenos en el Bolsón de Fiambalá, Catamarca (Noroeste Argentina)

Paloma Amado Silvero^{ID}, Patricia L. Ciccioli^{ID}, Delfina Fernandez Molina^{ID}, Eneko Iriarte^{ID} and Norma Ratto^{ID}

<https://doi.org/10.67355/tr87n402>

Received date: 11-06-2026

Accepted date: 07-09-2026

Available online: 23-09-2026

Handling Editor: Valentina Flores Aqueveque

Please cite this article as

Amado Silvero, P., Ciccioli, P. L., Fernandez Molina, D., Iriarte, E., Ratto, N. Caracterización paleoambiental de los depósitos volcaniclásticos holocenos en el Bolsón de Fiambalá, Catamarca (Noroeste Argentina) (in press). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. <https://doi.org/10.67355/tr87n402>.

This is a preliminary version of the manuscript accepted for publication in the Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis. This version will be revised before final publication. Please note that some errors may be found during the final revision process. The same disclaimers as for printed and final versions apply for this early online version.

Asociación Argentina de Sedimentología

This work is licensed under Creative Commons Attribution-NonCommercial 2.5 Argentina License

Caracterización paleoambiental de los depósitos volcanoclásticos holocenos en el Bolsón de Fiambalá, Catamarca (Noroeste Argentina)

Amado Silvero, P.^{1,2*}, Ciccioli, P. L.^{1,2}, Fernandez Molina, D.^{1,2}, Iriarte, E.³, Ratto, N.⁴

1 – Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas. Buenos Aires. Argentina.

2 – Universidad de Buenos Aires. CONICET. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGeBA). Buenos Aires. Argentina.

3 – Universidad de Burgos. IsoTOPIK Lab, Departamento de Historia, Geografía y Comunicación. Burgos, España.

4 – Universidad de Buenos Aires. Facultad de Filosofía y Letras. CONICET Instituto de las Culturas (IDECU). Buenos Aires, Argentina.

**Corresponding authors:* palo.amadosilvero@gmail.com

RESUMEN

El Bolsón de Fiambalá, valle intermontano, ubicado en los Andes Centrales argentinos (Catamarca; entre los 27° 16´ a 27° 20´ S y los 67° 42´ a 67° 37´ O), registra una importante sedimentación volcanoclástica producto de una actividad volcánica explosiva durante el Holoceno asociada a centros eruptivos como el Complejo Volcánico Cerro Blanco, ubicado al norte del Bolsón. Se presenta un estudio sedimentológico detallado de los depósitos volcanoclásticos holocenos expuestos en las barrancas del río Fiambalá en el sector entre el Barrial de La Punta y Los Nacimientos, al norte de la localidad de Medanitos, Departamento de Tinogasta. El objetivo es caracterizar sus condiciones

paleoambientales, determinar su composición y origen (primario vs. secundario), y establecer su edad depositacional. A partir del levantamiento de dos perfiles sedimentológicos de detalle (Perfiles 1 y 2), con 11 unidades por cada sucesión, se realizaron análisis granulométricos, petrográficos, difracción de rayos X, mediciones de carbono orgánico y carbonato de calcio, y dataciones radiocarbónicas. Los resultados obtenidos permiten interpretar que estos depósitos corresponden a un sistema fluvial multicanalizado entrelazado, con canales someros, dominado por barras longitudinales y flujos fluidos, con escasa participación de flujos hiperconcentrados y de procesos de interacción eólica-fluvial. Se reconocieron tres etapas evolutivas del sistema fluvial: 1) entrelazado somero con aporte clástico; 2) entrelazado somero con alto aporte volcaniclástico; y 3) sistema fluvial inciso, con generación de terrazas y pedogénesis, actualmente divagante. La composición mineralógica de los sedimentos (litoarenitas y litoarenitas feldespáticas con predominio de líticos volcánicos vítreos y ácidos) da cuenta del posible carácter secundario de los sedimentos volcaniclásticos, derivados de la erosión y retransporte de ignimbritas holocenas aflorantes en los frentes montañosos circundantes, principalmente en la Puna Austral. Las dataciones radiocarbónicas establecen que los depósitos analizados corresponden al Holoceno tardío, con una edad depositacional basal de 960-769 años cal AP.

Palabras clave: sedimentología fluvial, Holoceno tardío, volcaniclásticos, Nacimientos, Barrial de la Punta.

EXTENDED ABSTRACT

The Fiambalá Basin (27° 16' - 27° 20' S and 67° 42' - 67° 37' W) is an intermontane valley in the Central Andes of Argentina (Catamarca province) that records significant volcanoclastic sedimentation resulting from explosive volcanic activity during the Holocene, associated with centers such as the Cerro Blanco Volcanic Complex, located north of the valley. The widespread

distribution of pyroclastic deposits generated by Holocene eruptions played a decisive role in shaping sediment production, transport, and accumulation within the basin. This basin is a key archive for understanding the environmental and geomorphological evolution of northwestern Argentina, preserving sedimentary records linked to climatic fluctuations, tectonic activity, and volcanic processes.

This paper presents a detailed sedimentological study of the Holocene volcanoclastic deposits exposed in the cliffs of the Fiambalá river in the Barrial de La Punta and Los Nacimientos sector, north of the locality of Medanitos (Tinogasta Department). It aims to characterize their paleoenvironmental conditions, determine their composition and origin (primary vs. secondary), and constrain their depositional age. These deposits are particularly suitable for paleoenvironmental reconstruction because they preserve a record of fluvial sedimentation and volcanoclastic reworking. Two detailed sedimentological profiles (Profiles 1 and 2) were logged, encompassing a total of 11 described units in each profile, and complemented by granulometric and petrographic analyses, X-ray diffraction, organic carbon, and calcium carbonate determinations, and radiocarbon dating. Combining field observations with laboratory analyses allowed the characterization of sedimentary facies, depositional processes, provenance and chronology.

The sedimentary facies architecture, defined by the vertical and lateral stacking of channelized bodies, consists predominantly of sandy and gravelly volcanoclastic deposits exhibiting planar and trough cross-stratification, horizontal stratification, and massive bedding. These features reflect the prevalence of longitudinal bars and sheet flows typical of a shallow braided fluvial system formed under semi-arid to arid climatic conditions. Channel-belt deposits record active sediment transport and bar accretion, whereas interchannel deposits are characterized by finer-grained sediments and weak soil development. This limited degree of pedogenesis suggests that landscape stability phases were brief and repeatedly disrupted by renewed fluvial activity. The findings support an interpretation of these deposits as a multichannel braided fluvial system with shallow channels, dominated by longitudinal bars

and fluid flows, with minor participation of hyperconcentrated flows and aeolian-fluvial interaction processes. Three evolutionary stages of the fluvial system were recognized: 1) shallow braided with clastic input; 2) a shallow braided with high volcanoclastic input; and 3) an incised fluvial system, with the generation of terraces and pedogenesis, currently of the wandering type.

The mineralogical composition of sediment, classified as litharenites and feldspathic litharenites, with a predominance of vitric volcanic fragments and acid volcanic lithics, indicate a strong volcanic signature throughout the succession. XRD analyses further support these observations, revealing mineral assemblages dominated by quartz, feldspars, and inherited clay minerals. Together, these data indicate that the sediments were not deposited directly from volcanic eruptions but rather resulted from the erosion, transport, and redeposition of previously emplaced pyroclastic deposits.

Radiocarbon dating on an *in situ* carob tree (*Prosopis flexuosa*) trunk from the base of Profile 1 (U1) yielded an age of 960-769 cal BP, constraining the onset of deposition of the basal unit. This basal age falls within the Medieval Climate Anomaly (950-750 BP; Lamb, 1965; Mann *et al.*, 2009), a time characterized by temperatures warmer than the historical average. This chronological context shows that the studied fluvial system was active during a period of significant climatic variability recognized in many regions worldwide. The combined influence of abundant volcanic sediment supply and active reworking controlled the evolution of the depositional system during this interval.

Overall, the studied deposits provide valuable insights into the interaction among volcanism, sediment supply, and fluvial processes in the Fiambalá Basin during the Late Holocene. The results contribute to a better understanding of the post-eruptive redistribution of volcanic materials and offer new evidence for reconstructing the paleoenvironmental evolution of northwestern Argentina during a period of regional climatic significance. The importance of the Late Holocene lies in the fact that it encompasses significant environmental and climatic variations, alternating between periods of greater aridity and humidity (Garleff *et al.* 1992). These fluctuations directly influenced the configuration of the physical landscape and the living conditions of the populations that

inhabited the area (Valero-Garcés *et al.*, 2003; Ratto *et al.*, 2013a, b, 2019; Fernandez-Turiel *et al.*, 2019).

Keywords: fluvial sedimentology, Late Holocene, volcanoclastic, Nacimientos, Barrial de la Punta.

INTRODUCCIÓN

El Bolsón de Fiambalá es un valle intermontano, ubicado entre los 27° 16´ a 27° 20´ S y 67° 42´ a 67° 37´ O, de los Andes Centrales de Argentina. Este sector se encuentra en la zona de transición entre el segmento de subducción subhorizontal pampeano (*flat slab*) y el *plateau* de la Puna, al norte (Ramos *et al.*, 2002). La cercanía con la interrupción del *flat slab* restablece la señal volcánica durante el Holoceno, asociada a los centros volcánicos como Cerro Blanco, Nevado Tres Cruces y Cueros de Purullá (Fig. 1; Rubiolo *et al.*, 2003; Montero López *et al.*, 2010; Fernandez-Turiel *et al.*, 2019; Báez *et al.*, 2020, 2024, 2025; entre otros). Estudios regionales recientes han resaltado el impacto de las grandes erupciones explosivas holocenas del extremo sur de la Zona Volcánica Central en la configuración ambiental y sedimentaria del Bolsón de Fiambalá y áreas adyacentes (Fernandez-Turiel *et al.*, 2026). Esta actividad volcánica explosiva influyó en la sedimentación del valle de Fiambalá y generó depósitos característicos de origen volcánico y volcanoclástico (Ratto *et al.*, 2013a, 2019; Ciccioli y Ratto, 2019; Fernandez-Turiel *et al.*, 2019; Báez *et al.*, 2020). En otras cuencas con influencia volcánica explosiva se ha demostrado que este tipo de aporte modifica la topografía, el drenaje, la estabilidad de los cursos fluviales y la composición de los sedimentos (Smith, 1991; Manville *et al.*, 2002, 2005, 2009; Umazano *et al.*, 2008; Villegas y Umazano, 2024).

Pese a esta actividad volcánica reconocida regionalmente, el origen (primario o secundario) de los depósitos volcanoclásticos expuestos en el Bolsón de Fiambalá no ha sido establecido a partir de un análisis sedimentológico de detalle. En particular, en el sector del río Fiambalá comprendido entre el Barrial

de La Punta y Los Nacimientos (Figs. 1, 2), donde afloran barrancas de hasta 7 m de altura con predominio de depósitos volcaniclásticos, no existen antecedentes que caractericen sus procesos depositacionales, acoten cronológicamente el registro o discutan su relación con los eventos eruptivos que afectaron la región. Resolver este problema es relevante por dos motivos: por un lado, permite avanzar en la comprensión de la interacción entre volcanismo, aporte sedimentario y dinámica fluvial en el Bolsón de Fiambalá, contribuyendo a la discusión más amplia sobre procesos de depositación primaria vs. redepositación de sedimentos volcaniclásticos en cuencas continentales (Smith, 1991; Manville *et al.*, 2002, 2005, 2009). Por otro lado, estas barrancas presentan interés geoarqueológico, ya que en ellas se han registrado restos funerarios correspondientes a los siglos XV-XVI, actualmente en estudio (Ratto, *com. pers.*), por lo que la caracterización sedimentológica, paleoambiental y cronológica constituye un marco de referencia necesario para futuras interpretaciones sobre la formación, estabilidad y exposición de dichos contextos arqueológicos.

A partir de este planteo, se propone como hipótesis que los depósitos volcaniclásticos expuestos en las barrancas del río Fiambalá no solo corresponden a acumulaciones primarias asociadas directamente a eventos eruptivos holocenos regionales, sino también a sedimentos secundarios, retrabajados por procesos fluviales y, en menor medida, eólicos (Montero López *et al.*, 2009; Fernandez-Turiel *et al.*, 2016, 2019; Ratto *et al.*, 2019). Esta hipótesis implica que la secuencia estudiada registra la dinámica geomorfológica y sedimentaria responsable de la redistribución regional del material volcánico en el Bolsón de Fiambalá durante el Holoceno.

En este trabajo se presenta un estudio sedimentológico detallado de los depósitos que conforman las barrancas del río Fiambalá a la altura del Barrial de La Punta y Los Nacimientos, al norte de la localidad de Medanitos, Departamento de Tinogasta, Catamarca (Figs. 1, 2). El objetivo es determinar las características paleoambientales de dichos depósitos en este sector del valle, analizar su composición con énfasis en el contenido volcánico para confirmar su origen primario o secundario, y acotar su génesis en el tiempo.

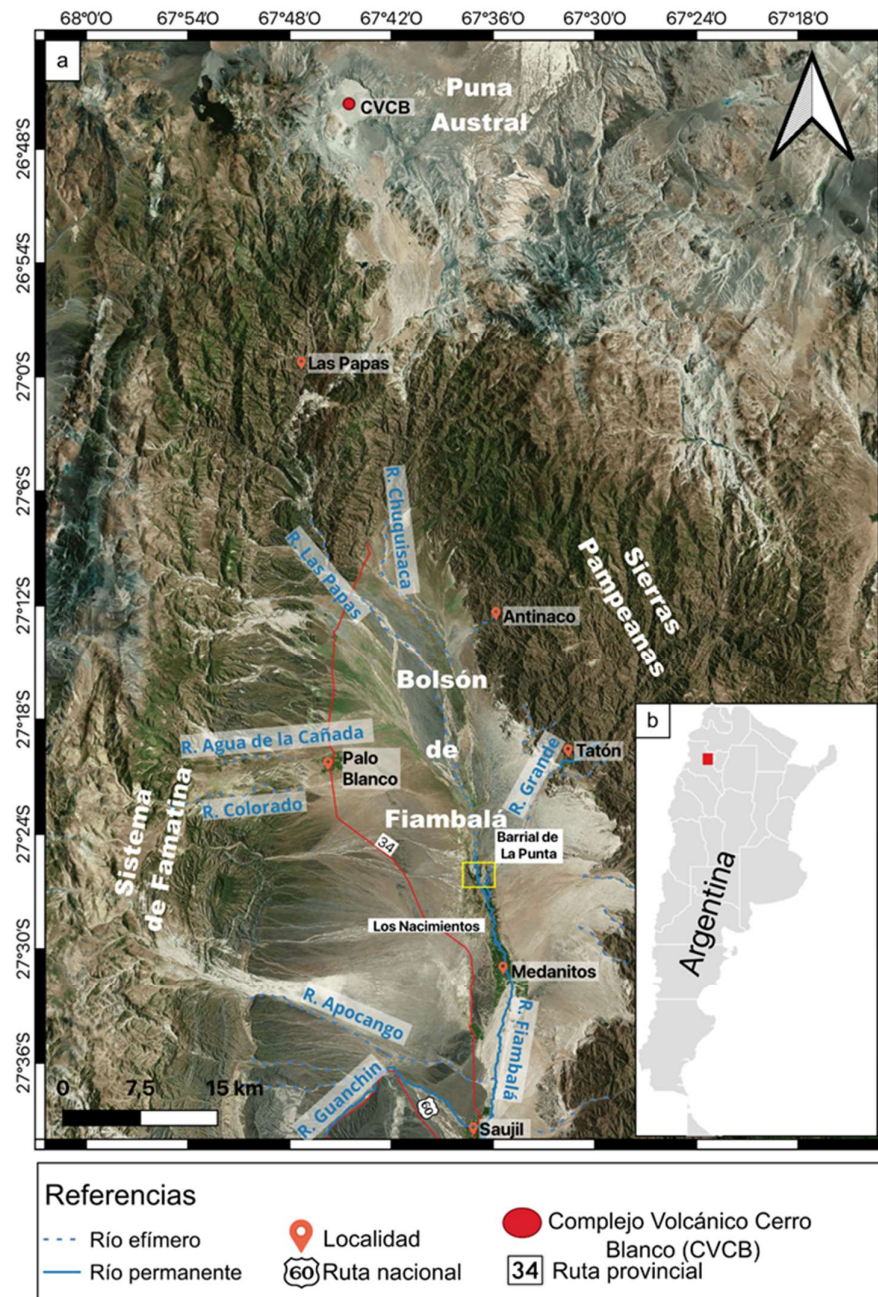


Figura 1. Ubicación geográfica del Bolsón de Fiambalá. a) Imagen satelital (Bing) con ríos, rutas y localidades, en relación con las provincias geológicas. b) Ubicación del Bolsón en la provincia de Catamarca, Argentina.

