

GEOMORFOLOGIA Y FACIES SEDIMENTARIAS DEL MEGA-ABANICO DEL RÍO HUACO, CUENCA DEL BERMEJO, SAN JUAN, ARGENTINA

Agustín Santamaría ^{1,2*}, Paula Santi Malnis ^{1, 2, 3}, Matías Debandi Bertona ¹,
Luis Martín Rothis ^{1, 4}, Tatiana Soria Pures ²

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Argentina.

² - Instituto y Museo de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Argentina.

³ - CIGEOBIO-CONICET, San Juan, Argentina.

⁴ - INGENIO, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Argentina.

*asantamaria097@gmail.com

ARTICLE INFO

Article history

Received April 11, 2023

Accepted October 23, 2023

Available online November 10, 2023

Handling (guest) Editor

Alfonsina Tripaldi

Keywords

Sistemas fluviales distributivos

Facies fluviales

Árido

Imágenes multiespectrales

RESUMEN

En los últimos años varios autores han considerado que los mega-abanicos están incluidos dentro de los Sistemas Fluviales Distributivos (SFD), los que, por su abundancia en los ambientes sedimentarios continentales y sus características geomorfológicas y sedimentológicas son considerados potenciales fuentes de recursos hídricos y energéticos. En este estudio se propuso obtener un modelo geomorfológico y sedimentológico del mega-abanico del río Huaco utilizando imágenes satelitales, análisis fotogeológico y relevamientos de campo. Con estos datos evaluar si el mega-abanico corresponde con el modelo de un SFD y, en caso de que lo sea, definir de qué tipo según las clasificaciones propuestas. El mega-abanico del río Huaco se localiza al Este de la provincia de San Juan en el valle del Bermejo, que es la cuenca de antepaís fragmentada de la faja plegada y corrida andina entre los 29° y 31° LS. A través del procesamiento de imágenes multiespectrales se reconoció la distribución de materiales a escala regional. El estudio geomorfológico permitió distinguir siete unidades geomorfológicas, determinar la sinuosidad de los canales fluviales y cambios de pendiente. A partir del análisis sedimentológico se obtuvieron las características texturales de las unidades geomorfológicas identificadas. Con estos criterios se definieron cuatro zonas principales: a) zona 1 o proximal, formada por un sistema fluvial multicanalizado de baja sinuosidad; b) zona 2 o media, formada por un sistema fluvial monocalizado de alta sinuosidad; c) zona 3 o distal, formada por un sistema fluvial monocalizado de baja sinuosidad; y d) zona 4, correspondiente a la región de interacción entre el mega-abanico del río Huaco, el río Bermejo y el río Jáchal. De acuerdo con las características estudiadas y las clasificaciones de SFD propuestas, el mega-abanico del río Huaco corresponde a un SFD de tipo entrelazado dominante y *anabanching* multicanalizado. Es importante destacar que la tasa de aporte de sedimentos en el mega-abanico no sólo se produce asociada a la acción fluvial, sino también a la acción eólica la que es muy importante, especialmente cuando las geoformas son abandonadas.

EXTENDED ABSTRACT

*Geomorphology and sedimentary facies of the
Río Huaco mega-fan, Bermejo Basin,
San Juan, Argentina*

In the past 15 years, studies in modern intermontane valleys and the geological record proposed the model for distributive fluvial systems (DFS) as a way to explain fluvial deposits from piedmont areas (e.g., Nichols and Fisher, 2007; Hartley *et al.*, 2010; Weissman *et al.*, 2010). The DFS model includes several previously defined sedimentary proposals, such as terminal fans or fluvial fans (Kelly and Olsen, 1993; Blair and McPherson, 1994; Nichols and Fisher, 2007; Colombo, 2010). DFS are generally located away from the mountain front, developed on low-slope piedmonts, dominated by fluid sedimentary processes, and have a fan-shaped convex and lobate topography (Friend, 1978; Nichols and Fisher, 2007; Hartley *et al.*, 2010). Since DFS are widely located in modern continental basins, understanding their facies distribution is crucial for natural resource exploration. This study aims to contribute to the geomorphological and sedimentological characterization and comprehension of the Huaco River mega-fan, located in the central-northern part of the Bermejo Broken Foreland Basin (S30°14'34.98"; W68°15'50.41"; Jordan, 2001; Fig. 1) and to test if it corresponds to the DFS model.

The Huaco River watershed includes Central and Eastern Precordillera sedimentary rocks developed under a seasonal snowy high-mountain climate and a seasonal desert climate. Unlike the Huaco River watershed climate, the mega-fan depositional area develops under a seasonal arid to hyper-arid climate. A detailed geomorphological survey was performed on a GIS platform (QGIS 3.22 and Google Earth). The geomorphological survey included multispectral satellite image processing (Aster and Sentinel 2), high-resolution natural color satellite images (Google Earth, Bing) slope determination through an ALOS PALSAR DEM and Google Earth DEMs, and sinuosity index calculation. A total of eight landforms were recognized in the GIS platform. Multispectral satellite image processing helps in obtaining proxies for sediment textures that were checked in the field. Fieldwork included facies analysis in natural and artificial trenches.

The Huaco River flows through the fold and thrust belts of the Central and Eastern Precordillera for 18 km until it loses confinement in Punta del Agua, where it deposits a mega-fan. The Huaco mega-fan exhibits a maximum width of 39 km and a maximum length of 35 km, covering a total area of 504 km² in the Bermejo Valley.

Seven geomorphological units were recognized in the Huaco mega-fan, most of them comprising several subunits (Fig. 3): Eolian Plain (PE), Main Channels (CP), Interchannel Area (AI), Abandoned Interchannel Area (AIA), Floodplain (LI), Undiscriminated Terminal Splays (LTI), Terminal Plain (PT), and Huaco, Bermejo, and Jáchal Interaction zone (InterHBJ). The CP unit includes gravel bars (BG), abandoned main channel (CPA), and scroll bars (BM) subunits. Sandy gravel bars (BAG) and minor channels (CM) are part of the AI unit. The abandoned stage of AI is included in the AIA geomorphological subunits. Crevasse splays are part of the LI unit and terminal splays of the LTI unit. Finally, terminal plain channels (CPT) and their abandoned stage (CPTA) are located in the PT unit.

Based on the geomorphologic analysis, the Huaco mega-fan is divided into proximal, medial, distal, and interaction zones. The proximal zone displays a multichannel braided fluvial system with a low sinuosity index (1.27) and low slope (0.39°). The geomorphological units that characterize the proximal zone are CP (BG), AI, and PE. The medial zone exhibits a higher sinuosity index (2.32) and a lower slope (0.20°) than the proximal zone. A single-channel, high-sinuosity fluvial system dominates the medial zone with BM and CP geomorphological units and a well-developed floodplain area. Floodplain (LI) includes crevasse splays (LD), abandoned terminal splays (LTA), and the PE. Also, some abandoned branches of the Huaco River are observed (CPA). A decrease in slope (0.17°), though an increase in sinuosity index (1.21), changes the river planform to a single-thread low-sinuosity fluvial system and defines the distal zone. The latter includes the geomorphological units BM, CP, CPA, LTI, LTIA, and PT, which resemble abandoned and active branches of the Huaco megafan. Based on these criteria, the distal zone of the Huaco mega-fan was split up into five regions from West to East. From them, the third region shows more active geomorphological units because it is currently the functional branch of the Huaco mega-fan. In contrast, the second region

exhibits the most significant degree of abandonment where aeolian deposits cover a large portion of the zone. Although aeolian aggradation occurs during the abandonment stage of the dry season, geomorphological units are subjected to intense aeolian aggradation and deflation according to the position in the mega-fan. Finally, the interaction zone occurs downstream, where the Huaco mega-fan and the Jáchal and Bermejo rivers deposits join together.