Figure 1. Geographic location of the Fiambalá Basin. a) Satellite image (Bing) showing rivers, roads and towns, in relation to the geological provinces. b) Location of the Basin in the province of Catamarca, Argentina.

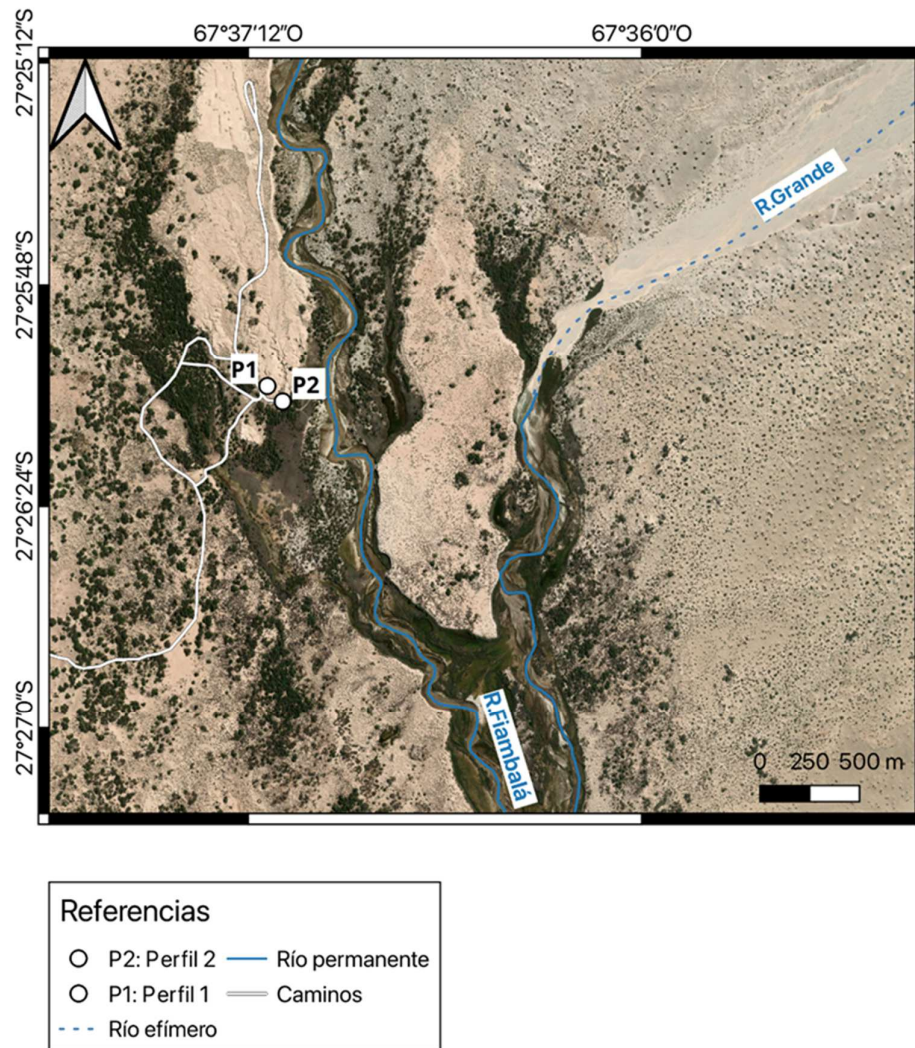


Figura 2. Detalle de la zona de estudio, con la ubicación de los perfiles levantados en las barrancas del río Fianbalá en el Barrial de La Punta (cantera El Barrial).

Figure 2. Detail of the study area, showing the profile locations in the cliffs of the Fianbalá River in the Barrial de La Punta (El Barrial quarry).

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

Contexto geológico

La Cordillera de los Andes es un orógeno de subducción de una longitud aproximada de 9000 km (Ramos, 1999). A lo largo de su extensión, se reconocen cuatro zonas volcánicas: 1) Zona Volcánica Norte; 2) Zona Volcánica Central;

3) Zona Volcánica Sur y 4) Zona Volcánica Austral (Gansser, 1973). La región de estudio se sitúa en la transición entre la zona de subducción subhorizontal pampeana y la Puna Austral ubicada en la parte sur de la ZVC.

El área de estudio corresponde al Bolsón de Fiambalá, valle intermontano comprendido entre el Sistema de Famatina al oeste, las Sierras Pampeanas al este y norte, y la Puna Austral más al norte (Fig. 1a). El Sistema de Famatina está formado por cordones serranos de rumbo N-S levantados durante la Orogenia Andina (Ramos, 1999), conformado por secuencias volcano-sedimentarias eopaleozoicas, granitoides ordovícicos y sedimentitas neopaleozoicas (Durand y López, 1996; Rubiolo *et al.*, 2003).

Las Sierras Pampeanas (Sierra de Fiambalá al este y Cordillera de San Buenaventura al norte; Fig. 1a) son cordones de basamento metamórfico neoproterozoico-paleozoico (Rubiolo *et al.*, 2003), levantados por fallas inversas durante la tectónica andina (Ramos, 1999, Ramos *et al.*, 2002).

La Puna Austral (Fig. 1a), ubicada en el sector septentrional del área y limitada por la Cordillera de San Buenaventura, se caracteriza por la abundancia de rocas volcánicas cenozoicas, incluyendo ignimbritas holocenas (p.ej., Las Papas, Cerro Blanco) (Rubiolo *et al.*, 2003; Montero López *et al.*, 2010; Báez *et al.*, 2015).

Contexto geomorfológico

El paisaje se clasifica como compuesto con interacción de procesos endógenos y exógenos. Entre estos últimos, los procesos aluvio-fluviales y eólicos junto con los de remoción en masa juegan un papel clave en la modelación del relieve (Rubiolo *et al.*, 2003; Fernandez Molina *et al.*, 2024).

En el sector central del Bolsón se concentran los depósitos fluviales, dominados por el río Fiambalá o Abaucán. Su morfología varía a lo largo de su recorrido: al norte de Los Nacimientos presenta un patrón recto a levemente sinuoso y carácter efímero, incidiendo en depósitos arenosos antes de emerger nuevamente en la zona de Los Nacimientos. Luego, allí presenta un diseño multicanalizado con canales sinuosos (sistema fluvial divagante), para terminar

con un patrón entrelazado más al sur. Sus principales afluentes son los ríos Las Papas, Chuquisaca, Agua de la Cañada, Colorado y Grande (Fig. 1a). El río Fiambalá sigue una dirección principal N-S paralela al valle, de régimen estacional con sus mayores caudales entre los meses de octubre a febrero (temporada estival, Sistema Nacional de Información Hídrica, 2026). En el río Fiambalá se reconocen barras longitudinales y transversales de pequeño porte, así como megaóndulas del tipo 2D y 3D. En el tramo donde los canales presentan mayor sinuosidad, se observan barras en espolón (*point bars*) de bajo porte. En la parte central del Bolsón, principalmente entre las localidades de Palo Blanco y Medanitos (Figs. 2; 3a, 3b), se reconocen niveles de terrazas fluviales generados por incisión fluvial, donde se ubican los perfiles analizados en este trabajo. Estos perfiles se localizan a una distancia de 109 m entre sí y presentan aspectos litológicos similares. Estas terrazas poseen alturas de hasta 7 m sobre el nivel actual del cauce, lo que sugiere una etapa de incisión posterior al depósito de los materiales que las conforman (Fig. 3b). Su posición, próxima al canal activo del río Fiambalá, permite vincular los procesos sedimentarios registrados en los perfiles con la dinámica fluvial actual del sistema.

La actividad eólica domina los procesos depositacionales en el sector centro-oriental y los erosivos en el sector occidental del valle (Rubiolo *et al.*, 2003; Deri y Ciccioli, 2018; Fernandez Molina *et al.*, 2024). Entre Fiambalá y Saujil predominan pequeñas dunas barjanoides y se observan acumulaciones de arena de pequeño a mediano tamaño (arena mediana, Rubiolo *et al.*, 2003; Deri y Ciccioli, 2018), que se forman al resguardo de la vegetación. Hacia el noreste, siguiendo la dirección predominante de los vientos (NNE-SSO), las acumulaciones arenosas aumentan de tamaño (de 3 a 8 metros de altura), dando lugar a dunas de crestas barjanoides y transversales, con crestas en dirección NO-SE (Deri y Ciccioli, 2018). Estas geoformas son reconocibles a la altura de la localidad de Medanitos (Fig. 1a).

En el flanco occidental de la Sierra de Fiambalá, en la región de Tatón, Antinaco y al este del Bolsón de Fiambalá, se reconocen dunas transversales y

longitudinales como también dunas ascendentes (Isla y Espinosa, 2017; Isla *et al.*, 2021; Fernandez Molina y Ciccioli, 2022, 2023).

Por último, en la parte central del valle, aledaña al río Fiambalá, se reconocen depósitos de dunas inactivas con indicios de vegetación y con evidencias de interacción con procesos fluviales (Deri y Ciccioli, 2018).

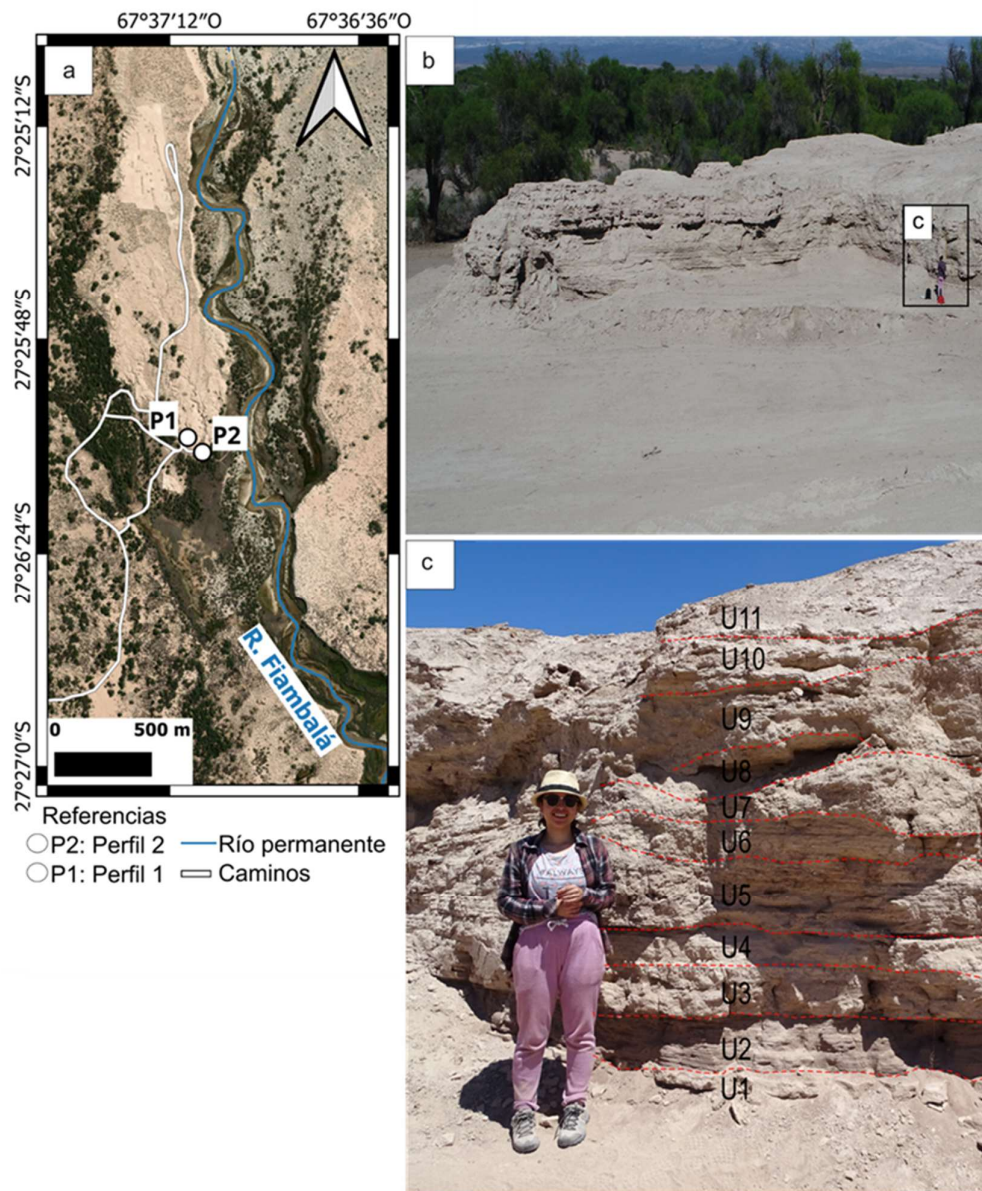


Figura 3. Detalle de la zona de estudio. a) Ubicación de los perfiles estudiados en las barrancas del río Fiambalá en el Barrial de La Punta. b) Vista general del afloramiento donde se ubica el

P1. c) Detalle del P1 indicando las unidades reconocidas (persona de 1,54 m de altura como referencia).

Figure 3. Detail of the study area. a) The location of the studied profiles in the cliffs of the Fiambalá River in the Barrial de La Punta. b) General view of the outcrop where P1 is located. c) Detail of P1 indicating the units (a person 1.54 m tall as a reference).

METODOLOGÍA

Se levantaron dos perfiles estratigráficos y sedimentológicos de detalle en las barrancas del río Fiambalá en el sector del Barrial de la Punta (predio de la cantera “El Barrial”), al norte de la localidad de Medanitos (Fig. 2). El Perfil 1 (P1) presenta un espesor de 2,21 m, mientras que el Perfil 2 (P2), ubicado 109 m al este del Perfil 1, posee un espesor de 3,55 m. El P2 fue elegido porque en este se encontraron restos funerarios momificados (Ratto, *com. pers.*), no obstante, debido a la explotación minera, no se encontraba en condiciones óptimas, por lo que se consideró como un perfil complementario al P1. Ambos perfiles corresponden a los mismos niveles aterrazados, sin embargo, resulta difícil realizar una correlación precisa (banco a banco) por la falta de un nivel guía claro. Se reconocieron y describieron unidades sedimentarias de acuerdo a las características texturales, delimitadas en función de cambios en la granulometría dominante, las estructuras sedimentarias, el color, la geometría de los cuerpos y el tipo de contacto basal. Estas unidades corresponden a una o más litofacies en el sentido de Miall (1978, 1996). Se optó por subdividir primero en unidades sedimentarias de detalle, ya que este enfoque permite un análisis más riguroso de cada intervalo antes de proceder a agrupamientos de mayor jerarquía interpretativa (facies y asociaciones de facies). Se recolectaron 27 muestras de distintas unidades de ambos perfiles (P1: U1, U2, U3, U4, U5, U6, U7, U8, U9 y P2: U1, U2, U3, U5, U6) con el propósito de realizar análisis granulométricos, composicionales y dos muestras para dataciones radiocarbónicas (U1 en P1 y U9 en P2).

Los estudios granulométricos consistieron en el análisis de 12 muestras mediante tamizado en seco, con un peso aproximado de entre 250 y 500 g cada

una, utilizando una agitadora Ro-Tap, siguiendo los procedimientos estandarizados del Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires (FCEN-UBA). Se utilizaron tamices tipo Tyler con aberturas que van desde 4 mm (-2 ϕ) hasta 53 μ m (4,75 ϕ) de acuerdo con la escala granulométrica de Udden-Wentworth (Wentworth, 1922). Por su parte, los clastos de las unidades ricas en sedimentos tamaño grava fueron analizadas con calibre y el redondeamiento de las partículas fue establecido mediante la carta de comparación visual (Powers, 1953). A su vez, los colores de los sedimentos fueron definidos con la escala de colores Munsell (Munsell, 2009).

Con los resultados de granulometría se calcularon los parámetros estadísticos (moda, media, mediana, asimetría, curtosis, tipo de distribución y selección) según los métodos gráficos y de momentos, utilizando los programas *GRADISTAT* v8.0 (Blott y Pye, 2001) y *Origin 9.6* (Li *et al.*, 2025) y se clasificaron siguiendo la propuesta de sedimentos clásticos usando la escala phi (Udden-Wentworth; Wentworth (1922)).

Dado el alto contenido de material volcaniclástico, se diferencian depósitos primarios cuando las partículas volcánicas son removilizadas inmediatamente después de las erupciones por flujos de escombros, hiperconcentrados y fluidos (Kataoka y Nakajo, 2002, Kataoka *et al.*, 2009), de los secundarios, movilizados posteriormente por otros agentes, como agua y viento (Manville *et al.*, 2002; Sohn y Sohn, 2019; Di Capua *et al.*, 2023).