Natural and artificial trenches from proximal and distal zones of the mega-fan allowed additional observations of geomorphological units. CP and AI geomorphological units exhibit stream flow processes (facies Gci, Gcm, Sh, Sl, Sr, Fl). PE covers channelized facies characterized by Slg, Shm, Sre, and Fl facies. Terminal splay lobes are typically sandy and silty facies deposited when channelized facies lose capacity and competence. Terminal plain channels are shallow (10 cm deep) and connect different terminal splay lobes. Aeolian aggradation occurs in channelized and terminal plain facies, reworking deposited material and creating zibars in the forested terminal lobes area.

According to the results, the domain of stream flow processes, downstream loss of channel capacity and competence, and distributary drainage pattern, the Huaco mega-fan fits to the DFS model. Considering the proposed types, it corresponds to a type III distributive fluvial system of Hartley *et al.* (2010), single braided to high-sinuosity channel, and a type II multi-thread anabranching according to Davidson *et al.* (2013).

Terminal splays of the Huaco River show similar facies arrangement than those described in the Douglas Creek and El Ebro basin (Fisher *et al.*, 2008). Terminal splays of the Huaco River are characterized by laminated sands and silty, faintly convex-shaped bodies up to 0.70 m thick, 1 km wide, and 2 km long. They also present higher vegetation concentrations than floodplain areas. Old trees and shrubs occupy terminal splay complexes, serving as natural traps for transported vegetation during unconfined flow occurrence. As it is observed in other DFSs of Argentina under different climates, the aeolian activity could significantly contribute to the sediment supply of the depositional systems, especially during the river branches abandonment stage.

Keywords: distributive fluvial systems; fluvial facies; arid; multispectral images.

INTRODUCCIÓN

El relleno sedimentario de las cuencas continentales involucra diferentes procesos y factores, entre ellos la interacción de los sistemas de drenaje axial y transversal (*e.g.* Fisher y Nichols, 2013). El sistema de drenaje transversal incluye ríos antecedentes y los sistemas que drenan los márgenes del valle y aportan cantidades significativas de sedimentos al sistema axial (Damanti, 1993; Weissmann *et al.*, 2010; Fordham *et al.*, 2015). En los últimos años surgió un nuevo modelo sedimentario denominado Sistema Fluvial Distributivo (SFD; *Distributive Fluvial System*; Hartley *et al.*, 2010; Weissmann *et al.*, 2010) que reúne a varios modelos sedimentarios definidos previamente (abanicos terminales, mega-abanicos, mega-abanicos fluviales). Los SFD se ubican en general alejados del frente montañoso, se desarrollan típicamente en piedemontes de baja pendiente, están dominados por procesos sedimentarios de flujos fluidos y tienen una topografía convexa y lobulada (Friend, 1978; Nichols y Fisher, 2007; Hartley *et al.*, 2010). Las diferencias entre el modelo SFD (*s.l.*) de los grandes sistemas fluviales axiales/troncales y de los modelos fluviales clásicos (Miall, 1996; Latrubesse, 2015) radica, entre otros rasgos, en el diseño dominante distributivo de la red de canales. Este diseño favorece la acumulación de espesas facies de llanura de inundación, y una tendencia decreciente de capacidad y competencia de los canales que distintivamente puede generar facies areno-fangosas de desbordamientos terminales (Gibling, 2006; Fisher *et al.*, 2007; Fielding *et al.*, 2012; Davidson *et al.*, 2013; Latrubesse, 2015; Santi Malnis *et al.*, 2018). De los abanicos aluviales difiere principalmente en que se ubican alejados de los frentes montañosos y están dominados por sedimentos de grano fino (Nichols y Fisher, 2007; Hartley *et al.*, 2010; Davidson *et al.*, 2013).

La distribución de los sedimentos en los SFD influye directamente en la interconectividad de las facies porosas y permeables tanto de las facies canalizadas como las presentes en la llanura de inundación, generando un impacto significativo en su dinámica y potencial como reservorios de recursos naturales (Nichols y Fisher, 2007). Por ello resulta de importancia analizar la distribución espacial de las facies sedimentarias que los constituyen, apoyados en la geomorfología, y comprender su arquitectura depositacional para su reconocimiento en el registro

geológico (e.g. Latrubesse, 2015). Varios autores refieren a la falta de estudios en mega-abanicos que combinen datos geomorfológicos, sedimentológicos y geofísicos, que permitan comprender su arquitectura fluvial (Gibling, 2006; Sinha et al., 2014).

En este estudio se propuso obtener la distribución espacial de los materiales que forman el mega-abanico del río Huaco y las geoformas que lo componen para determinar si este sistema depositacional corresponde a un SFD y de qué tipo, de acuerdo con los modelos propuestos por Hartley et al. (2010) y Davidson et al. (2013). Se utilizaron diferentes técnicas y herramientas en sistemas de información geográfica para identificar a través de imágenes satelitales e imágenes multiespectrales los sedimentos que lo forman. También se realizó la comprobación de campo de lo observado en forma remota describiendo las características sedimentológicas de las geoformas relevadas. Con estos datos se discriminaron siete unidades geomorfológicas y se determinaron las características texturales de las unidades geomorfológicas identificadas del mega-abanico del río Huaco.

ANTECEDENTES

El primer autor en referirse a un patrón distributivo en facies fluviales fue Friend (1978) quien reconoció algunos aspectos característicos como decrecimiento energético aguas abajo, poca incisión y topografías lobuladas y convexas. Luego varios autores propusieron modelos faciales en ejemplos actuales y del registro geológico (Nichols, 1987; Kelly y Olsen, 1993). Nichols y Fisher (2007) realizaron un análisis de los diferentes modelos y definen los sistemas distributivos fluviales. Posteriormente, Weissman et al. (2010) propusieron a los grandes SFD como un modelo facial que se diferencia de los abanicos aluviales y en los que reúne a varios modelos sedimentarios definidos previamente como abanicos terminales, mega-abanicos, mega-abanicos fluviales (Kelly y Olsen, 1993; Blair y McPherson, 1994; Leier et al., 2005; North y Warwick, 2007; Nichols y Fisher, 2007; Colombo, 2010). Weissmann et al. (2010) mencionaron que la presencia de los SFD en ambientes actuales es muy común característica que no se observa en el registro geológico. Hartley et al. (2010) analizaron aspectos climáticos, tectónicos y geomorfológicos de diferentes SFD de cuencas modernas y propusieron una clasificación para los

SFD basada en el gradiente, la descarga del abanico y la distancia del ápice. Estos autores definieron seis tipos de SFD: (I) un brazo entrelazado que se bifurca en canales entrelazados o rectos (*braided bifurcating*), (II) un sólo brazo entrelazado (*single braided*), (III) un brazo entrelazado dominante que incrementa su sinuosidad o se bifurca aguas abajo (*braided to meandering*), (IV) canal sinuoso que se bifurca en un sistema de canales sinuosos (*single sinuous bifurcating*), (V) múltiples canales sinuosos (*multiple sinuous*), (VI) un sistema de canales con un canal sinuoso dominante (*single sinuous*). Por otra parte, Davidson et al. (2013) revisaron la base de datos utilizada para la clasificación de Hartley et al. (2010) y consideraron otros criterios para los tipos de SFD definidos anteriormente. Estos autores plantearon una clasificación basada en elementos geomorfológicos definidos en base su forma topográfica, tamaño y escala en relación con otros elementos. Davidson et al. (2013) definieron tres tipos de SFD: (tipo 1) entrelazado bifurcante (*braided bifurcating*), (tipo 2) *anabranching* multicanalizado (*multi-thread anabranching*), (tipo 3) *anabranching* monocanalizado sinuoso (*single sinuous thread anabranching*).