Dos muestras correspondientes a restos de madera fueron datadas mediante el método de radiocarbono convencional en el Laboratorio de Tritio y Radiocarbono (LatyR) del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de la Universidad Nacional de La Plata-CONICET. Una de las muestras corresponde a un fragmento de tronco de algarrobo (*Prosopis flexuosa*) hallado *in situ* en la base de la unidad U1 del P1, y la otra muestra a un fragmento de carbón vegetal retransportado, recuperado en la unidad U9 a 130 cm desde la base del P2. Se calibraron usando el programa *OxCal 4.4* (Bronk Ramsey, 2021), utilizando la

curva de calibración *SHCal20* (Hogg *et al.*, 2020) para el hemisferio sur, con un nivel de confianza de 2σ , y se expresan como edades cal AP.

Se realizaron 13 preparados petrográficos de muestras de arena no consolidada (muy fina a muy gruesa) de las distintas unidades de los perfiles (P1: U2, U4, U5, U5A, U5L, U7, U8, U9; P2: U1, U2, U3, U5, U6), analizados con un microscopio petrográfico Leica DM750P con cámara digital DFC295. Se realizaron conteos de más de 300 granos en cada preparado, usando el método de conteo estandarizado (Scasso y Limarino, 1997). Se definieron 16 componentes modales que incluyen cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), feldespatos, tanto plagioclasas (P) y potásicos (Fk), y fragmentos líticos (L). Estos últimos se dividen en tres grandes grupos: plutónicos (Lp), metamórficos (Lm) y volcánicos (Lv). Los líticos volcánicos se agruparon según la composición de las pastas en líticos volcánicos ácidos (Lva) e intermedio-básicos (Lvm) como también líticos vítreos (Lv_v) que incluyen fragmentos pumíceos blocosos (Fpb), fibrovesiculares (Fpf), vesiculares (Fpv) o trizas (T). Por último, también se reconocieron minerales accesorios como anfíboles (Anf), piroxenos (Px), micas (M) tanto muscovita como biotita y minerales opacos (O). Los resultados obtenidos fueron graficados en la propuesta de clasificación de Folk *et al.* (1970).

Se analizó la composición mineralógica de las muestras a través de difracción de rayos X (DRX) en roca total con un difractómetro D8 DISCOVER DAVINCI (Bruker) en el Parque Científico-Tecnológico de la Universidad de Burgos (España). La semicuantificación de los minerales de roca total se realizó con el software *DIFFRAC.SUITE* (Bruker AXS, 2025). La fracción arcilla fue estudiada y semicuantificada en solo dos muestras fangosas (P1: U1 y U6) con un Difractómetro Bruker D2 Phaser en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS, UBA-CONICET). Para separar la fracción arcilla se siguió el protocolo estándar de agregados orientados: desagregación mecánica (licuadora industrial) y por ultrasonido, eliminación del carbonato mediante buffer acético-acetato de sodio (solución de Morgan, pH 5) y de la materia orgánica con peróxido de hidrógeno o hipoclorito de sodio. Las suspensiones se lavaron

por centrifugación hasta quedar libres de sales, se dispersaron con Dispex-N40 (0,1%) y la fracción $< 2 \mu\text{m}$ se separó por centrifugación/decantación.

Por último, se realizaron mediciones de carbono orgánico, a través de la técnica de pérdida por ignición (*LOI*: Loss on Ignition; Dean, 1974; Heiri *et al.*, 2001) a 550°C por un período de 5 horas, a través de la calcinación con una mufla, en el Parque Científico de la Universidad de Burgos (España). El contenido de carbonato de calcio (CaCO_3) se cuantificó utilizando un calcímetro CALHH81 Netto S.E del IGeBA, UBA, también en las mismas 9 muestras del P1 (U1, U2, U3, U4, U5, U6, U7, U8 y U9).

RESULTADOS

Perfiles sedimentológicos

Dos perfiles sedimentológicos (P1: $27^{\circ}26'04,5''\text{S}$, $67^{\circ}37'08,5''\text{O}$; P2: $27^{\circ}26'07,0''\text{S}$, $67^{\circ}37'05,7''\text{O}$; Figs. 2, 3a, 3c, 6a) de los depósitos holocenos (Amado Silvero, 2021; Amado Silvero y Ciccioli, 2022) del río Fiambalá, se levantaron a 10 km al norte de Medanitos, en el predio de la cantera “El Barrial”, en el Barrial de la Punta. Las litofacies empleadas a lo largo del trabajo y sus respectivas interpretaciones se presentan en la Tabla 1.

El Perfil 1 (Figs. 3b, 3c, 4) (P1) presenta un espesor de 2,21 m. De base a techo, se reconocieron 11 unidades sedimentarias (U).

Unidad 1 (U1): presenta la base cubierta, y consiste en un banco lentiforme (Fig. 5a), de 11 cm de espesor observable, de fango (F: 100%), de color gris rosado (5YR 7/2). Muestra laminación horizontal (Fl) en la parte inferior y estructura masiva hacia la parte superior (Fm). Lateralmente, se reconocen restos de un tronco de algarrobo (*Prosopis flexuosa*) *in situ* que ha sido cubierto por los sedimentos de esta unidad (Fig. 5b), el cual ha sido datado por el método radiocarbono (^{14}C) (ver sección ‘*Dataciones radiométricas ^{14}C* ’).

Unidad 2 (U2): consiste en un banco tabular, de 27 cm de espesor, con base neta a transicional, de arenas gruesas de color gris blancuzco (5YR 7/1),

pobrementemente seleccionadas y con una distribución polimodal (moda principal: en 0,868 ϕ ; modas secundarias: 0,364 ϕ y 3,863 ϕ). Presentan laminación horizontal (Sh) a laminación inclinada de bajo ángulo (Sl) (Fig. 5a). Se reconocen niveles lenticulares, de hasta 5 cm de espesor, formados por fragmentos pumíceos de 1 mm de diámetro promedio.

Código de litofacies	Descripción	Interpretación
Fl	Fango con laminación horizontal	Decantación
Fm	Fango masivo	Flujos hiperconcentrados/Decantación/Bioturbación
FSl	Fango arenoso con laminación inclinada de bajo ángulo	Lecho plano de bajo régimen
FSr	Fango arenoso con laminación ondulítica	Migración de óndulas de corriente
FSH	Fango arenoso con laminación horizontal	Lecho plano de alto o bajo régimen
SFh	Arena fangosa con laminación horizontal	Lecho plano de bajo o moderado régimen
SFm	Arena fangosa masiva	Flujos hiperconcentrados/Bioturbación/Rápida depositación
SFl	Arena fangosa con laminación inclinada de bajo ángulo	Lecho plano de bajo o alto régimen
Sh	Arena con laminación horizontal	Lecho plano de bajo o alto régimen
Sl	Arena con laminación inclinada de bajo ángulo	Lecho plano de bajo o alto régimen
Shg	Arena con laminación horizontal y gradación inversa de intralámina	Migración de óndulas eólicas
Sm	Arena masiva	Flujos hiperconcentrados/Bioturbación/Rápida depositación
Sp	Arena con estratificación entrecruzada tabular planar	Migración de megaóndulas subácueas o barras arenosas transversales
Sre	Arena con laminación ondulítica eólica	Migración de óndulas eólicas
Sr	Arena con laminación ondulítica de corriente	Migración de óndulas subácueas
Sa	Arena con antidunas	Migración de antidunas en flujo fluido de alto régimen

SGa	Arena guijarrosa con antidunas	Migración de antidunas en flujo fluido de alto régimen
SGh	Arena guijarrosa con laminación horizontal	Lecho plano de alto régimen
Gcm	Grava clasto soportada masiva	Depósitos residuales de canal o migración de barras longitudinales
Gch	Grava clasto soportada con estratificación horizontal	Migración de barras longitudinales
Gcp	Grava clasto soportada con estratificación entrecruzada tabular planar	Migración de barras transversales
Gct	Grava clasto soportada con estratificación entrecruzada en artesa	Migración de barras transversales
GSm (c)	Grava arenosa clasto soportada masiva	Depósitos residuales de canal o migración de barras longitudinales o flujo hiperconcentrado
GSh	Grava arenosa con estratificación horizontal	Migración de barras longitudinales

Tabla 1. Código de litofacies empleadas, descripción, interpretación de los procesos depositacionales (modificado de Miall, 1978, 1996).

Table 1. Lithofacies codes used, description, interpretation of the depositional processes (modified from Miall, 1978, 1996).

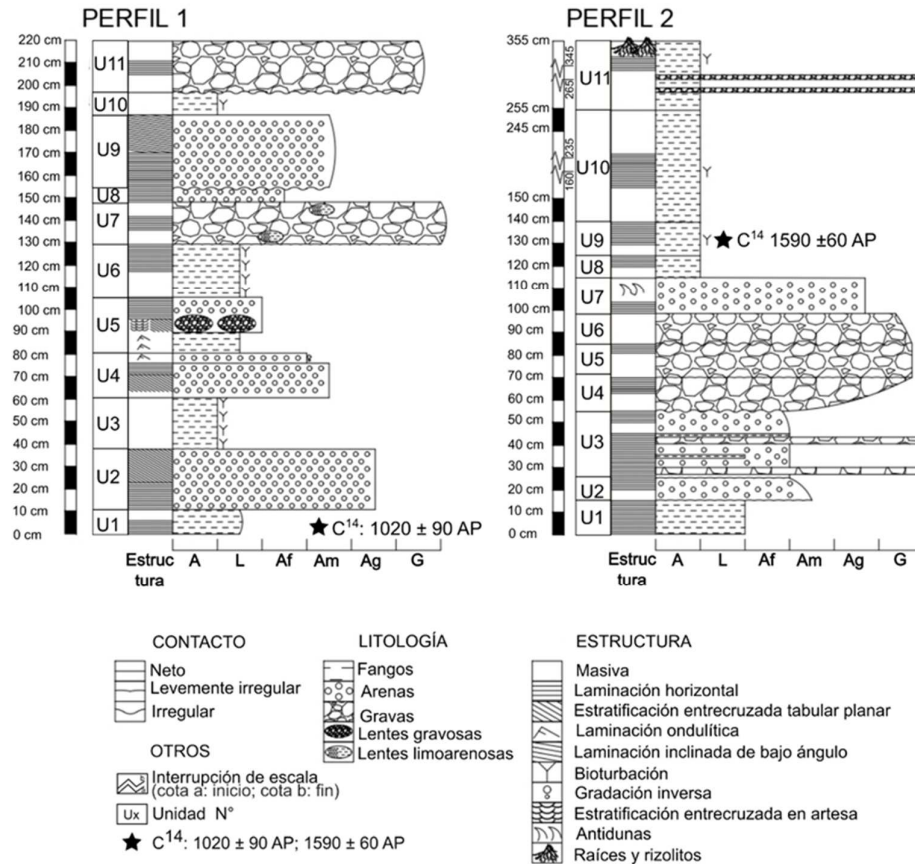


Figura 4. Perfiles 1 y 2 del río Fiambalá, con características de las unidades (U1-U11) y edades radiocarbónicas. El símbolo en zigzag indica un quiebre de escala para comprimir el espesor de las unidades (condiciones litológicas y estructurales constantes).

Figure 4. Profiles 1 and 2 of the Fiambalá River, showing unit characteristics (U1-U11) and radiocarbon ages. The zigzag symbol indicates a scale break to compress the thickness of the units (constant lithological and structural conditions).

Unidad 3 (U3): presenta un contacto basal neto irregular. Se trata de un banco de geometría lentiforme, de 23 cm de espesor en su parte más espesa, de fango arcilloso (F: 100%) de color blanco (7.5 YR 8/1). Presenta estructura masiva (Fm) y se reconocen escasos y aislados (<1%) fragmentos pumíceos, redondeados a subredondeados, con tamaño promedio de 0,2 cm. Internamente, se encuentra integrado por capas tabulares apiladas verticalmente que varían desde 2 cm hasta 7 cm de espesor, limitadas por superficies basales irregulares. Algunas de

estas capas presentan evidencias de bioturbación (tubos verticales e inclinados y rizolitos) y en otras se reconocen niveles cementados (calcita: 0,5%).

Unidad 4 (U4): Es un banco tabular, de 20 cm de espesor y color blanco (7.5 YR 8/1) con contacto basal neto. Texturalmente está formada por arena mediana fangosa (A: 86 %, F: 14%). El análisis granulométrico permite reconocer una distribución bimodal con moda principal en arena mediana (1,868 ϕ) y moda secundaria en limo grueso (4,113 ϕ). La unidad se divide en 4 subunidades (SU): la subunidad inferior, masiva (Sm) con fragmentos pumíceos dispersos, redondeados a subredondeados, de diámetros promedios de 0,5 cm; la SU2 con difusa estratificación entrecruzada tabular planar (Sp); la SU3 está caracterizada por el predominio de laminación horizontal (Sh) y la SU4 se inicia con 7 cm de laminación horizontal (Sh) y culmina con arenas más finas a limosas con laminación ondulítica (Sre) y horizontal con gradación inversa de intralámina (Shg). En aspectos generales, hacia el techo de la unidad se reconoce una menor proporción de fragmentos pumíceos.

Unidad 5 (U5): presenta contacto basal levemente irregular. Es un banco tabular, de 25 cm de espesor, de color blanco rosado (7.5 YR 8/2). Texturalmente comienza con fango arenoso (A: 48,5%, F: 51,5%) que presenta laminación ondulítica (FSr) en la base. En la parte media de la unidad, se reconocen lentes, de 60 cm de ancho y 7 cm de espesor aproximadamente, de gravas clasto-soportadas con una matriz areno-fangosa (G: 67,4%, A: 22,8%, F: 9,6%). Las gravas se encuentran compuestas íntegramente por fragmentos pumíceos blancos, redondeados a subredondeados, de 0,5 cm de diámetro promedio y 1,5 cm de diámetro máximo (guija o su equivalente lapilli grueso). Presentan estructura masiva (Gcm) y estratificación entrecruzada tabular planar (Gcp) y en artesa (Gct). Dentro de las lentes, la proporción de los fragmentos pumíceos disminuye hacia el techo. Por último, se distingue laminación horizontal (FSh) en el techo de la unidad.

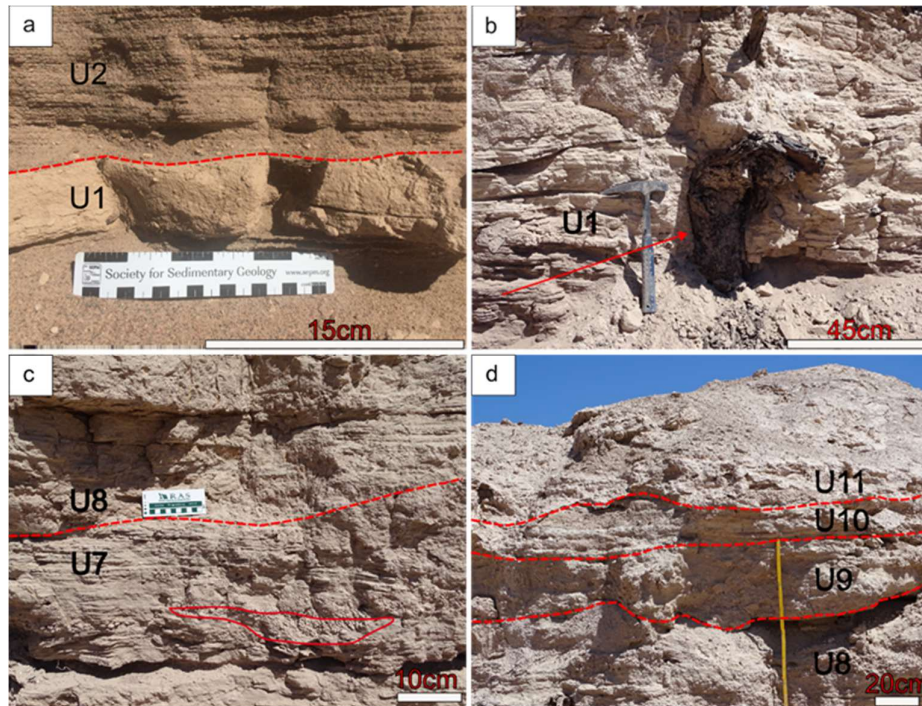


Figura 5. Detalle de las unidades del Perfil 1. a) U1 con aspecto masivo, y por encima, la U2 con laminación horizontal. b) Tronco *in situ* datado por ^{14}C , en la U1. c) U7 con lentes gravosos y contacto con la U8 fangosa. d) Unidades superiores: U8, U9, U10 y U11.