Uno de los primeros autores en estudiar el mega-abanico del río Huaco fue Damanti (1993) quien utilizó sensores remotos para analizar los controles geomorfológicos y tectónicos en los patrones de sedimentación de la cuenca Bermejo. El autor reconoció tres grandes ambientes, las facies de bajada, las facies de abanico aluvial y las facies fluviales. Dentro de las facies de abanico aluvial nombró una sub-variedad de grandes facies aluviales de fuente puntual (*large point-source alluvial fan facies*) donde incluyó a los depósitos del río Huaco. Posteriormente Horton y DeCelles (2001) revisaron los trabajos de Damanti (1993) y lo clasificaron como un mega-abanico, y es referido como tal en trabajos posteriores (e.g. Hartley et al., 2010).

Otros SFD estudiados en regiones con condiciones climáticas similares al caso aquí analizado es el SFD Papagayos que, si bien posee dimensiones menores a las consideradas en las clasificaciones de Hartley et al. (2010) y Davidson et al. (2013), desarrolla una zonación aguas abajo, caracterizada por la pérdida de capacidad y competencia de los canales, y el dominio de flujos tractivos en los canales. A diferencia de otros modelos SFD de la literatura, el SFD Papagayos presenta un desarrollo de flujos cohesivos (flujos de

barro) en la llanura de inundación, producidos en forma secundaria debido a la infiltración del agua en el sustrato permeable, y la densificación de la matriz por la gran carga de materiales en suspensión (Santi Malnis *et al.*, 2018).

Hacia el sur de la zona de estudio, en la región de los ríos Atuel y Diamante, se definió el SFD Atuel-Diamante desarrollado desde el Pleistoceno hasta la actualidad (Mehl *et al.*, 2022). En las cercanías del ápice los autores reconocieron facies gravosas aluviales que son las más antiguas (Pleistoceno; Mehl *et al.*, 2022). Actualmente, hay varios niveles aterrazados en la región de los Médanos Picardo, Jaime Pratts y Soitú que alcanzan hasta unos 12 m de exposición vertical. Estas terrazas reflejan las condiciones paleoambientales del SFD durante el Holoceno, en las que se interpretaron facies fluviales de alta a mediana sinuosidad (tipo *wandering*) y llanuras de inundación no cohesivas dominadas por arenas y limos. En las terrazas se denota arreglo granodecreciente aguas abajo, en donde las facies arenosas y limo arenosas, pasan a dominar facies limosas y limo arcillosas. En el abandono fluvial total, estas geoformas experimentan procesos de agradación y deflación eólica.

Otro mega-abanico estudiado es el SFD del río Salado/Juramento en la llanura chaqueña en el centro este de Argentina, desarrollado bajo un clima templado cálido y con verano caluroso (Thalmeier *et al.*, 2021). La distribución de este mega-abanico es compleja ya que cuenta con un alto estructural (Alto de Otumpa) que altera las pendientes generando sectores identificados como de drenaje distributarios y tributarios al sistema. Thalmeier *et al.* (2021) definieron cuatro zonas en el SFD Salado/Juramento aguas abajo del ápice. La zona proximal media posee planicie fluvial de canales con diseño entrelazados, planicie fluvial con facies de llanura de inundación caracterizadas por lóbulos de desbordamiento, y lóbulos terminales abandonados. En la zona distal los autores reconocieron planicies loésicas con hoyos de deflación, canales fluviales, lóbulos de desbordamiento, un ambiente palustre arcilloso y una zona de interacción con los ríos aledaños. La tercera es una zona de interacción fluvio eólica, y la cuarta zona corresponde a la faja fluvial actual.

MARCO GEOLÓGICO

El mega-abanico del río Huaco se ubica en la

porción norte del valle del Bermejo y está formado por los depósitos del río homónimo, uno de los pocos sistemas hidrográficos de régimen permanente en la provincia de San Juan (Fig. 1). La cuenca de drenaje del río Huaco inicia en la zona del cerro Los Caballos con una altura máxima de 3.907 m.s.n.m. y discurre hacia el SE hasta el Embalse Cauquenes (el que regula actualmente su caudal). A partir de este embalse atraviesa en sentido O-E la sierra de la Batea hasta llegar al valle de Huaco en donde cambia su orientación al SE hasta atravesar la sierra de las Salinas en sentido O-E nuevamente. Finalmente desagua en el piedemonte occidental del valle del Bermejo donde se encuentra su punto de cierre a 861 m.s.n.m. (Fig. 1).

La cuenca de drenaje abarca las provincias geológicas de Precordillera, incluyendo los sectores Central y Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981; Zapata y Allmendinger, 1996). El mega-abanico se desarrolla en Precordillera Oriental, donde diversos autores reconocieron estructuras en el subsuelo del valle del Bermejo con vergencia occidental (anticlinal del Bermejo; Zapata y Allmendinger, 1997).

La composición litológica de la cuenca de drenaje, en el sector del cerro de Los Caballos y la sierra de la Batea (Precordillera Central), está representada por rocas sedimentarias carbonáticas y clásticas paleozoicas, mesozoicas, cenozoicas, y rocas volcánicas del Cenozoico (Cuerda, 1966; Padula *et al.*, 1967; Polanski, 1970; Limarino *et al.*, 2000). Para el caso de la sierra de las Salinas (Precordillera Oriental) la composición corresponde a las rocas sedimentarias clásticas y volcánicas de la cuenca neógena-cuaternaria de Precordillera (Astini, 1996; Ramos, 1996; Jordan *et al.*, 2001).