Figure 5. Detail of the units of Profile 1. a) U1 with a massive appearance, and above it, U2 with horizontal lamination. b) *In situ* trunk dated by ^{14}C in U1. c) U7 with gravelly lenses and the contact with muddy U8. d) Upper units: U8, U9, U10 and U11.

Unidad 6 (U6): presenta contacto basal neto con la U5. Se trata de un banco tabular, de 24 cm de espesor, de fango (F: 100%) de color blanco rosado (7.5 YR 8/2). Internamente, se reconocen delgadas capas mantiformes de 6 cm de espesor promedio, limitados por superficies planas a irregulares. Los fangos son masivos en la base y muestran laminación horizontal hacia el techo (Fm-Fl). En menor medida, se observan intercalaciones de delgados niveles (1 a 2 cm) con mayor concentración de fragmentos pumíceos tamaño gránulo (en promedio 0,3 cm) alineados con la laminación. Hay pocas intercalaciones de delgadas lentes, de 2,5 cm de ancho y 2 cm de espesor, de arenas finas moteadas masivas en la base (Sm) y con laminación horizontal hacia la parte superior de la unidad

(Sh). Se reconoce abundante bioturbación representada por rizolitos y un nivel más endurecido o cementado (calcita: 1,5%).

Unidad 7 (U7): presenta un contacto basal neto plano a erosivo lateralmente sobre la U6. Es un banco lentiforme, de 19 cm de espesor, de color blanco (7.5 YR 8/1) en su matriz arcillosa. Texturalmente está dominado por grava fina clasto-soportada con matriz areno-fangosa (G: 64,5%, A: 21,9% y F: 13,5%), formada enteramente por fragmentos pumíceos blancos, de tamaños guija de 0,5 cm de diámetro promedio y 3,5 cm de diámetro máximo. Las gravas se presentan masivas mayormente con excepción de un sector central en el cual se reconoce estratificación horizontal (Gcm-Gch-GSm (c)). Estas lentes gravosas (Fig. 5c) pasan lateralmente a arenas gruesas y limos.

Unidad 8 (U8): tiene un contacto basal neto a transicional con la U7. Se trata de un banco tabular, de 6 cm de espesor, de color marrón claro (7.5YR 6/3) compuesto por arenas muy finas fangosas (Figs. 5c, 5d), moderadamente seleccionadas, con una alta proporción de limo grueso (A: 82,2% y F: 17,8%). Exhiben laminación horizontal a inclinada de bajo ángulo (SFh-SF1) y evidencias de bioturbación representadas principalmente por rizolitos verticales.

Unidad 9 (U9): presenta un contacto basal erosivo con la infrayacente U8. Consiste en un banco lentiforme (Fig. 5d), de 33 cm de espesor en su máxima extensión, de arena de mediana fangosa (A: 68,9% y F: 31,1%) de color blanco rosado (7.5 YR 8/2). Presenta 8,5% de calcita. Se divide en dos subunidades: la inferior muestra laminación horizontal (Sh) y la superior presenta difusa laminación inclinada de bajo ángulo (Sl), que resalta por la disposición de los fragmentos pumíceos siguiendo la laminación de las capas. Estos fragmentos son escasos, de color blanco y tamaños guijas (diámetro promedio de 0,5 cm) a guijarros (máximos de 2,5 cm), subredondeados a redondeados.

Unidad 10 (U10): exhibe un contacto neto plano sobre la U9. Consiste en un banco tabular (Fig. 5d), de 10 cm de espesor, de fangos (F: 100%) de color blanco (7.5 YR 8/1), con intercalaciones de delgados niveles de color marrón rojizo claro (5 YR 6/3); en ambos casos, con estructura masiva (Fm). Se reconocen

escasos fragmentos pumíceos blancos dispersos de tamaño promedio de 0,5 cm (gránulo) y abundante bioturbación representada por tubos verticales y rizolitos.

Unidad 11 (U11): constituye el techo del perfil, se apoya mediante una superficie erosiva sobre la U10. Se trata de un banco lentiforme, de 23 cm de espesor, de color gris claro (7.5 YR 7/1; Fig. 5d). Texturalmente corresponde a gravas clasto-soportadas compuestas predominantemente por fragmentos pumíceos de 1,5 cm de diámetro promedio, subredondeados a redondeados, con estructura masiva a estratificación horizontal (Gcm-Gch). El tamaño de los fragmentos disminuye hacia el techo del banco.

El Perfil 2 (Figs. 3a, 4, 6a) (P2), de 3,45 metros de espesor, se encuentra a 109 m al este del P1, sobre la barranca opuesta del río Fiambalá (Fig. 3a).

Unidad 1 (U1): presenta contacto basal cubierto. Esta unidad, de 15 cm de espesor, está compuesta por capas tabulares de color gris parduzco claro (10 YR 6/2; Fig. 6b), limitados por superficies planas a levemente irregulares. Texturalmente corresponde a fangos arenosos pobremente seleccionados (A: 33,7%, F: 66,3%), con laminación horizontal (FSh) y se reconocen fragmentos pumíceos aislados de tamaño gránulo.

Unidad 2 (U2): tiene un contacto basal levemente irregular con la infrayacente U1 (Fig. 6b). Es un banco lentiforme, de 10 cm de espesor, de color gris amarronado (10YR 5/2), formado por arenas finas fango-gravillosas, muy pobremente seleccionadas (G: 26,4%, A: 41,2%, F: 32,4%). La fracción gravosa está representada por fragmentos pumíceos blancos con tamaños promedios de 2 cm (guija). Presenta estructura masiva (SFm) aunque localmente también se reconoce estratificación horizontal (SFh).

Unidad 3 (U3): presenta una base neta a irregular. Es un banco tabular (Fig. 6b), de 20 cm de espesor, de color marrón pálido (5YR 8/1), de arenas finas moderadamente seleccionadas (G: 0,1%, A: 93,9%, F: 5,9%). Internamente, se reconocen capas, de hasta 5 cm de espesor, de arenas con laminación horizontal (Sh) que hacia el techo pasan a láminas de fangos arcillosos (Fl). Es común la

presencia de delgados niveles de gravas finas con estratificación horizontal (Gh) ricas en fragmentos pumíceos marcando las bases de dichas capas. En relación con la proporción de gravas, se puede distinguir dos subunidades: la inferior, con una mayor proporción de niveles gravosos y la superior, con menor cantidad de gravas y mayor contenido de láminas fangosas.

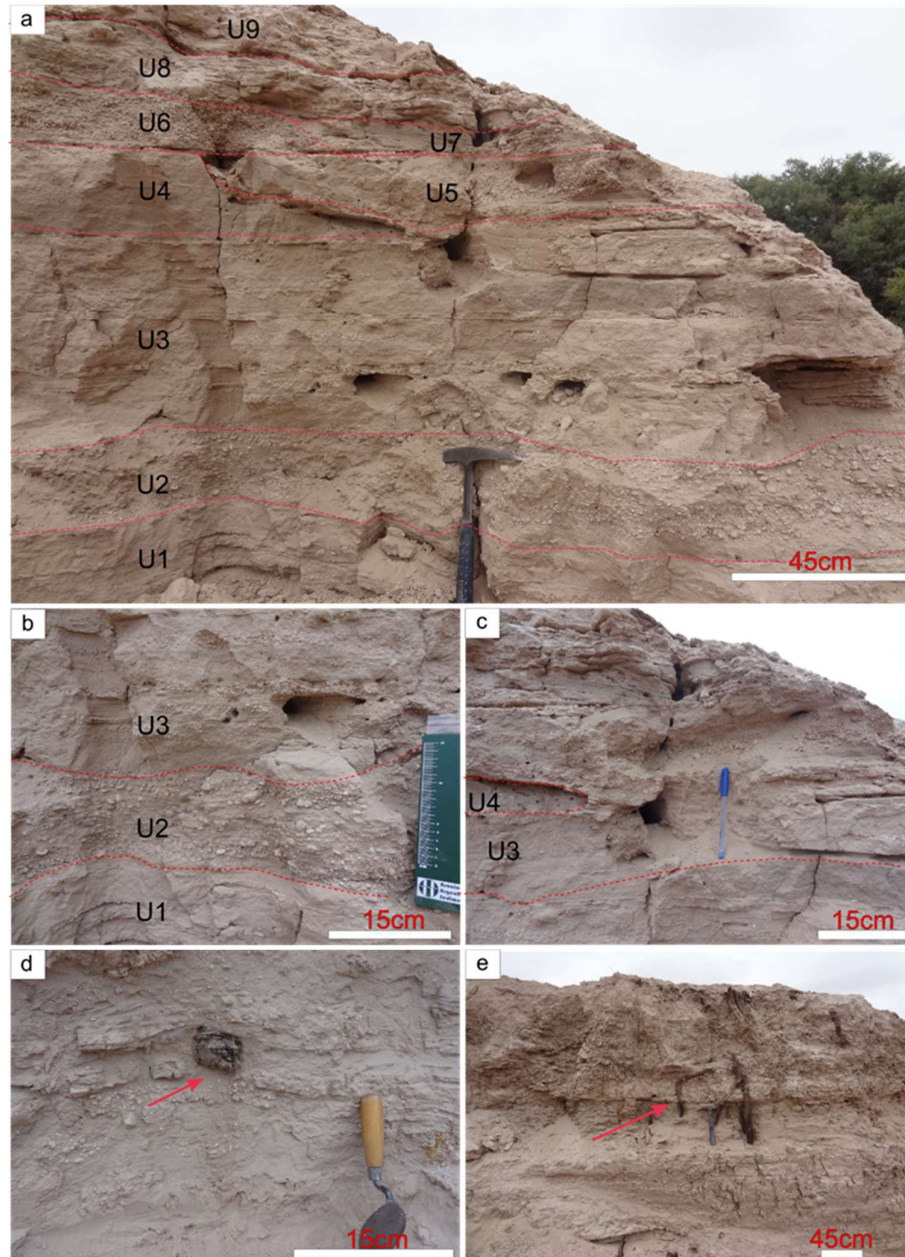


Figura 6. Unidades del P2. a) P2 en la barranca opuesta a P1. b) Bancos mantiformes con alta proporción de fragmentos pumíceos gruesos (U2) y niveles arenosos con estratificación horizontal (U3). c) U3 con capas gravosas basales que disminuyen hacia el techo, y U4 lobular con arenas finas. d) U9: fango con pumíceos, estructura masiva y laminada; se señala el tronco datado por ^{14}C . e) Depósitos fangosos masivos con bioturbación (flecha roja) de la U11.

Figure 6. Units of P2. a) P2 in the ravine opposite P1. b) Mantiforme strata with high proportion of coarse pumice fragments (U2) and sandy levels with horizontal stratification (U3). c) U3 with basal gravelly layers decreasing upward, and lobate U4 with fine sands. d) U9: mud with pumice, massive to laminated structure; the trunk dated by ^{14}C is marked. e) Massive muddy deposits of U11 with evidence of bioturbation (red arrow).

Unidad 4 (U4): presenta contacto basal neto sobre la U3. Se trata de un banco lobulado (Fig. 6c), de 10 cm de espesor, de color gris claro (10YR 7/2). Texturalmente corresponde a arenas finas con intercalaciones de delgadas capas formadas por fragmentos pumíceos tamaño guija. Las arenas exhiben estructura masiva (Sm) o con una difusa laminación horizontal (Sh).

Unidad 5 (U5): Es un banco de geometría lenticular, de 15 cm de espesor, con base erosiva y de color gris claro (10 YR 7/1). Está compuesto por gravas inmersas en una matriz areno fangosa (G: 33%, A: 55,8%, F: 11,3%). Los clastos gravosos corresponden a pómez de 0,5 cm de diámetro promedio y hasta 1,5 cm de diámetro máximo. Son distintivas las lentes compuestas principalmente por gravas areno-fangosas clasto-soportadas masivas a estratificadas horizontalmente (GSm y GSh).

Unidad 6 (U6): Es un banco tabular, 15 cm de espesor, con contacto basal irregular, de color gris claro (10YR 7/1). Se encuentra formada principalmente por gravas clasto-soportadas, con matriz areno fangosa muy pobremente seleccionada (G: 61,1%, A: 29,9%, F: 9%). La fracción gravosa se encuentra representada principalmente por fragmentos pumíceos de tamaño promedio de 1,5 cm de diámetro y mínimos de 0,5 cm. Presenta estructura masiva (Gcm), aunque hacia el techo de la unidad se reconoce una difusa estratificación horizontal (GSh) marcada por una leve alineación de clastos.

Unidad 7 (U7): posee un contacto basal erosivo con la infrayacente U6. Es un banco de geometría lenticular, de 30 cm de espesor, de color gris claro (7.5 YR 7/1). Se inicia con 7 cm de gravas clasto-soportadas masivas (Gcm), compuestas por pómez de un diámetro promedio de 0,5 cm, que continúan, hacia el techo, con arenas guijarrosas que presentan antidunas y laminación horizontal (SGa, SGh).

Unidad 8 (U8): presenta un contacto basal del tipo neto y plano. Es un banco tabular, de 10 cm de espesor, dominado por arcillas de color gris rosado (7.5 YR 7/2). Presentan estructura masiva (Fm) o difusamente laminada (Fl).

Unidad 9 (U9): presenta una base neta. Es un banco tabular, de 15 cm de espesor y color blanco rosado (7.5 YR 8/2). Se encuentra integrado por fangos (Fig. 6d), con fragmentos pumíceos aislados (tamaño guija). Los fangos se reconocen masivos (Fm) y con laminación horizontal (Fl). Se encontraron restos de carbón vegetal asociados con rizolitos y otros como fragmentos retransportados; uno de estos fragmentos fue datado por el método radiocarbónico (ver sección '*Dataciones radiométricas ¹⁴C*', Fig. 6d).

Unidad 10 (U10): presenta una base plana y 115 cm de espesor máximo. Está compuesta principalmente por fangos, de color gris claro (10 YR 7/2), masivos y laminados (Fm y Fl) que se presentan en bancos de geometría tabular que varían desde 20 cm hasta 40 cm de espesor, apilados verticalmente. Cada uno de estos bancos está limitado por superficies basales planas a levemente irregulares. En forma subordinada, se reconocen delgadas capas dominadas por fragmentos pumíceos (tamaño guija), subredondeados.

Unidad 11 (U11): Corresponde al techo del perfil, de 90 cm de espesor y contacto basal transicional. Está integrada por fangos y arenas gravosas de color gris claro (10 YR 7/2) con estructura masiva a blocosa; en sectores se reconoce una difusa laminación horizontal (Fm, Fl, SGm, SGh). Esta unidad se encuentra intensamente bioturbada con abundantes restos de troncos y raíces *in situ* como rizolitos verticales, subhorizontales y horizontales dado que corresponde al nivel superficial del perfil (Fig. 6e).

Composición mineralógica de los sedimentos

Secciones delgadas. Para el estudio mineralógico se observaron al microscopio petrográfico 13 secciones delgadas de arenas muy gruesas a muy finas artificialmente consolidadas. Los resultados de los conteos se presentan en la Tabla 2.

Las muestras del P1 se clasificaron como litoarenitas (Lt: 73,8-91,42%; Ft: 6,85-23,99%; Qt: 0,99-13,61%), salvo la unidad basal arenosa, que corresponde a una feldarenita lítica (1.U2; Lt: 31,27%; Ft: 40,72%; Qt: 28,01%, Tabla 2), mientras que las muestras del P2 se clasificaron como litoarenitas (Lt: 73,36-75,64%; Ft: 11,58-15,39%; Qt: 8,97-15,06%; Tabla 2) y litoarenitas feldespáticas (Lt: 45,36-62,81%; Ft: 21,66-27,68%; Qt: 9,51-31,07%; Tabla 2) de acuerdo con la propuesta de Folk *et al.* (1970) (Fig. 7). Dada la proporción significativa de los fragmentos líticos, se realizaron diagramas ternarios hijos: uno modificando la propuesta de Folk *et al.* (1970) según el tipo de lítico: Lv (líticos volcánicos), Lm (líticos metamórficos), Lp (líticos plutónicos) (Figs. 8a, 8b), y otro, dada la importante presencia de líticos volcánicos, según sus variedades: Lvv (líticos volcánicos vítreos); Lva (líticos volcánicos ácidos); Lvm (líticos volcánicos intermedios-básicos) (Figs. 8c, 8d). La mayoría de las muestras del P1 y P2 (12 de 13) se clasificaron como volcarenitas (Lv).