Desde el punto de vista geológico el valle del Bermejo es reconocido como una cuenca de antepaís fragmentado o *broken foreland* (Jordan *et al.*, 2001). Asociado a esta configuración tectónica se genera un paisaje de bajadas pedemontanas coalescentes con abanicos aluviales de procedencia local (facies de bajada; Damanti, 1993). Los depósitos de los ríos Jáchal y Huaco son reconocidos como extensas facies de abanicos aluviales de fuente puntual (Damanti, 1993), los cuales gradan progresivamente a las facies del río Bermejo (facies fluviales; Damanti, 1993). Dentro de las facies aluviales se han identificado grandes campos arenosos como el de Ampacama y el que se encuentra al noreste de la Punta del Agua, formados por dunas longitudinales y crestas

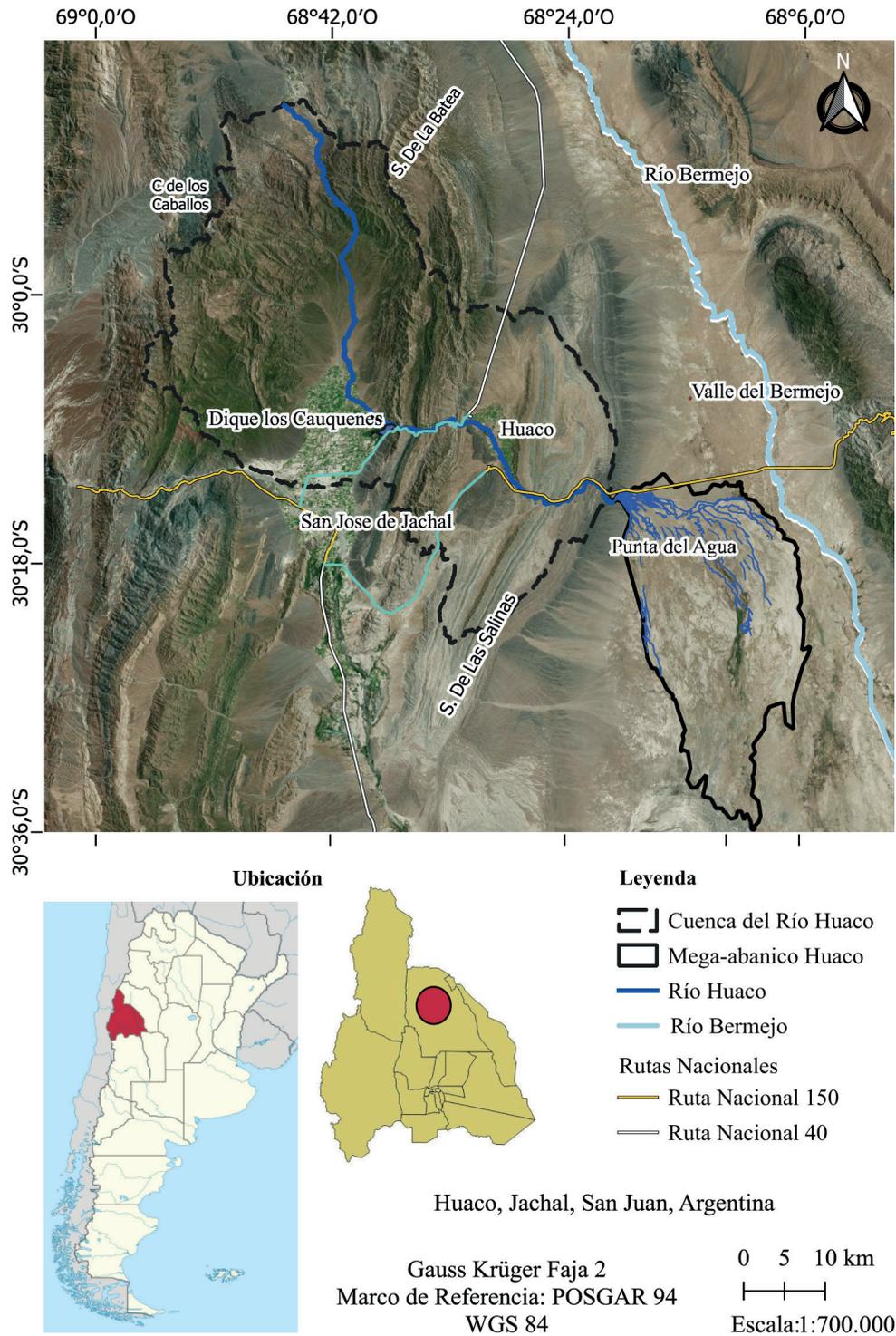


Figura 1. Mapa de ubicación de la cuenca del río Huaco.
Figure 1. Location map of the Huaco River basin.

barjanoides (Furque *et al.*, 2003). Las facies eólicas constituyen otra fuente de sedimento, generando facies de interacción fluvio eólica como mencionan Tripaldi y Limarino (2008) para el valle de Guandacol aguas arriba de la cuenca aquí estudiada.

METODOLOGÍA

La metodología incluyó el procesamiento de imágenes satelitales multiespectrales, análisis fotogeológico, relevamiento geomorfológico del

mega-abanico, el reconocimiento de campo y descripción sedimentológica de los depósitos de las geoformas identificadas.

Para el procesamiento de imágenes satelitales se utilizaron productos satelitales multiespectrales: Aster y Sentinel 2 con corrección atmosférica. Se aplicaron diferentes combinaciones de bandas para obtener imágenes que permitan discriminar los objetos observados, como distintos tipos de sedimentos, zonas húmedas y megaformas. En el software Qgis 3, utilizando el complemento *Semi Automatic Classification Plugin* (Congedo, 2016) y en Google Earth Engine se realizaron diferentes combinaciones y se seleccionaron las combinaciones 8A-11-2, 12-11-8A, 8A-11-4 para Sentinel y 10-6-1 para las imágenes ASTER (Fig. 2).

Para la digitalización de las geoformas se utilizaron imágenes satelitales color natural con alta resolución espacial (Google Earth, Bing). Se discriminaron diferentes unidades en función de sus características geomorfológicas y genéticas, como geoformas fluviales y geoformas eólicas, y en algunos casos, cuando participan procesos fluvio-eólicos en su formación, fueron agrupadas en geoformas fluvio-eólicas. Dentro de las geoformas fluviales se consideraron canales principales, canales menores, área intercanal, diferentes tipos de barras fluviales, barras de meandro, lóbulos de desbordamiento, canales de planicie terminal y lóbulos terminales. Dentro de las geoformas eólicas se definió una planicie de acumulación eólica y se diferenciaron las geoformas activas de las abandonadas. Estas geoformas fueron digitalizadas a una escala de detalle 1:15.000 y 1:30.000.

Dentro del análisis fotogeológico se digitalizó la red de drenaje del mega-abanico para analizar la sinuosidad de los cauces principales a través del índice de sinuosidad (IS) = $\text{thalweg}/\text{longitud del valle}$ (Leopold y Wolman, 1957) (Tabla 1). Se analizaron los valores de las pendientes, las cuales se calcularon por medio del modelo de elevación digital de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) en la aplicación de Google Earth. El SRTM de Google Earth posee una precisión que permite realizar estudios a escalas de detalle y regionales (Smith y Sandwell, 2003; El-Ashmawy, 2016; Meza, 2020), previamente utilizados en casos de estudio similares (Hartley *et al.*, 2010).

Las tareas de campo consistieron en describir e identificar las características sedimentológicas de las geoformas delimitadas en las imágenes

	Zona 1	Zona 2	Zona 3
log. Total (km)	7,94	15,18	12,5
Total recto (km)	6,26	6,54	10,01
índice de sinuosidad	1,27	2,32	1,21
Pendiente (grados)	0,39	0,20	0,17

Tabla 1. Zonas del mega-abanico del río Huaco según el índice de Sinuosidad y pendiente.