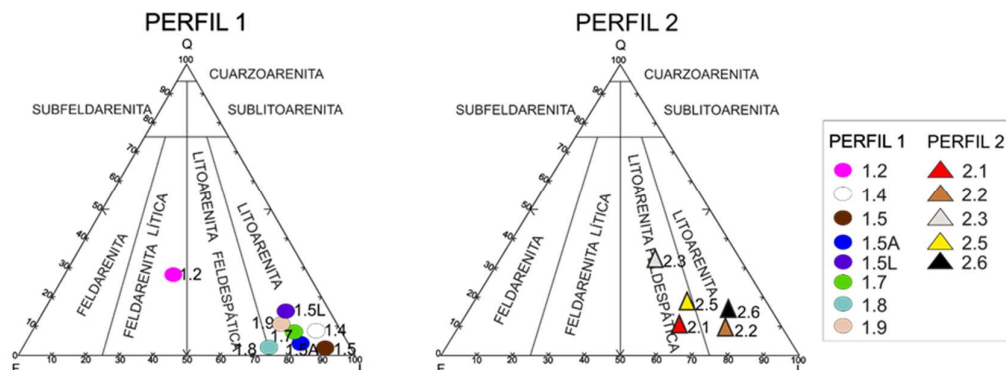


Figura 7. Diagrama Q: F: L (cuarzo: feldespato: líticos totales) según la propuesta de Folk *et al.* (1970) para las muestras del P1 (izquierda) y P2 (derecha).

Figure 7. Q: F: L diagram (quartz: feldspar: total lithics) according to the proposal of Folk *et al.* (1970) for samples P1 (left) and P2 (right).

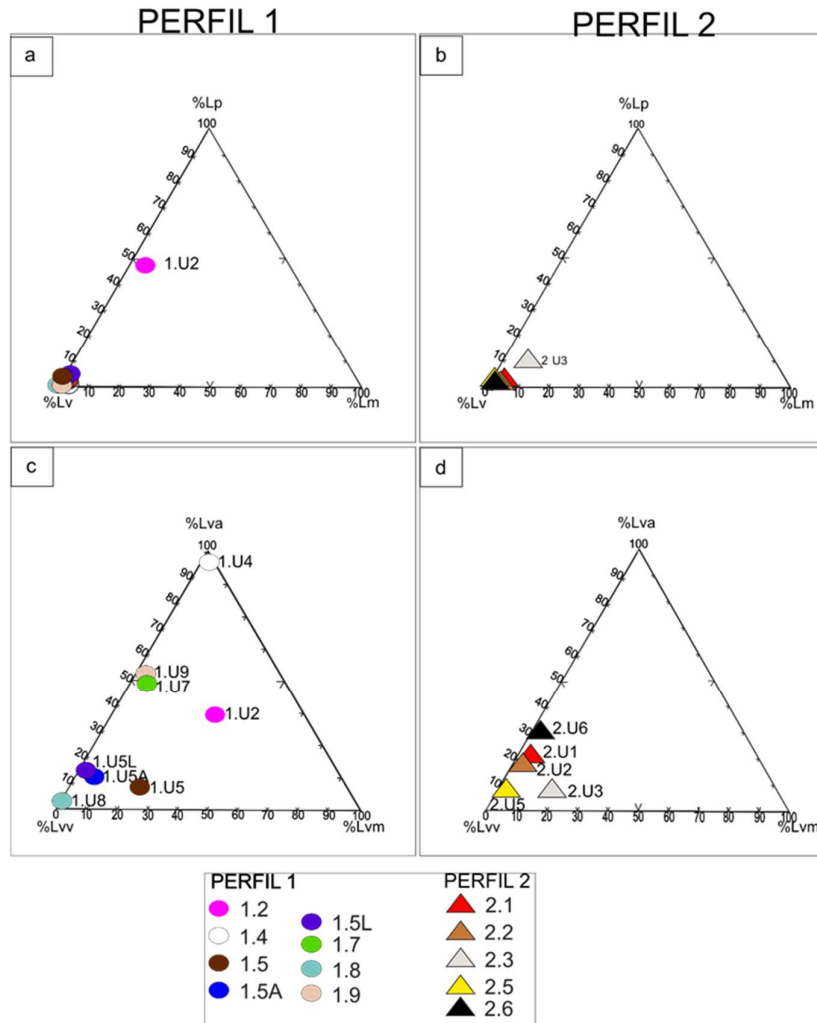


Figura 8. a y b) Diagramas ternarios hijos para las arenas del P1 y P2 según Lm (líticos metamórficos), Lv (líticos volcánicos) y Lp (líticos plutónicos). c y d) Diagramas ternarios hijos según Lva (líticos volcánicos ácidos), Lvv (líticos volcánicos vítreos) y Lvm (líticos volcánicos intermedios-básicos) para P1 y P2 respectivamente.

Figure 8. a and b) Ternary plots for sand from P1 and P2 based on Lm (metamorphic lithics), Lv (volcanic lithics), and Lp (plutonic lithics). c and d) Ternary plots based on Lva (acidic volcanic lithics), Lvv (vitric volcanic lithics), and Lvm (intermediate-basic volcanic lithics) for P1 and P2, respectively.

En ambos perfiles, dentro del grupo predominante de líticos (31-91%), se destacan los volcánicos vítreos (0,52-66,77%): fragmentos pumíceos blocosos, vesiculares, fibrovesiculares y trizas (Figs. 9a-9c). Los Lva (0,34-79,9%), de textura principalmente felsítica, resultan muy importantes en algunas muestras (1.U4, 1.U7 y 1.U9) y, en otras, se presentan fuertemente alterados a arcillas y carbonatos (1.U7). Los Lvm varían entre 0,84 a 20,31%, con pastas de texturas microlíticas por sobre las pilotácicas (Figs. 10a). En algunas muestras (1.U5, 2.U3) presentan alteraciones intensas a óxidos (Fig. 10.b). Por su parte, los Lp corresponden a granitoides (Fig. 9d) de textura granosa que se presentan en proporciones variables entre 0 a 13,43%. Finalmente, los Lm varían entre proporciones bajas (0 a 3,72%), muestran texturas granoblásticas y, en algunos casos, foliaciones (Fig. 10c).

Entre los feldespatos predominan las plagioclasas (P: 5,54 a 27,76%) sobre las variedades potásicas (Fk: 0 a 9,55%). Las primeras presentan maclas polisintéticas (Fig. 9e) y, en algunos casos, se encuentran zonadas (Fig. 10e) o cribadas y muestran rebordes de vidrio adosado. Los feldespatos potásicos son principalmente ortosa, en ocasiones, con pertitas (Fig. 10d) y frecuentemente alterados a arcillas y raramente microclino con su clásica macla en arpillera (Fig. 10f).

Muestra	Qm	Qp	P	Fk	Lva	Lvm	Lvv	Lp	Lm	M	O	Px	Anf	Qt	Ft	Lt	Clasif (Folk et al. 1970)
1.U2	21,79	3,8 8	27,76	9,5 5	4,78	4,78	4,17	13,43	1,4 9	3,28	0,6 0	2,9 9	1,4 9	28,01	40,72	31,27	Feld. lítica
1.U4	5,15	3,8 8	6,19	0,5 2	79,90	3,09	0,52	1,03	0,0 0	2,06	0,0 0	0,0 0	0,0 0	6,84	6,85	86,31	Litoarenita
1.U5	0,92	0,0 0	5,54	1,5 4	6,46	20,31	58,50	0,00	0,0 0	4,62	0,3 1	0,0 0	1,8 5	0,99	7,59	91,42	Litoarenita
1.U5A	3,64	0,4 0	8,91	2,0 2	6,88	4,86	55,50	0,00	0,0 0	12,15	1,6 2	0,0 0	4,0 5	4,92	13,30	81,78	Litoarenita
1.U5L	11,39	0,8 4	8,86	2,1 1	8,44	0,84	54,40	2,11	0,8 4	9,28	0,0 0	0,0 0	0,8 4	13,61	12,21	74,18	Litoarenita
1.U7	3,36	0,7 5	7,09	0,3 7	37,31	4,10	38,10	0,37	0,3 7	8,21	0,0 0	0,0 0	0,0 0	4,48	8,13	87,39	Litoarenita
1.U8	2,01	0,0 0	21,81	0,0 0	0,34	0,00	66,80	0,00	0,0 0	9,06	0,0 0	0,0 0	0,0 0	2,21	23,99	73,80	Litoarenita
1.U9	8,51	1,0 6	13,12	0,7 1	32,62	2,48	29,80	0,71	1,4 2	9,57	0,0 0	0,0 0	0,0 0	10,58	15,30	74,12	Litoarenita

2.U1	6,60	1,3 9	22,22	1,0 4	10,42	2,43	38,90	0,35	0,6 9	15,97	0,0 0	0,0 0	0,0 0	9,51	27,68	62,81	Litoarenita feldespática
2.U2	6,14	1,0 2	12,29	0,0 0	10,42	1,71	47,10	0,00	0,6 8	20,14	0,0 0	0,0 0	0,0 0	8,97	15,39	75,64	Litoarenita
2.U3	24,32	5,0 7	21,62	0,6 8	2,70	6,42	26,00	4,05	3,7 2	3,72	0,0 0	1,0 1	0,6 8	31,07	23,57	45,36	Litoarenita feldespática
2.U5	14,02	2,5 8	19,56	0,7 4	4,43	1,48	50,90	0,00	0,0 0	6,27	0,0 0	0,0 0	0,0 0	17,71	21,66	60,64	Litoarenita feldespática
2.U6	12,76	0,6 9	10,34	0,0 0	20,00	1,03	44,50	0,00	0,0 0	10,69	0,0 0	0,0 0	0,0 0	15,06	11,58	73,36	Litoarenita

Tabla 2. Porcentajes de los litotipos en las fracciones arena de las unidades analizadas de los perfiles 1(1.Ux) y 2 (2.Ux). En la Unidad 5 del P1 se analizaron tres submuestras: 1.U5, 1.U5A solo fracción arena, y 1.U5L lentes gravosos.

Table 2. Percentages of lithotypes in the sand fractions of the analyzed units from profiles 1 (1.Ux) and 2 (2.Ux). The summed values of total quartz (Qt), total feldspar (Ft) and total lithics (Lt) are included. Unit 5 of P1 was analyzed in three subsamples: 1.U5, 1.U5A sand fraction only, and 1.U5L gravelly lenses.

El cuarzo es el grupo modal minoritario, distinguiéndose individuos monocristalinos (Fig. 9f) (Qm: 0,92 a 24,32%), con extinción relámpago y recta y, en ocasiones, bordes engolfados, y los policristalinos (Qp: 0 a 5,07%), como agregados de dos o más cristales con extinción ondulosa y límites intercristalinos irregulares a suturados.

Los minerales accesorios se presentan en proporciones variables entre 2 a 20,14% e incluyen micas (tanto biotita como moscovita), anfíboles, piroxenos y opacos (Tabla 2).

Al analizar las variaciones composicionales en la fracción arena, en el P1 (Fig. 7), la primera unidad analizada (U2) está dominada por cuarzo monocristalino (Qm: 21,79%) y plagioclasa (P: 27,76%) con menor proporción de feldespato potásico (Fk: 9,55%) y de líticos plutónicos (Lp: 13,43%), correspondiendo a una feldarenita lítica. Este patrón cambia abruptamente en la U4, donde los líticos volcánicos ácidos alcanzan su mayor valor (Lva: 79,9%), mientras que el cuarzo y feldespato muestran valores bajos (Qm: 5,15%; P: 6,19%; Fk: 0,52%). La U5 presenta elevada proporción de fragmentos vítreos (Lv: 58,5%, principalmente fragmentos pumíceos) y el mayor contenido de

líticos volcánicos intermedios-básicos del perfil (Lvm: 20,31%); su submuestra focalizada en la fracción arena (U5A) mantiene un patrón similar, mientras que la focalizada en los lentes gravosos (U5L) presenta una caída notable del componente intermedio-básico (Lvm: 0,84%). En las unidades superiores (U7 y U9) aumentan los líticos volcánicos ácidos (Lva: 32,62-37,31%) y fragmentos vítreos (Lv: 29,80-38,1%). La U8 está dominada por líticos vítreos (Lv: 66,8%) sin presentar líticos ácidos (Lva: 0%). En cuanto al P2 (Tabla 2; Fig. 7), las unidades basales (U1 y U2) presentan proporciones significativas de plagioclasas (P: 22,22 a 12,29%), fragmentos vítreos (Lv: 38,9-47,1%) y volcánicos ácidos (Lva: 10,42%). Asimismo, los líticos metamórficos (Lm: 3,72%), plutónicos (Lp: 4,05%) y el cuarzo monocristalino (Qm: 24,32%) se concentra principalmente en la U3, donde disminuyen los líticos volcánicos ácidos (Lva: 2,7%) y vítreos (Lv: 26%). Por último, en las últimas unidades arenosas (U5 y U6) hay un nuevo incremento de los líticos volcánicos ácidos (Lva: 4,43 a 20%) y componentes vítreos (Lv: 44,5 a 50,9%) principalmente pumíceos.

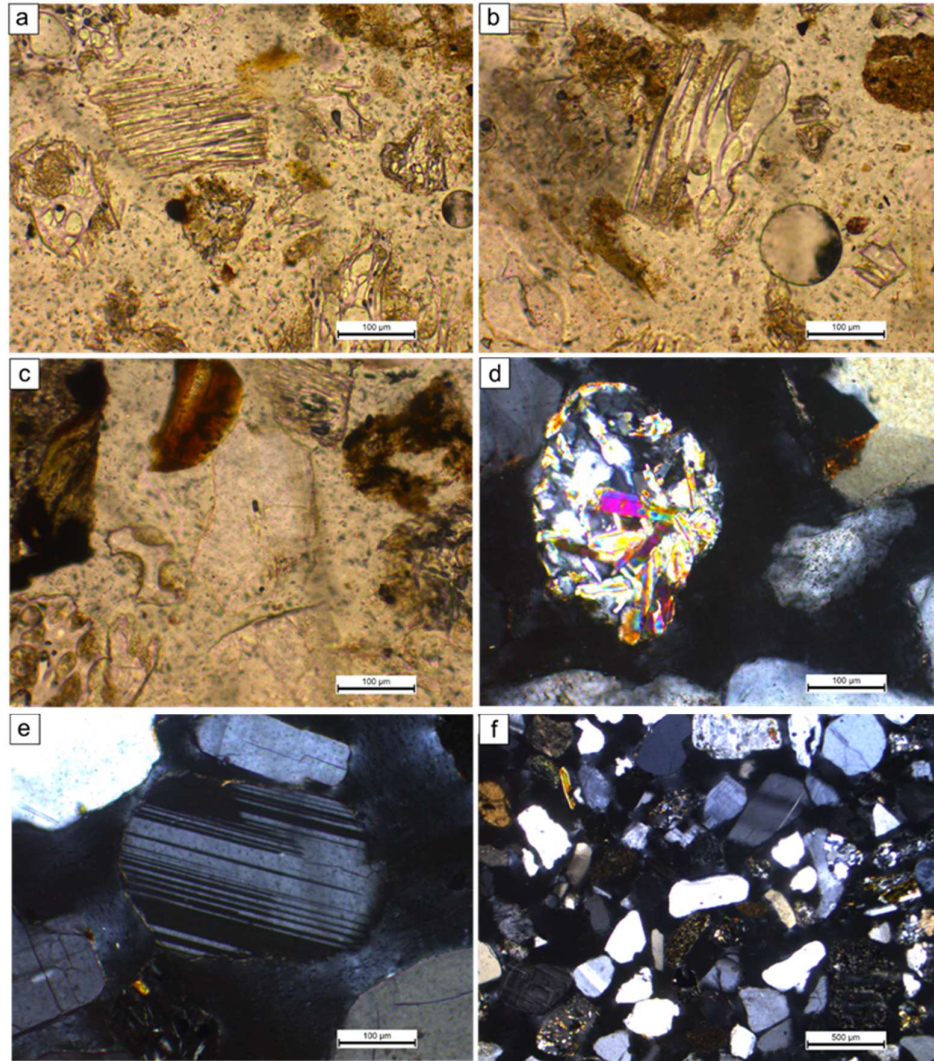


Figura 9. Microfotografías de láminas delgadas. a) Pumíceo fibrovesicular. b) Pumíceo blocoso o poco vesiculado. c) Triza vítrea. d) Lítico plutónico granitoide de textura granosa. e) Plagioclase con macla polisintética. f) Cuarzo monocristalino.

Figure 9. Micrographs of thin sections. a) Fibrovesicular pumice. b) Blocky or poorly vesiculated pumice. c) Vitric shard. d) Granitoid plutonic lithic with granular texture. e) Plagioclase with polysynthetic twinning. f) Monocrystalline quartz.

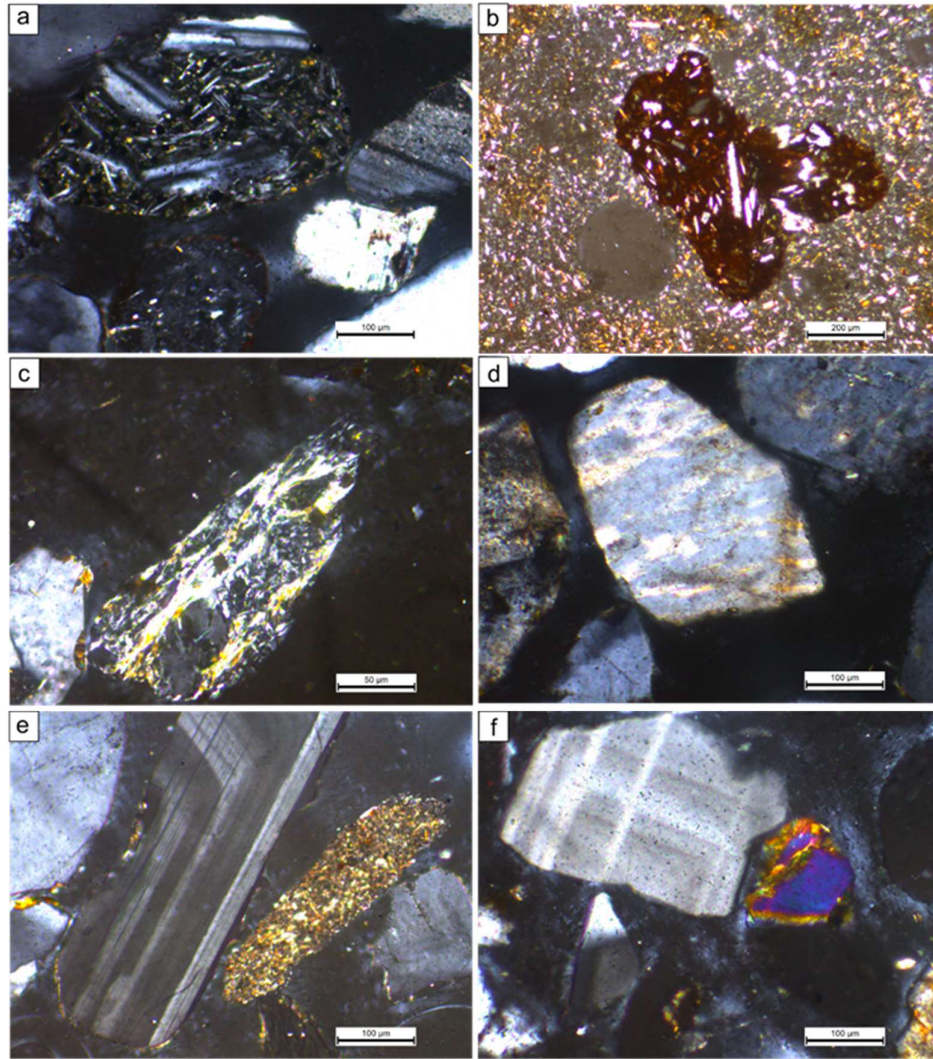


Figura 10. Microfotografías de las láminas delgadas. a) Lítico volcánico de composición intermedia con pasta microlítica pilotáxica. b) Lítico volcánico con intensa alteración a óxidos de hierro. c) Lítico metamórfico de bajo grado. d) Feldespato potásico con textura perthítica. e) Plagioclase zonada, con vidrio en los bordes. f) Microclino con maclas en arpillera.

Figure 10. Micrographs of thin sections. a) Intermediate volcanic lithic with pilotaxitic microlitic groundmass. b) Volcanic lithic with intense iron oxide alteration. c) Metamorphic lithic of low-grade metamorphism. d) Potassium feldspar with perthitic texture. e) Zoned plagioclase with glass present along the edges. f) Microcline with tartan twinning.

Difracción de rayos X, carbono orgánico y carbonato de calcio. Diez muestras del P1 (U1-U9) fueron analizadas en roca total por DRX (Tabla 3; Fig. 11); dos de ellas, representativas de unidades fangosas (U1 y U6 del P1), se

analizaron además en la fracción de arcilla (<2 micrones). En las mismas 10 muestras se determinó también el contenido de carbono orgánico (MO) y de carbonato de calcio (CaCO₃) (Tabla 3; Fig. 11).

Muestra	Espesor r unidad (cm)	Cuarzo	FK	Plag	Minerales de arcilla	Anfíbol	Calcita	Yeso	MO	CaCO ₃
1.U1	0-11	19,9	0	31,1	46,4	2,6	0	0	5,0 3	0
1.U2	11-38	24,8	5,4	56,2	12,2	1,3	0	0	0,5 5	0,5
1.U3	38-61	18,7	0	46,1	32,4	2,1	0,5	0	2,5 1	0
1.U4	61-81	13,9	0	35	49,2	2	0	0	3,7	0
1.U5	81-106	25,9	0	13,7	58	2,4	0	0	3,0 5	0
1.U5L	81-106	17,5	0	22,2	60,3	0	0	0	2,1	1,5
1.U6	106- 130	16,7	0	24,3	55,7	1,8	1,5	0	3,5 7	1,2
1.U7	130- 149	10,8	0	38,9	40,9	7,6	1,2	0,6	3,1	0
1.U8	149- 155	24	0	48,4	21,5	6,2	0	0	1,8 4	8,5
1.U9	155- 188	22,2	0	24,5	42,7	2,1	8,5	0	4,4 3	0

Tabla 3. Porcentajes de minerales de roca total (DRX), valores de materia orgánica (LOI 550°C) y contenido de carbonato de calcio (calcimetría) en las muestras correspondientes a las distintas unidades del P1 (FK: feldespato potásico; Plag: plagioclasa; MO: materia orgánica; CaCO₃: carbonato de calcio).

Table 3. Percentages of total rock minerals (XRD) organic matter values (LOI 550°C) and calcium carbonate content (calcimetry) in the samples corresponding to the different units of P1 (FK: potassium feldspar; Plag.: plagioclase; MO: organic matter; CaCO₃: calcium carbonate).

En el P1 (Tabla 3 y Fig. 11), en su unidad basal (U1) predominan las arcillas (46,4%) y las plagioclasas (31,1%), siendo importante la presencia de cuarzo (19,9%) y poco significativo el anfíbol (Anf: 2,6%). En la U2 decrecen notoriamente en las arcillas (12,2%) y crecen las plagioclasas (56,2%) y, en menor medida, el cuarzo (24,8%). A su vez, es la única unidad con presencia de feldespato potásico (5,4%). La U3 presenta alto contenido de plagioclasas (46,1%) y arcillas (32,4%), con cuarzo (18,7%) y baja calcita (0,5%). En la U4

las arcillas (49,2%) junto con las plagioclasas (35%) presentan altos porcentajes, siendo baja la presencia de cuarzo (13,9%). En la U5, las arcillas (58%) son dominantes, seguidas por el cuarzo (25,9%), siendo bajo el contenido de plagioclasas (13,7%). En las lentes pumíceas analizadas por separado (U5L), el contenido de cuarzo es menor (17,5%) pero las plagioclasas (22,2%) y las arcillas son mayores (60,3%; máximo valor).

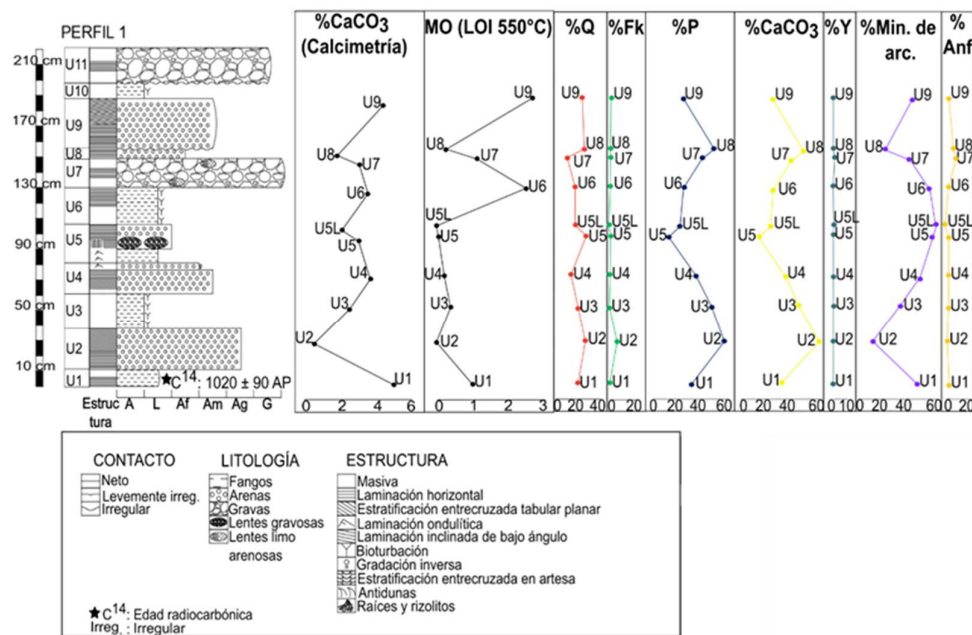


Figura 11. P1 con los valores de carbonato de calcio (calcimetría), materia orgánica (LOI 550°C) y composición mineralógica de roca total determinada (DRX) por muestra.

Figure 11. P1 with calcium carbonate values (calcimetry), organic matter content (LOI 550°C), and whole-rock mineral composition (XRD) for sample.

En la U6, se destacan las arcillas (55,7%), seguidas por las plagioclasas (24,3%) y el cuarzo (16,7%), reconociéndose calcita (1,5%). En la U7 continúan siendo importantes las arcillas (40,9%), la plagioclase (38,9%) y el cuarzo (10,8%), junto con anfíboles (7,6%), calcita (1,2%) y muy escaso yeso (0,6%). Cabe mencionar que el yeso sólo ha sido reconocido en esta unidad (1.U7).

La U8 presenta alto contenido de plagioclasa (48,4%), y en menor medida, arcillas (21,5%) y cuarzo (24%), siendo baja la presencia de anfíbol (6,2%). Por último, en la U9, vuelve a ser importante el contenido de arcillas (42,7%), con menor porcentaje de cuarzo (22,2%) y plagioclasa (24,5%) y muy bajo el de anfíbol (2,1%). Esta unidad es la que presenta el mayor porcentaje de calcita en todo el perfil (8,5%).

Los minerales de arcilla reconocidos son principalmente illita-moscovita, illita-esmectita, clorita y caolinita. Entre la unidad basal (U1) y la intermedia (U6) se observa un ligero incremento de: esmectita-illita o esmectita (Sm o I/Sm: 23 a 27%), illita (I: 45 a 46%) y clorita (Chl: 13 a 17%) y, una leve disminución de caolinita (Kln: 19 a 10%).

En la Figura 11 se reconoce que la proporción de MO es relativamente elevada en las U1, U4, U6 y U9. Por su parte, la curva del contenido de carbonato de calcio sigue, en rasgos generales, un comportamiento similar a la de MO (Fig. 11), presentando valores mayores de CaCO_3 en los sectores de mayor contenido de MO.

Dataciones radiométricas ^{14}C . La muestra P1-U1 (Tabla 4), un fragmento de tronco de algarrobo *in situ* (Fig. 5b), recolectado cerca de la base (U1) del P1, registró una edad de 1020 ± 50 AP (960-769 cal AP).

Por otro lado, la muestra P2-U9 (Tabla 4; Fig. 6d) corresponde a un fragmento de carbón (madera) retransportado de la parte superior (U9) del P2. Esta muestra registró una edad de 1580 ± 60 años AP (1539-1310 cal AP). Ambos resultados indican una edad holocena tardía.

Muestra	Código Laboratorio	Ubicación	Material	Edad radiocarbónica	Calibración 2σ (95,4%)
P1- U1	LP- 3726	27° 26'04,5'' S 67° 37'08,5'' O	Tronco de algarrobo <i>in situ</i>	1020 ± 50 AP	960-769 AP

P2-U9	LP- 3723	27°26'07,0'' S 67°37'05,7'' O	Fragmento de tronco retransportad o	1580 ± 60 AP	1539–1310 AP
-------	----------	-------------------------------------	--	--------------	--------------

Tabla 4. Edades radiométricas datadas por el método ^{14}C realizadas en dos unidades de los perfiles. Calibración realizada usando OxCal 4.4; curva calibración SHCal20 (Hogg *et al.*, 2020), 2 σ .

Table 4. Radiometric ages dated using the ^{14}C method performed on two units of the profiles. Calibration was performed using OxCal 4.4; calibration curve ShCal20 (Hogg *et al.*, 2020), 2 σ .

INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL Y DISCUSIÓN

Las unidades descritas se agruparon en tres facies sedimentarias (Tabla 5): A) depósitos de barra, con arreglos granodecrecientes y estratificación horizontal o entrecruzada de pequeña escala; B) depósitos mantiformes, de geometría tabular tipo *sheetflow* y estructuras masivas a laminadas; y C) depósitos de intercanal, de grano fino con estructuras laminadas o masivas por decantación y/o bioturbación o por flujos de baja energía.

Facies	Litofacies	Perfil 1	Perfil 2	Interpretación paleoambiental
Facies A	Gch, Gcp, Gct, SGp, SGh, Sh, Sl	U2, U5, U7, U9, U11	U2, U3, U5, U6	Relleno de canal con barras longitudinales y transversales gravo-arenosas
Facies B	Sh, Sm, Sa	U3, U6, U8	U1, U4, U7, U10	Depósitos flujos mantiforme o de desborde
Facies C	Fl, Fm, SFl, SFh, Sr, (Shg, Sre)	U1, U4, U6, U10	U8, U9, U11	Área intercanal con depósitos de baja energía (decantación) y con ocasional interacción eólica-fluvial

Tabla 5. Cuadro resumen de las facies reconocidas en los perfiles analizados.

Table 5. Summary table of the facies recognized in the analyzed profiles.

En el P1 se destaca la Facies A formada por depósitos de barras fluviales arenosas a gravo-arenosas (U2-U9) y, en menor medida, megaóndulas o barras gravosas (U5-U7-U11). La mayoría son barras longitudinales de pequeño porte caracterizadas por secuencias granodecrecientes con estratificaciones horizontales o inclinadas de bajo ángulo (Gch, Sl, Sh; Miall, 1996; Manville *et al.*, 2002). Las megaóndulas o barras fluviales transversales gravosas a gravo-arenosas son muy poco frecuentes y se reconocen por la presencia de delgados niveles gravosos a gravo-arenosos con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa (Gcp, Gct) (Miall, 1996; Manville *et al.*, 2002), sólo reconocida en la U5. Dada la menor densidad de los pómez tamaño grava (lapilli medio a grueso), su comportamiento hidrodinámico corresponde al de partículas tamaño arena gruesa (Manville *et al.*, 2002). Asociado a esta facies se encuentran, en menor medida, las facies B y C. La Facies B corresponde a depósitos mantiformes de flujos fluidos de alto régimen de flujo (Sh, Sl) y, en menor medida, escasos flujos hiperconcentrados cohesivos (U3) (Manville *et al.*, 2002). La facies C está integrada por depósitos de flujos fluidos de menor energía (SFl, SFh, Sr) y por decantación (Fl, Fm), registrada en las unidades U1, U6 y U10, es interpretada como las áreas de intercanal del sistema fluvial. En ocasiones, estos niveles finos presentan abundantes evidencias de bioturbación, niveles moteados y rizolitos, que indican una pedogénesis incipiente (Fig. 5b).

Secundariamente se intercalan arenas finas mejor seleccionadas con laminación horizontal, gradación inversa de intralámina y laminación ondulítica (Shg, Sre), interpretadas como migración de óndulas eólicas en áreas de intercanal durante períodos de exposición subáerea (U4).

En el P2, se encuentran representados también la Facies A correspondientes a los depósitos de barras y megaóndulas fluviales (U2-U3-U5-U6) como la Facies B de flujos mantiformes (U1-U4-U7-U10). Las barras son principalmente longitudinales de bajo porte areno-gravosas (U2-U3) y, en menor medida, gravosas (U5-U6). En general, presentan arreglos granodecrecientes con estratificaciones horizontales o laminaciones inclinadas de bajo ángulo (Gch, Sh, Sl, GSh, GSm, SGh, SGm) (Miall, 1996; Manville *et al.*, 2002). Los depósitos

de flujos mantiformes tipo *sheetflow* corresponden a flujos fluidos de alto régimen (U4-U7), que se reconocen por la presencia de laminación horizontal, antidunas y masividad (Sh, Sa, Sm). En las áreas de intercanal (Facies C), se encuentran eventos mantiformes provenientes de flujos fluidos de bajo régimen. Los sedimentos más arcillo-limosos (U8, U9 y U11) se depositaron por procesos de decantación (Fm, Fl) y sus estructuras suelen estar perturbadas por procesos de bioturbación. Hacia el techo del P2 (U11) se encuentran fragmentos de restos de carbón asociados a rizolitos que indicarían el desarrollo de paleosuelos (Miall, 1996).