Table 1. Zones of the Huaco river mega-fan according to the sinuosity index and slope.

satelitales, establecer su relación espacial con otras geoformas utilizando cortes naturales y calicatas. Se determinaron facies sedimentarias definidas como un cuerpo sedimentario constituido por uno o varios grupos de estratos y caracterizado por su litología (composición y textura) y estratigrafía (espesor, geometría de estratos, estructuras sedimentarias y contenido paleontológico) (Bossellini *et al.*, 1989; Miall, 1985; Miall, 1988). Para caracterizar las litofacies se usaron los códigos litofaciales de Allen (1983), Miall (1996), Suriano y Limarino (2009) y las definidas por Fisher *et al.* (2008) en ambientes actuales similares (facies de lóbulos terminales). Las litofacies definidas se resumen en la Tabla 2.

En los casos que pudo observarse la morfología 3D de los cuerpos sedimentarios se identificaron superficies limitantes. Las superficies limitantes de primer y segundo orden limitan *sets* y *cosets*, las de tercer orden representan reactivación de corrientes fluviales que modifican el régimen de flujo; las de cuarto orden se dividen en dos tipos (DeCelles *et al.*, 1991); 4a que es de tipo acrecional, describen el límite superior de las macroformas con morfología preservada, siendo generalmente planas o convexas; las 4e, son de tipo erosiva, marcan las superficies basales de canales individuales incluidos en complejos de canales y suelen ser cóncavas hacia arriba o irregulares. Las superficies limitantes de quinto orden son aquellas superficies basales que limitan complejos de canales o grandes canales multiepisódicos (5e) y el techo de canales es reconocida como 5a (DeCelles *et al.*, 1991; Miall, 1996).

CLIMA

Según la clasificación de Köppen el área de estudio presenta varios tipos de clima estacionales

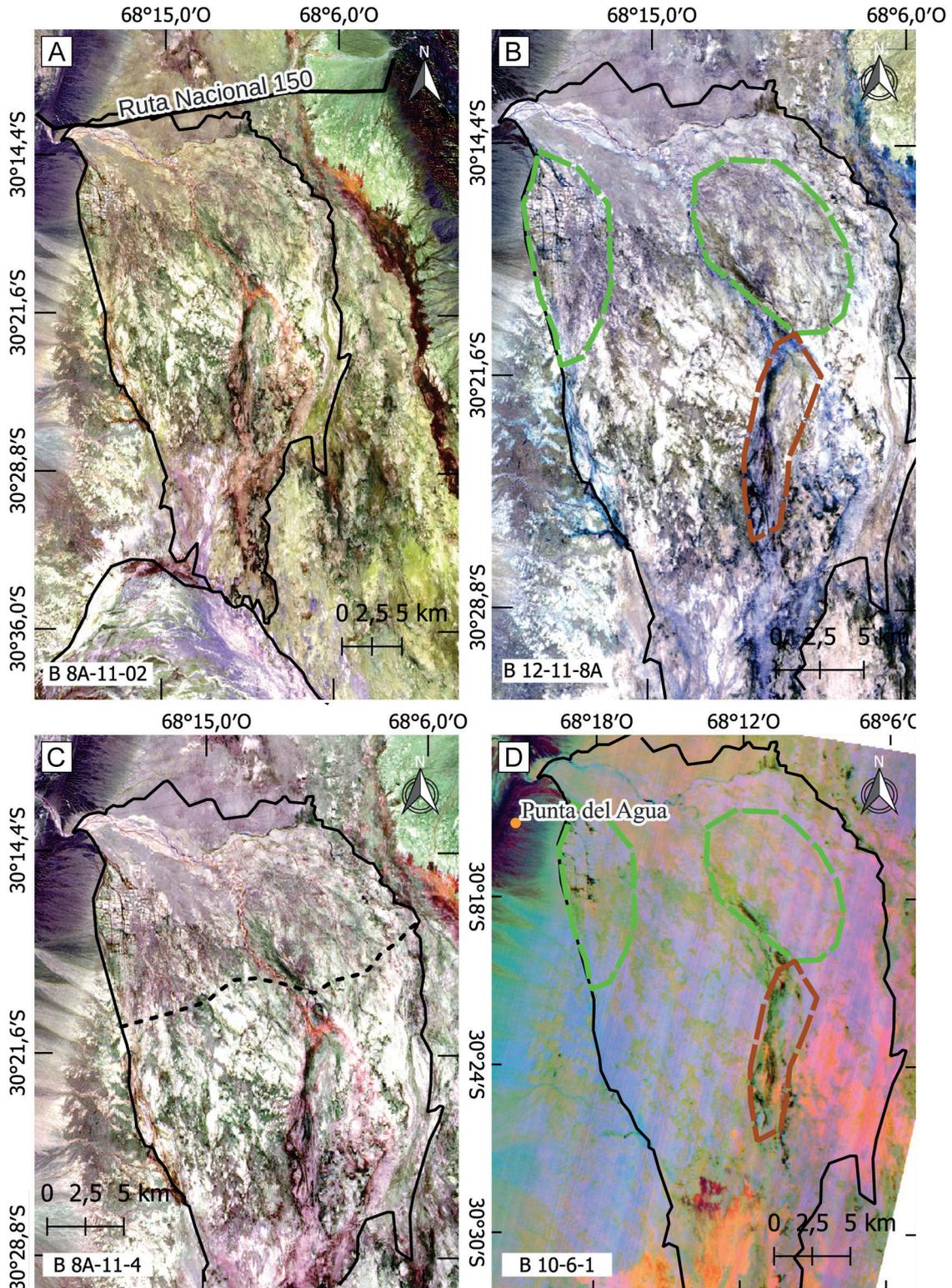


Figura 2. Análisis de imágenes multiespectrales. **a)** Imagen Sentinel 2 con combinación de bandas 8A-11-02, donde se distinguen el mega-abanico del río Huaco del valle del Bermejo y el abanico del río Jáchal; **b)** Imagen Sentinel 2 con combinación de bandas 12-11-8 donde se indican zonas arenosas correspondientes a complejos de lóbulos indiferenciados en verde claro y a canales de planicie terminal en marrón; **c)** Imagen Sentinel 2 con combinación de bandas 8A-11-4 donde se instiguen depósitos gruesos al norte de depósitos más finos al sur, áreas indicadas por líneas de puntos; **d)** Imagen Aster con combinación de banda 10-6-1. Las tonalidades rojizas y naranjas muestran la emisión en la banda 10 de materiales con contenido de cuarzo. Los colores verdes representan las zonas con vegetación y representan cauces y los lóbulos terminales activos. Los celestes representan zonas de acumulación de sales y materiales de textura arcillosa.

controlados por la variación de la altura topográfica (Poblete, 1989). La cuenca del río Huaco presenta dos tipos de climas, clima nevado seco (EB) en las zonas de altas cumbres hasta los 3300 m.s.n.m. y clima tipo seco desértico frío (BWk) para el resto de la cuenca. En la zona del valle del Bermejo, con alturas inferiores a los 800 m.s.n.m., presenta un clima de tipo seco desértico cálido (BWh).

Para el clima BW la evaporación excede la precipitación media anual, es decir que existe una marcada deficiencia hídrica. Para el clima EB, la temperatura promedio de todos los meses es inferior a 10° C y con precipitaciones en verano.

Para la zona de estudio los datos disponibles corresponden a la estación meteorológica de la ciudad de Jáchal. Las precipitaciones pluviales se concentran en el verano siendo febrero el mes más lluvioso con precipitaciones medias anuales de 32,3 mm y con pocas precipitaciones durante el invierno siendo agosto el mes menos lluvioso con precipitaciones medias anuales de 1,8 mm. La precipitación media acumulada anual es de 123,4 mm (Servicio Meteorológico Nacional, 2023). Las temperaturas medias anuales son de 16,7 °C. El mes más frío es julio con una temperatura media mensual de 7,2 °C y el mes más cálido es enero con una temperatura media mensual de 25,4 °C (Servicio Meteorológico Nacional, 2023).

RESULTADOS

Procesamiento de imágenes satelitales

La combinación de bandas 8A-11-2 del sensor Sentinel 2A permitió resaltar y diferenciar los diferentes materiales procedentes de las cuencas del río Huaco, el río Jáchal y el río Bermejo (Fig. 2a). En esta combinación la vegetación se observa en tonos naranjas y rojos, el agua del río Huaco se ve en tonos oscuros, las gravas y arenas de las barras centrales en tonos violáceos a azules, y las áreas intercanal en

marrones muy claros. En cambio, los depósitos del río Jáchal pueden observarse con colores violeta a rosado y los del río Bermejo en tonos dorados. En la combinación de bandas 12-11-8A (Sentinel 2A) la vegetación y el agua del río Huaco se ve en azul, permitiendo diferenciar mejor los sedimentos (Fig. 2b). Se pueden discriminar los lóbulos terminales dentro del mega-abanico ya que la vegetación se establece en los mismos (como árboles de gran porte).

En una imagen Sentinel con combinación de bandas 8A-11-4 la vegetación se observa en tonos rojizos, en tonos verdosos se ven materiales gravo-arenosos mientras que los materiales arcillo-salino se ven muy claros (Fig. 2c). La combinación de bandas 8A-11-4, del mismo sensor, permite diferenciar mejor la distribución de materiales areno-gravosos en las porciones proximales y medias de los materiales arcillo-salinos en las porciones distales. Nótese que el complejo de lóbulos terminales indiferenciados abandonado de Punta del Agua presenta tonos muy claros en parcelas de cultivo inactivas

La combinación 10-6-1 del sensor Aster muestra la distribución grano-decreciente de los materiales desde zonas proximales a zonas distales (Fig. 2d). Las tonalidades rojizas y naranjas muestran la emisión en la banda 10 de materiales con alto contenido de cuarzo (Breunig *et al.*, 2009). Por su ubicación cercana a la zona de deposición actual de los lóbulos terminales, se interpreta como áreas dominadas por sedimentos arenosos, ahora inactivos, sumados al retrabajo eólico en el techo de la geoforma. Los colores verdes representan las zonas con vegetación y representan cauces y los lóbulos terminales activos. Los tonos celestes indican zonas de acumulación de sales y materiales de textura arcillosa, ya que estos materiales tienen alta reflectancia entre las bandas 1 a 3 de Aster (Azcurra *et al.*, 2003). En las porciones orientales del mega-abanico, en la zona de los complejos de lóbulos terminales indiferenciados refleja en tonalidad violáceas y naranjas que podrían indicar la mezcla de materiales arcillosos, salinos y arenosos.

Figure 2. Multispectral image analysis. **a)** Sentinel 2 image combining bands 8A-11-02 showing the Huaco River megafan in the Bermejo Valley and the Jáchal River fan; **b)** Sentinel 2 image with the combination of bands 12-11-8, where sandy areas corresponding to complexes of undifferentiated terminal splays are seen in light green and terminal plain channels are seen in brown; **c)** Sentinel 2 image with the combination of bands 8A-11-4, where thick deposits in the north are initiated by finer deposits in the south, areas indicated by dotted lines; **d)** Aster image with band combination 10-6-1. Reddish and orange colors show emission in band 10 of materials with quartz content. Green colors represent areas with vegetation and represent channels and active terminal splays. Light blue colors represent areas of salt accumulation and materials with a clay texture.

Unidades geomorfológicas y geoformas del mega-abanico del río Huaco

Con la metodología aplicada se discriminaron siete unidades geomorfológicas, activas y abandonadas: planicie de acumulación eólica, canal principal, área intercanal, área intercanal abandonada, llanura de inundación, lóbulos terminales indiferenciados, planicie terminal (Fig. 3).

Planicie de acumulación eólica (PE): En el extremo norte del mega-abanico hay una extensa región deprimida de 12 km de largo y 3 km de ancho, con morfología elongada y paralela al norte del brazo activo del río Huaco. En esta región se observa la acumulación de dunas eólicas de hasta 2 m de altura (Fig. 4a). Algunas características fotogeológicas que presenta son un color marrón claro textura mixta, entre rugosa media y lisa, ya que presentan manifiesta vegetación. Los depósitos eólicos exhiben una morfología suave a levemente asimétricas con caras de sotavento tendidas. La vegetación es en general de tipo arbustiva con *Larrea divaricata* y *cuneifolia* de 1 a 1,5 m de altura, *Bulnesia retama* de 1 a 2 m de altura, plantas de género *Senna sp.* de cerca de medio metro y del género *Atriplex sp.* de cerca de 10 cm de altura y también presenta vegetación arbórea (algarrobos; Fig. 4a).

Las características sedimentológicas se analizaron en una trinchera natural en las proximidades del río Huaco. Los depósitos eólicos se caracterizan por presentar un paquete de 1 m de sedimentos con la preservación en el techo de una morfología de cresta asimétrica, compuesto por arenas finas a muy finas, con buena selección, y presentan una base plana sobre paquetes gravo arenosos tabulares de facies de canal (Gh; Fig. 5a). La superficie de contacto entre las dunas y el canal representaría una superficie limitante acrecional de quinto orden. Los depósitos eólicos inician con ciclos de Shm, Slg, Fm, separados por superficie limitantes de segundo orden (Fig. 5a). Por encima se observan sets de Sre ascendentes, y facies Slg. En la superficie de estas dunas se observan óndulas eólicas (Sre) con gradación inversa.

Esta región deprimida es interpretada como una planicie de acumulación eólica formada principalmente por dunas de sombra y zibars (Bagnold, 1954; Nielson y Kocurek, 1986) con crecimiento vertical por la migración de óndulas eólicas (Limarino y Martínez, 1992; Tripaldi, 2002).

La coalescencia de zibars genera un patrón lineal que denota la dirección del viento predominante que las forma, que es del SE al NO (348°). En ambientes similares se reconocieron este tipo de dunas ancladas por vegetación en ambientes de planicie intercanal (Tripaldi y Limarino, 2008). En este caso la extensión de la planicie de acumulación eólica excede el área intercanal. Si bien es posible que, de acuerdo con la morfología de la planicie eólica y los depósitos observados por debajo de las dunas en la margen del río Huaco, esta región haya sido un brazo inactivo del río Huaco, el que ahora está completamente tapado por las dunas eólicas. A la escala de este trabajo no se observan geoformas fluviales manifiestas en esta región, salvo localmente vegetación arbórea que muestra cierta orientación lineal posiblemente siguiendo antiguos canales.