El análisis conjunto de ambos perfiles permite interpretar que los depósitos holocenos tardíos de la cantera El Barrial corresponden a un sistema fluvial multicanalizado entrelazado somero (Fig. 12), dominado por flujos fluidos y, secundariamente, hiperconcentrados, generados por el retrabajo de abundante material piroclástico disponible en las laderas circundantes, que incrementa la concentración de sedimento durante eventos de precipitación torrencial (Smith, 1991; Miall, 1996; Manville *et al.*, 2005, 2009). Las barras, de sedimentos volcániclasticos, presentan en algunos casos alto contenido de pómez tamaño lapilli. Cabe mencionar que el contenido de pómez de este tamaño permite interpretar condiciones fluidas de bajo régimen, dado que las partículas pumíceas (lapilli) de hasta 1,5 cm presentan comportamientos hidrodinámicos análogos a sedimentos tamaño arena gruesa debido a su baja densidad (Manville *et al.*, 2002), como así también de mayor régimen. Estos depósitos se alternan con otros generados por flujos mantiformes con mayor proporción de pómez tamaño grueso (lapilli). En las áreas de intercanal o planicies adyacentes predominan los sedimentos finos (Fl, Fm, Sr) asociados a este tipo de flujos. Durante los períodos de exposición subaérea, ocasionalmente migraban óndulas eólicas (Shg, Sre). En las áreas de intercanal, se reconocen algunos fragmentos como troncos de algarrobo *in situ* o retransportados que fueron datados (Tabla 4, Figs. 5b, 6d, 6e) y abundante bioturbación con presencia de rizolitos y limitada cementación temprana de carbonato asociada a una incipiente pedogénesis (Wright, 2007).

Composición y potencial origen de los sedimentos.

Los sedimentos de ambos perfiles corresponden a litoarenitas y litoarenitas feldespáticas con excepción de la U2, del P1, que corresponde a una feldarenita lítica. El predominio de cuarzo monocristalino y feldespatos (plagioclasa o feldespato potásico) junto a cuarzo policristalino, líticos metamórficos y plutónicos en esta unidad (U2) sugiere el aporte derivado de rocas ígneas y/o metamórficas. En cambio, en las unidades medias a superiores (por ejemplo, U7 y U9 del P1), la mayor proporción de líticos volcánicos y fragmentos vítreos indica un aumento en el aporte volcánico.

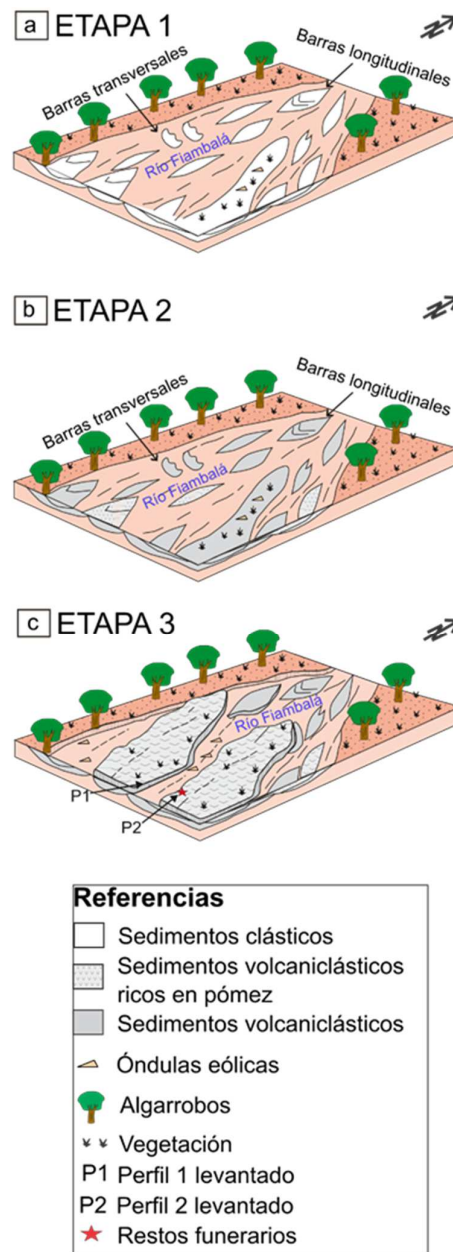


Figura 12. Etapas evolutivas interpretadas. Etapa 1: sistema entrelazado somero con aporte clástico derivado principalmente de la erosión del basamento. Etapa 2: sistema entrelazado somero con alto aporte volcániclastico. Etapa 3: sistema fluvial actual divagante e inciso con desarrollo de terrazas y pedogénesis.

Figure 12. Interpreted evolutionary stages. Stage 1: shallow braided system with clastic input derived mainly from basement erosion; Stage 2: shallow braided system with high volcaniclastic input; and Stage 3: current incised wandering fluvial system with terrace development and pedogenesis.

Al comparar los resultados petrográficos con los de DRX, se observa que en algunos casos se reconoció feldespato potásico en las secciones delgadas pero no en los difractogramas. Esto se da únicamente en las muestras que presentan bajos valores, en general, menores al 1% de feldespato potásico. Dicha discrepancia es atribuida a un problema metodológico, dado que el límite de detección para el reconocimiento de fases minerales por DRX se encuentra entre 1-5% (Eberl, 2003). Por esta razón, se considera que el resultado de la composición petrográfica es más confiable, dado que indica la presencia de los minerales, aunque sean en bajas proporciones.

Por su parte, las variaciones en el contenido de illita-moscovita, illita-esmectita (o esmectita), clorita y caolinita en las unidades fangosas (1.U1) y (1.U6) con un aumento de esmectita resulta consistente con el cambio de aporte sedimentario reconocido asociado al incremento de material volcanoclástico (Do Campo *et al.*, 2010)

Se interpreta entonces que el aporte principal de la U2 está vinculado principalmente a la erosión del basamento ígneo-metamórfico de los frentes montañosos circundantes (Cordillera de San Buenaventura al norte o Sierra de Fiambalá al este; Fig. 12a). Mientras que en las unidades medias a superiores indican la erosión de las ignimbritas holocenas (Fig. 12b) dado el alto contenido de fragmentos vítreos (tanto pumíceos como trizas) y líticos volcánicos ácidos. Esto no implica necesariamente un único evento fuente, dado que en la región afloran al menos dos unidades ignimbríticas holocenas ubicadas al norte del área tanto en la Puna Austral (p.ej., Complejo Volcánico Cerro Blanco) como en algunas quebradas en la Cordillera de San Buenaventura (Quebrada Las Papas; Fernandez-Turiel *et al.*, 2019; Báez *et al.*, 2020). La mezcla de componentes volcánicos vítreos e ígneo-metamórficos, el redondeamiento de estos componentes vítreos y las distintas estructuras sedimentarias (p.ej., estratificación entrecruzada, laminación ondulítica, etc) demuestran que los depósitos estudiados corresponden a sedimentos volcanoclásticos secundarios (Manville *et al.*, 2002; Di Capua *et al.*, 2023; Sohn y Sohn, 2019). Estos sedimentos fueron erosionados y retransportados por agentes externos, principalmente el fluvial y, en menor medida, el viento durante una etapa post-

eruptiva. Además, la edad de 960-769 cal AP obtenida para la base de los depósitos estudiados en este trabajo no se correlaciona con ninguna erupción volcánica explosiva conocida en la región en ese intervalo temporal. Los registros eruptivos más jóvenes corresponden al evento ignimbrítico principal del Complejo Volcánico Cerro Blanco (4200 cal AP aproximadamente; Fernandez-Turiel *et al.*, 2019; Báez *et al.*, 2020) y al evento eruptivo del Nevado de Tres Cruces (1377-1301 cal AP, Fernandez-Turiel *et al.*, 2026). Es por ello que se infiere que la fracción de fragmentos pumíceos y de líticos volcánicos presentes en ambos perfiles provienen de la erosión de los depósitos ignimbríticos ya emplazados, sin necesidad de un nuevo pulso eruptivo.

Finalmente, la parte superior de ambos perfiles (U9, U10 y U11 en el P1; U9, U10 y U11 del P2) presentan pedogénesis indicando estabilidad geomorfológica tras una etapa agradante, exposición subaérea prolongada y disminución de aportes volcaniclásticos y fluviales. Esto sugiere una progresiva estabilización e incisión del sistema, probablemente de naturaleza más árida, con formación incipiente de suelos sobre los depósitos fluviales previamente acumulados (Fig. 12c).

En síntesis, la evolución del sistema fluvial puede sintetizarse en tres etapas. Inicialmente corresponde a un sistema fluvial entrelazado somero, con aporte sedimentario dominado por la erosión del basamento ígneo-metamórfico de los frentes montañosos circundantes (U1-U2 del P1; Fig. 12a). Posteriormente (unidades medias a superiores), el sistema continúa siendo entrelazado, pero aumenta el aporte volcaniclástico secundario, vinculado al retrabajo fluvial (y en menor medida el eólico) de ignimbritas holocenas ya emplazadas, sin implicar erupción sincrónica, dado que la edad basal de los depósitos (960-769 cal AP) no coincide con ningún evento eruptivo conocido de la región (Fig. 12b). Finalmente, se produce un cambio hidrológico del sistema, asociado a la incisión de sus propios depósitos y generación de las terrazas estudiadas. Esto, junto con exposición subaérea prolongada, marca una posterior etapa de estabilización geomorfológica con desarrollo incipiente de pedogénesis, probablemente asociada a condiciones más áridas y menor aporte sedimentario

(Fig. 12c). De esta manera, se desarrolla actualmente un sistema fluvial divagante con canales de mayor sinuosidad (Fig. 12c).

Interpretación paleoclimática.

Las unidades compatibles con sectores de baja energía poseen la máxima concentración de MO y de precipitación de carbonatos, asociadas a episodios de estancamiento y evaporación de agua que favorecieron la sobresaturación de las aguas, promoviendo la precipitación de carbonato de calcio y, localmente, de sulfatos como yeso, además del posible desarrollo de procesos pedogenéticos.

Los escasos flujos hiperconcentrados cohesivos se asocian a los volcaniclásticos secundarios. El clima árido y las precipitaciones torrenciales y esporádicas de la región (Ciccioli *et al.*, 2021; Fernandez Molina *et al.*, 2024) favorecieron las inundaciones repentinas (*flash floods*). Existen evidencias de que la removilización de ceniza volcánica por flujos hiperconcentrados fueron desencadenados por precipitaciones en valles intermontanos del NOA, como en el Valle de Tafí (Báez y De Silva, 2026). Sin embargo, en regiones áridas situadas al sur de la Puna Austral, como el Bolsón de Fiambalá, otro proceso importante es la removilización eólica de tefra emitida por la erupción del Cerro Blanco (De Silva *et al.*, 2010, 2013; Mingari *et al.*, 2017). Este último proceso habría incidido significativamente en la reconfiguración de los patrones de asentamiento en el NOA (Carbonelli *et al.*, 2022).

La edad basal de los depósitos (ca. 1000 cal AP) se ubica dentro del intervalo temporal correspondiente a la Anomalía Climática Medieval, período que diversos estudios del NOA describen como predominantemente árido, con expansión de los sistemas eólicos, reducción de las crecidas fluviales (Sampietro-Vattuone y Peña Monné, 2016, Lüning *et al.*, 2019) y con una reorganización de los sistemas humanos en valles cercanos. Si bien los datos obtenidos en este trabajo no permiten evaluar directamente la magnitud de dichas variaciones climáticas regionales, y esta limitación debe tenerse presente al interpretar la totalidad de la secuencia, la presencia de niveles eólicos intercalados (U4 en el P1), evidencias de exposición subaérea y desarrollo

pedogenético incipiente (U10 en el P1) resulta compatible con episodios de estabilidad superficial en un contexto ambiental relativamente árido. En este sentido, los depósitos estudiados aportan nueva información cronológica y sedimentológica para discutir la respuesta de los sistemas fluviales con aporte volcániclastico del Bolsón de Fiambalá durante este intervalo climático.

Implicancias geoarqueológicas.

La identificación de sectores de intercanal con estabilidad relativa, desarrollo pedogenético incipiente y preservación de materia orgánica resulta relevante porque estas superficies estables favorecen la preservación de restos arqueológicos *in situ*, al estar menos expuestas a la erosión fluvial (Ferring, 1992; Brown, 1997). Sin embargo, los cambios hidrológicos del sistema fluvial asociados a la incisión y formación de terrazas resultan clave para comprender los procesos de formación y exposición de evidencias arqueológicas como los restos funerarios registrados en las barrancas del río Fiambalá. Además, la composición volcániclastica de los sedimentos pudo haber favorecido, a su vez, la preservación de los restos funerarios momificados (Ratto, *com. pers.*) dado el alto contenido de sílice. En este sentido, la composición de los sedimentos como la dinámica fluvial y eólica reconstruida para el Holoceno tardío constituye un marco paleoambiental de referencia para futuras investigaciones arqueológicas y tafonómicas en el sector de Los Nacimientos.

CONCLUSIONES

De lo expuesto en la presente contribución pueden arribarse a las siguientes conclusiones:

- 1) Los depósitos analizados en la cantera El Barrial corresponden a un sistema fluvial entrelazado con canales someros, dominados por barras longitudinales y, en menor medida, transversales de bajo porte o

megaóndulas, separados por áreas de intercanal. En este sistema dominan los flujos fluidos y, en menor medida, los flujos hiperconcentrados y de interacción eólica-fluvial con una incipiente pedogénesis.

- 2) La distribución y abundancia de MO y carbonatos en los depósitos de intercanal (U1, U4, U6 y U9) confirman el control ambiental de dichos componentes.
- 3) La composición de los sedimentos correspondientes a litoarenitas y litoarenitas feldespáticas y, en menor medida, a feldarenitas líticas evidencian cambios en las áreas de aporte, reconociéndose primero un aporte de rocas de basamento y luego un aporte volcaniclástico secundario dominante.
- 4) El aporte volcaniclástico se interpreta como producto de la erosión de ignimbritas cenozoicas circundantes al valle, en particular, en el sector norte de área (Puna y Cordillera de San Buenaventura).
- 5) Es clara la influencia conjunta del material volcánico y el clima: los flujos hiperconcentrados se deben a la importante provisión de material volcaniclástico ligado a actividad volcánica eruptiva cenozoica en la Puna Austral combinada con el clima árido de la región.
- 6) La datación radiocarbónica obtenida permite establecer que los depósitos analizados corresponden al Holoceno tardío (960-769 cal AP).
- 7) Las variaciones en los minerales de arcilla son más consistentes con cambios en la dinámica sedimentaria y en las fuentes de aporte que con una evolución paleoclimática.
- 8) Se interpretaron al menos 3 etapas evolutivas del sistema fluvial: 1) un sistema entrelazado somero con aporte clástico derivado de la erosión del basamento; 2) un sistema entrelazado somero con alto aporte volcaniclástico; y 3) un sistema inciso, con generación de terrazas y desarrollo de pedogénesis, actualmente del tipo divagante.

- 9) Los cambios en el sistema fluvial del río Fiambalá se encuentran asociados a modificaciones hidrológicas (caudal) como a variación en la tasa de aporte sedimentario.
- 10) Los resultados aportan un marco paleoambiental y geomorfológico relevante para futuras investigaciones geoarqueológicas en el sector de Los Nacimientos, en relación con los procesos de formación, preservación y exposición de contextos funerarios registrados en las barrancas del río Fiambalá.