Canal principal (CP): El canal principal constituye el actual curso de agua permanente del río Huaco. Su ancho inicia con 320 m y termina con 270 m, tiene un largo de 7,94 km, representando un 23% del recorrido total (del canal principal a lo largo de todas las zonas) y una sinuosidad baja de 1,27 (Fig. 4b). Posee un color gris claro, observándose agua en el thalweg, textura lisa, no se encuentra vegetado, y exhibe un diseño multicanalizado. Los sedimentos que tapizan el cauce son gravas finas a medias imbricadas, horizontales y masivas (Gci, Gh, Gcm). Las gravas son cubiertas por arenas medias a gruesas que forman una matriz secundaria, por facies finas que representan estadios de flujo menguante (Sm y Fl). Las facies finas son luego removidas por el viento, y la arena es retrabajada por el viento formando pequeños depósitos de arenas formadas por óndulas de reptación. Las facies finas forman grietas de desecación en las que se preservan marcas de gota de lluvia en las zonas más profundas de los cauces.

La unidad geomorfológica canal principal se encuentra rodeando barras gravosas y es bifurcada por barras areno gravosas, y se conecta con el canal principal abandonado.

Barras gravosas (BG): Las barras gravosas se observan con un tono gris una textura rugosa, y se encuentran poco vegetadas, y son depósitos de poco relieve dentro del cauce (Fig. 4b). Se distribuyen en la parte proximal del abanico dentro del canal principal, poseen un tamaño promedio de 100 m

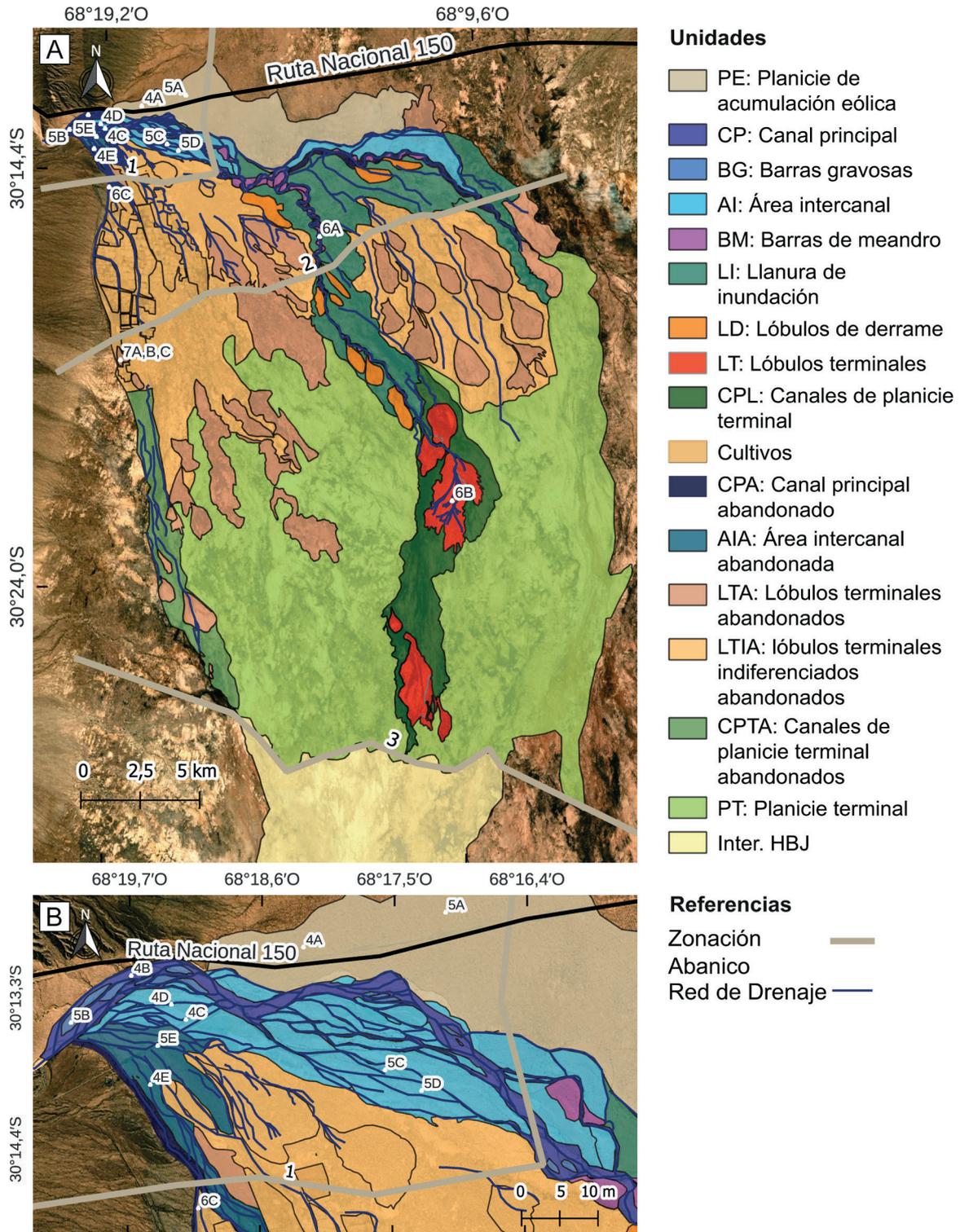


Figura 3. Unidades geomorfológicas del mega-abanico del río Huaco. **a)** Mapa de unidades geomorfológicas; **b)** Mapa de detalle en la zona proximal del mega-abanico. Inter HBJ: zona de interacción mega-abanico del río Huaco, abanico del río Bermejo y abanico del río Jáchal.

Figure 3. Geomorphological units of the Huaco River megafan. **a)** Map of geomorphological units; **b)** Detail map of the proximal area of the megafan; PE: eolian Plain, CP: main channel, BG: gravel bar, AI: interchannel area, BM: scroll bars, LI: floodplain, LD: Crevasse splays, LT: terminal splays, CPL: terminal channel plain, CPA: abandoned main channel, AIA: abandoned interchannel area, LTA: abandoned terminal splays, LTIA: abandoned undifferentiated terminal splays, CPTA: abandoned terminal plain channels, PT: terminal plain, Inter. HBJ: megafan interaction zone of the Huaco River, fan of the Bermejo River and fan of the Jáchal River.

de ancho por 400 m de largo y una altura hasta 0,5 m (Fig. 5b). Están formadas por gravas imbricadas, y masivas (Gci y Gcm). Por encima de las gravas se observan facies de arenas con laminación horizontal de alto régimen de flujo, y ondulítica (Sh y Sr), y facies finas laminadas (Fl).

Las gravas se nuclean en algunos sectores del cauce fluvial, y forman un manto de gravas que luego crece verticalmente y aguas abajo, con arreglo grano-decreciente, con la generación de *cosets* de arenas laminadas (Sh) mostrando condiciones de alto régimen de flujo (Hein y Walker, 1977; Ashmore, 1991; Miall, 1996; Fielding et al., 2006).

Canal principal abandonado (CPA): En los brazos inactivos del río Huaco se observan canales principales abandonados que presentan algunas características fotogeológicas que los distinguen de los ya definidos. Los lechos del cauce del canal principal presentan depósitos arenosos y facies finas tapizando casi todo el lecho fluvial, incluida la precipitación de sales, lo que genera cambio en su color y tonalidad a valores más claros, así como una textura media a fina. Las barras gravosas desarrollan más vegetación arbustiva, especialmente en los bordes, las que acumulan depósitos eólicos en forma de dunas de sombra. También presentan mantos de arenas eólicas sobre su superficie.