Agradecimientos: Este trabajo fue realizado en el marco del proyecto UBACyT ID 2018 Mod I 20620170100007BA, UBACyT 2023 Mod I 20020220100186BA y PICT 2019-01723 (PC). Se agradece al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires por el apoyo para las actividades de campo y gabinete y a la empresa Servicios San Francisco SRL. por permitir el acceso a los afloramientos. Los autores agradecen las correcciones y comentarios realizados por los dos revisores anónimos que han mejorado sustancialmente el manuscrito.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amado Silvero, P. (2021). *Sedimentología de los depósitos holocenos del río Fiambalá en las Nacientes, Bolsón de Fiambalá*. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 140 pp. (inédito).
- Amado Silvero, P. y Ciccioli, P.L. (2022). *Los depósitos holocenos del río Fiambalá, en las nacientes, Catamarca: sedimentología y edad*. VIII Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. San Juan, Argentina. chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://igeba.gl.fcen.uba.ar/sites/default/files/2025-02/Libro-Res%C3%BAmenes-VI%20Jornadas-2024.pdf
- Báez, W., Arnosio, M., Chiodi, A., Yañez-Ortiz, A., Viramonte, J., Bustos, E., Guido, G. y López, F. (2015). Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1), 29-49. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742015000100004

- Báez, W., Bustos, E., Chiodi, A., Reckziegel, F., Arnosio, M., de Silva, S., Giordano, G., Viramonte, J.G., Sampietro-Vattuone, M.M. y Peña-Monné, J.L., (2020). Eruptive style and Flow dynamics of the pyroclastic density currents related to the Holocene Cerro Blanco eruption (Southern Puna plateau, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 102482. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102482>
- Báez, W., Bardelli, L., Sampietro-Vattuone, M. M., Monné, J. P., Berteá, E. y Cirer, M. (2024). Revisiting the Holocene tephrochronology of northwestern Argentina: Insights from geochemical characterization of the tephtras from the Tafí valley. *Journal of South American Earth Sciences*, 134, 104745. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104745>
- Báez, W., De Silva, S., Cirer, M., Berteá, E., Constantinescu, R., Danišík, M., Schmitt, A. K. y Ramos, F. C. (2025). Dynamics of one of the largest Quaternary explosive eruptions in the Andes: The ca. 29 ka Campo de la Piedra Pómez VEI $\geq$ 6 caldera-forming eruption, NW Argentina. *Bulletin of Volcanology*, 87(9), 72. <https://doi.org/10.1007/s00445-025-01858-5>
- Báez, W., y De Silva, S. (2026). Secondary “distal lahars” after the~ 4.2 ka BP Cerro Blanco Plinian eruption, Argentina: implications for source parameter estimation and volcanic hazard assessment. *Andean Geology*, 53(3) (en prensa).
- Blott, S. J. y Pye, K. (2001). Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Bronk Ramsey, C. (2021). *OxCal* (versión 4.4) [Software de computación]. University of Oxford. <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>
- Brown, A. G. (1997). *Alluvial Geoarchaeology: Floodplain Archaeology and Environmental Change*. Cambridge University Press.
- Bruker AXS. (2025). *DIFFRAC.SUITE* [Software de computación]. Bruker AXS GmbH. <https://www.bruker.com/en/products-and-solutions/diffractometers-and-scattering-systems/diffrac-suite-software.html>
- Carbonelli, J. P.; Fernandez-Turiel, J. L. y de Medina, C. B. L. (2022). The Abra del Toro rock shelter, northwestern Argentina, a space occupied by hunter-gatherers that was hit by the large 4.2 ka Cerro Blanco eruption. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 45, 103629. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2022.103629>
- Ciccioli, P. L y Ratto, N. (2019). *Caracterización textural y composicional del registro de los eventos naturales catastróficos ocurridos en la Aldea de Palo Blanco, siglos I y X (Tinogasta, Catamarca, Argentina): resultados preliminares*. VI Congreso Latinoamericano de Arqueometría CLA, Bogotá, Colombia.
- Ciccioli, P. L., Ratto, N. R., Fernandez Molina, D. y Castañeda, M. E. (2021). Miradas interdisciplinarias sobre los procesos ambientales actuantes en la localidad arqueológica de Mishima (Bolsón de Fiambalá, Departamento de Tinogasta, Catamarca). *Relaciones*, 46(2), 31-40. <https://doi.org/10.24215/18521479e017>
- Dean, W. E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *Journal of*

- Sedimentary Research*, 44(1), 242-248. <https://doi.org/10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Deri, M. N., y Ciccioli, P. L. (2018). Geomorfología y sedimentología del Campo de Dunas intermontano de Medanitos, Bolsón de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75(3), 325-345. https://bibliotecadigital.exactas.uba.ar/collection/paper/document/paper_00044822_v75_n3_p325_Deri
- De Silva, S. L.; Bailey, J. E.; Mandt, K. E. y Viramonte, J. M. (2010). Yardangs in terrestrial ignimbrites: Synergistic remote and field observations on Earth with applications to Mars. *Planetary and Space Science*, 58(4), 459-471. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2009.10.002>
- De Silva, S. L.; Spagnuolo, M. G.; Bridges, N. T. y Zimbelman, J. R. (2013). Gravel-mantled megaripples of the Argentinean Puna: A model for their origin and growth with implications for Mars. *Bulletin*, 125(11-12), 1912-1929. <https://doi.org/10.1130/B30916.1>
- Di Capua, A., De Rosa, R., Kereszturi, G., Le Pera, E., Rosi, M., y Watt, S. F. (2023). From volcanoes to sedimentary systems. *Geological Society Special Publication*, 520(1), 1-9. <https://doi.org/10.1144/SP520-2022-303>
- Do Campo, M., del Papa, C., Nieto, F., Hongn, F. y Petrinovic, I. (2010). Integrated analysis for constraining palaeoclimatic and volcanic influences on clay-mineral assemblages in orogenic basins (Palaeogene Andean foreland, Northwestern Argentina). *Sedimentary Geology*, 228(3-4), 98-112. [10.1016/j.sedgeo.2010.04.002](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.04.002)
- Durand, F. R., y López, J. P. (1996). La deformación dúctil en el flanco oriental del Sistema de Famatina. Geología del Sistema de Famatina. *Münchener Geologische Hefte. Reihe A*, 19, 319-323.
- Eberl, D. D. (2003). User's guide to RockJock - A program for determining quantitative mineralogy from powder X-ray diffraction data. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 03-78.
- Fernandez Molina, D. y Ciccioli, P.L. (2022). *Estudio preliminar del Campo de dunas de Tatón, Bolsón de Fiambalá, Catamarca*. 17° Encuentro del Centro Internacional de Ciencias de la Tierra (E-ICES 17), San Juan, Argentina. https://www.sedimentologia.org.ar/spa/wp-content/uploads/2025/03/Libro-de-Actas_XVIII-RAS-IX-CLS.pdf
- Fernandez Molina, D. y Ciccioli, P.L. (2023). *Depósitos de interacción eólica-fluvial en Tatón, Noreste del valle intermontano de Fiambalá, Catamarca*. XVIII Reunión Argentina de Sedimentología - IX Congreso Latinoamericano de Sedimentología, La Plata, p.74. https://www.sedimentologia.org.ar/wp-content/uploads/2025/03/Libro-de-Actas_XVIII-RAS-IX-CLS.pdf
- Fernandez Molina, D., Ciccioli, P. L., Serpa, L. D. y Amado Silvero, P. (2024). Deciphering the origin of linear landforms using different sedimentological tools in the Fiambalá Valley (Catamarca). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 31(2). <https://lajsba.sedimentologia.org.ar/lajsba/article/view/257>
- Fernandez-Turiel, J. L., N. Ratto, F. J. Pérez-Torrado, A. Rodríguez-González, M. Rojas y A. Lobo

- . (2016). *A large eruption convulsed in prehistoric times an extensive area of Catamarca, Southern Central Andes, NW Argentina*. European Geosciences Union General Assembly 2016 (EGU2016). <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2016/EGU2016-10120.pdf>
- Fernandez-Turiel, J. L., Pérez-Torrado, F. J., Rodríguez-González, A., Saavedra, J., Carracedo, J. C., Rejas, M., Lobo, A., Osterrieth, M., Carrizo, J.I., Esteban, G., Gallardo, J. y Ratto, N. (2019). The large eruption 4.2 ka cal BP in Cerro Blanco, Central Volcanic Zone, Andes: Insights to the Holocene eruptive deposits in the southern Puna and adjacent regions. *Estudios Geológicos*, 75(1), e088. <https://doi.org/10.3989/egeol.43438.515>
- Fernandez-Turiel, J. L., Rodriguez-Gonzalez, A., Perez-Torrado, F.J., Cabrera, M. C., Ratto, N., Polanco, E., Benavente, D., N. García-Martínez, N., and Estevez, E. (2026). *The southernmost Central Volcanic Zone of the Andes: a natural laboratory for reconstructing the impact of large explosive Holocene eruptions (NEVA2)*. EGU General Assembly 2026, Vienna, Austria. <https://www.geo3bcn.csic.es/ca/calendari/geo3bcn-csic-at-egu-2026/>
- Ferring, C. R. (1992). Alluvial Landforms and Archaeological Record Structure. En *Space, Time, and Archaeological Landscapes*, 85-109, Springer.
- Folk, R. L., Andrews, P. B., y Lewis, D. W. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13(4), 937-968. <https://doi.org/10.1080/00288306.1970.10418211>
- Garleff, K., H. Singl y H. Veit. (1992). New dates on the late Quaternary history of landscape and climate in the Bolsón of Fiambalá, Argentina (province Catamarca). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1, 333-341.
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes: twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129(2), 93-131. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093>
- Heiri, O., Lotter, A.F. y Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25(1), 101-110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Hogg, A., T. Heaton, Q. Hua, J. Palmer, C. Turney, J. Southon, A. Bayliss, P. Blackwell, G. Boswijk, C. Bronk Ramsey, F. Petchey, P. Reimer, R. Reimer y L. Wacker (2020). SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0-55,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 62(4), 759-778. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.59>
- Isla, F., y Espinosa, M. (2017). Upper quaternary evolution of the dune field of the Bolsón de Fiambalá, Catamarca: Sand dispersal at the Andes piedmonts. *Quaternary International*, 442, 59-66. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.07.037>
- Isla, F. I., Isla, M. F., Bertola, G. R., Bedmar, J. M., Cortizo, L., y Maenza, R. A. (2021). Taton dune field: wind selection across the Southamerican arid diagonal, Puna Argentina. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 12(2), 19-29. <https://doi.org/10.5380/abequa.v12i2.65221>
- Kataoka, K., y Nakajo, T. (2002). Volcaniclastic resedimentation in distal fluvial basins induced by large-volume explosive volcanism: The Ebisutoge-Fukuda tephra, Plio-Pleistocene

- boundary, central Japan. *Sedimentology*, 49(2), 319-334. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00445.x>
- Kataoka, K. S., Manville, V., Nakajo, T., y Urabe, A. (2009). Impacts of explosive volcanism on distal alluvial sedimentation: Examples from the Pliocene–Holocene volcanoclastic successions of Japan. *Sedimentary Geology*, 220(3-4), 306-317. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.04.016>
- Lamb, H. H. (1965). The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, 13-37. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(65\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(65)90004-0)
- Li, Y., Xu, Z., Ye, H., Bai, J., Dai, X. y Zeng, Y. (2025). Comparative Analysis of Particle Size Characteristics of Calcareous Soils Under Cultivated and Natural Conditions Based on Fractal Theory. *Agriculture*, 15(17), 1858. <https://doi.org/10.3390/agriculture15171858>
- Lüning, S., Galka, M., Bamonte, F. P., Rodríguez, F. G. y Vahrenholt, F. (2019). The medieval climate anomaly in South America. *Quaternary International*, 508, 70-87. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.041>
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G. y Ni, F. (2009). Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326 (5957), 1256-1260. [DOI: 10.1126/science.1177303](https://doi.org/10.1126/science.1177303)
- Manville, V., Segschneider, B., y White, J. D. L. (2002). Hydrodynamic behaviour of Taupo 1800a pumice: implications for the sedimentology of remobilized pyroclasts. *Sedimentology*, 49(5), 955-976. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00485.x>
- Manville, V., Newton, E. H., y White, J. D. (2005). Fluvial responses to volcanism: resedimentation of the 1800a Taupo ignimbrite eruption in the Rangitaiki River catchment, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 65(1-2), 49-70. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00485.x>
- Manville, V., Németh, K., y Kano, K. (2009). Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, 220 (3-4), 136-161. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.04.022>
- Miall, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. En A. D. Miall (Ed.), *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, 597-604.
- Miall, A. D. (1996). *The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4>
- Mingari, L. A.; Collini, E. A.; Folch, A.; Báez, W.; Bustos, E.; Osorio, M. S.; Reckziege, F.; Alexander, P. y Viramonte, J. G. (2017). Numerical simulations of windblown dust over complex terrain: the Fiambalá Basin episode in June 2015. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(11), 6759-6778. <https://doi.org/10.5194/acp-17-6759-2017>
- Montero López, M.C., Hongn, F., Seggiaro, R., Marrett, R. y Ratto, N. (2009). Relación entre el volcanismo y los registros arqueológicos en el bolsón de Fiambalá (Departamento Tinogasta, Catamarca). En EUDEBA (comp. N. Ratto), *Entrelazando Ciencias: Sociedad y ambiente antes*

- de la conquista española*. Buenos Aires, pp: 131-156. <https://proyectopacha.com.ar/wp-content/uploads/2013/06/2009-Cap-Montero-et-al-2009.pdf>
- Montero López, M., Hongn, F., Brod, A., Seggiaro, R., Marrett, R., y Sudo, M. (2010). Magmatismo ácido del Mioceno Superior-Cuaternario en el área de Cerro Blanco-La Hoyada, Puna Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67, 329-348. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/652>
- Munsell, A. H. (2009). *Munsell soil color charts: with genuine Munsell color chips*. Grand Rapids, MI: Munsell Color.
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23(2), 117-119. <https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Ramos, V. A. (1999). Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(3), 41-96. https://www.researchgate.net/publication/284341056_Las_provincias_geologicas_del_territorio_argentino
- Ramos, V. A., Cristallini, E. O. y Pérez, D. J. (2002). The Pampean Flat-Slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 59-78. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00006-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00006-8)
- Ratto, N., Montero, C., y Hongn, F. (2013a). Environmental instability in western Tinogasta (Catamarca) during the Mid-Holocene and its relation to the regional cultural development. *Quaternary International*, 307, 58-65. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.09.014>
- Ratto, N., Montero, C., Hongn, F. y Valero Garcés, B. (2013b). La historia ambiental de las sociedades productivas del oeste tinogasteño (Catamarca), siglos I a XVI. En N. Ratto (Ed.), *Delineando prácticas de la gente del pasado: Los procesos sociohistóricos del oeste catamarqueño* (pp. 45-66). Sociedad Argentina de Antropología. <http://proyectopacha.com.ar/wp-content/uploads/2014/04/Delineando-2013-v4.pdf>
- Ratto, N., M. Orgaz, L. Coll y A. Feely (2019). Vulcanismo regional y su impacto en el bolsón de Fiambalá (departamento Tinogasta, Catamarca): El caso del sitio Cardoso. *Relaciones XLIV* (2): 321-329. <https://ri.conicet.gov.ar/handle/11336/115375>
- Rubiolo, R., Martínez, L. y Pereyra, F. (2003). *Fiambalá 2769-IV, Provincias de Catamarca y Jujuy*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín, 421, 77pp. <https://repositorio.segemar.gob.ar/handle/308849217/1811>
- Sampietro-Vattuone, M. M. y Peña Monné, J. L (Eds). (2016). *Geoarqueología de los valles Calchaquíes*. 256 pp. https://ri.conicet.gov.ar/bitstream/handle/11336/110954/CONICET_Digital_Nro.c4b864dedbb-40fb-87f9-6019603e9b37_A.pdf
- Scasso, R. A. y Limarino, C. O. (1997). *Petrología y diagénesis de rocas clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología, Buenos Aires, 258 pp. https://www.researchgate.net/publication/394361148_Scasso_y_Limarino_1997_-_Petrologia_y_diagenesis_de_rocas_clasticas

- Sistema Nacional de Información Hídrica (2026). Datos históricos de caudal medio mensual (1919-2023). Abaucán 201- Tinogasta. <https://snih.hidricosargentina.gob.ar/>
- Smith, G. A. (1991). Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. In: R.V. Fisher and G.A. Smith (Eds). *Sedimentation in Volcanic Settings*, 45, 109-121.
- Sohn, C. y Sohn, Y. K. (2019). Distinguishing between primary and secondary volcanoclastic deposits. *Scientific Reports*, 9(1), 12425. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-48933-4>
- Umazano, A. M., Bellosi, E. S., Visconti, G., y Melchor, R. N. (2008). Mechanisms of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: an example from the Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 203(3-4), 213-228. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.12.001>
- Valero-Garcés, B., A. Delgado, A. Navas, L. Edwards, A. Schwalb y N. Ratto (2003). Patterns of regional hydrological variability in central-southern Altiplano (18°-26°S) lakes during the last 500 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1-3), 319-338. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00284-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00284-0)
- Villegas, P. M., y Umazano, A. M. (2024). Volcanoclastic sediment input and environmental responses of fluvial systems: exploring a Cretaceous example from Patagonia. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 31(1), 13-42. <https://doaj.org/article/a3efde09bb3f49168e598975354a9a90>
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*, 30(5), 377-392. <https://doi.org/10.1086/622910>
- Wright, V. P. (2007). Calcrete. *Geochemical sediments and landscapes*, 2, 10-45.