Barras de meandro (BM): Se distribuyen a lo largo del canal principal del abanico en la zona dos. Sus tamaños promedios son de 170 m de ancho por 180 m de largo. Fotogeológicamente se distinguen por un color gris claro a marrones, con una textura rugosa donde destaca la vegetación densa (Fig. 6a). Puede observarse que los materiales de color gris se acumulan solamente en el *thalweg* en la zona de máxima curvatura, y en dirección perpendicular aguas abajo se observan materiales de colores marrones medios y marrones muy claros. En cada surco se observa la misma gradación de colores que, de acuerdo con las características fotogeológicas observadas en la zona de estudio, los grises representan los materiales más gruesos (gravas), los marrones medios materiales arenosos y los marrones muy claros corresponden a las limos y arcillas. Asociados a los meandros se observan dos tipos de barras: las típicas desarrolladas en el sentido opuesto de migración lateral, ubicadas en la curvatura cerrada del canal (barras de meandro;

Pedraza 1996); las otras desarrolladas en el sector opuesto a la migración lateral, denominadas *counter point bars* en la literatura (Nanson y Croke, 1992). Estas barras se desarrollan en sectores donde los bordes del canal (¿albardones?) exhiben materiales de tonalidad muy clara como arcillas, muestran significativa incisión y generan sombra al flujo. Estas características fotogeológicas son interpretadas como albardones muy resistentes a la erosión, y es frecuente el desarrollo de las *counter point bars* en esas condiciones. Se pueden observar desde la imagen satelital las crestas y surcos de las distintas barras, en algunos casos se observa migración lateral, y migración aguas abajo en función de la sinuosidad del canal (Fig. 6a).

Área intercanal (AI): barras areno gravosas y canales menores.

Barras areno gravosas: Las barras areno-gravosas se observan fotogeológicamente con dos tonos, un color gris oscuro en el centro y tonos claros hacia los extremos aguas arriba y abajo. Presenta una textura rugosa fina, vegetación de tipos arbórea y arbustiva (jarillas y algarrobos). Los árboles se ubican en los bordes de las barras, cerca de los canales que las rodean. En general poseen dimensiones de 600 m de largo por 300 m de ancho y 1,5 m de altura (Fig. 4c).

Las barras areno gravosas se caracterizan por presentar una base plana sobre los depósitos de canal principal. Sus depósitos muestran una capa de gravas finas con imbricación (Gci), sobre la que se desarrollan arenas con laminación horizontal (Sh; Fig. 5c). Las gravas y arenas se repiten en ciclos de 20 cm. Por encima se observan facies de arenas con laminación horizontal (Sh) y laminación ondulíticas (Sr) y facies finas laminadas (Fl). El techo de la geoforma presenta facies finas laminadas, dunas de sombra y mantos de arenas eólicas.

Esta unidad se encuentra rodeada por canal principal, barras areno-gravosas abandonadas, lóbulos terminales indiferenciados y la planicie de acumulación eólica.

Canales menores: Se encuentran limitando las barras areno-gravosas se observan de un color gris claro y textura lisa, poseen cerca de 30 a 40 metros de largo a 3 m de anchura y pueden o no encontrarse con agua (Fig. 4 d). La base de los canales consta de gravas imbricadas, gravas masivas con matriz

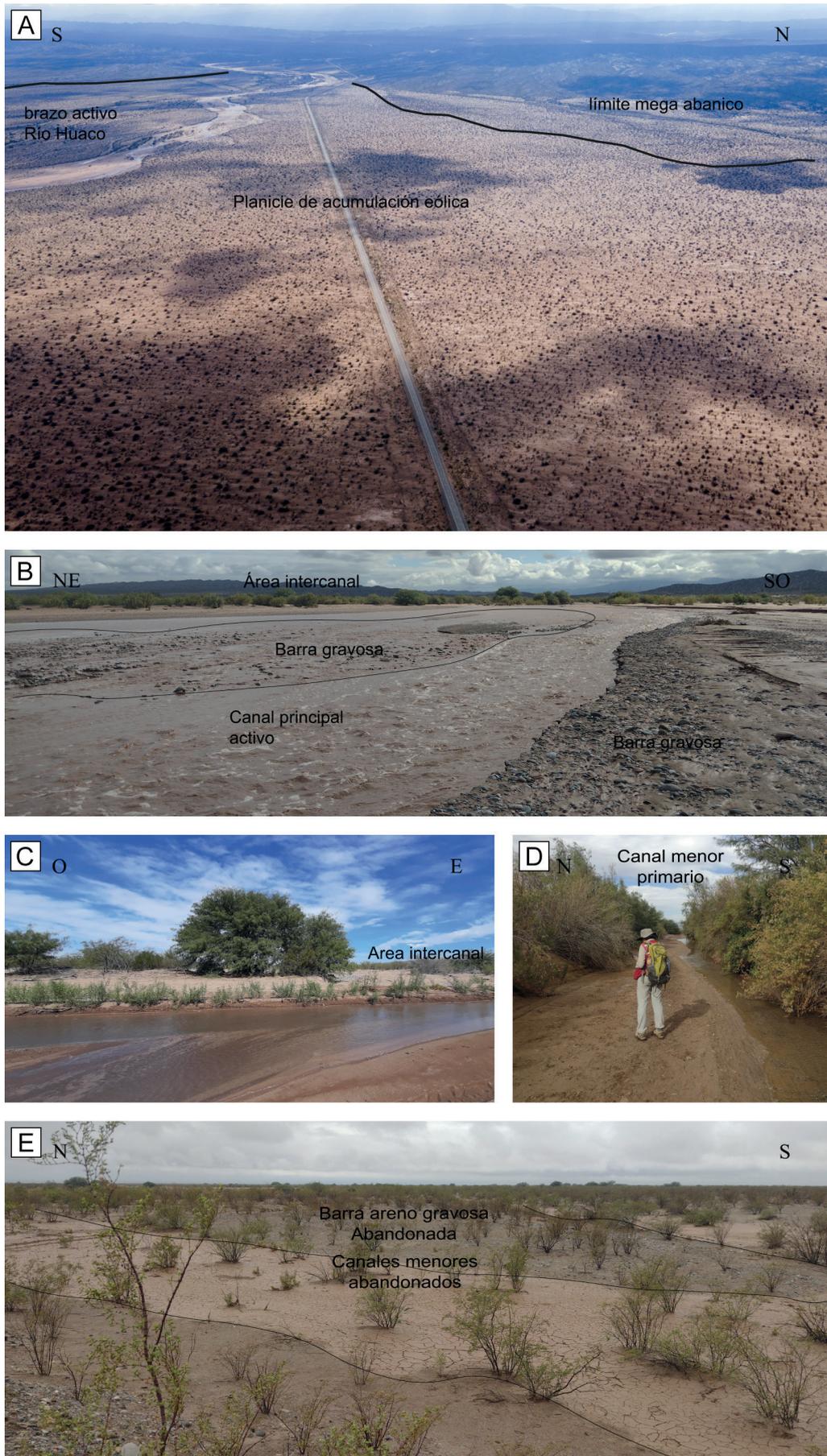


Figura 4. Fotografías de campo de geformas del mega-abanico del río Huaco. **a)** Vista panorámica de la planicie de acumulación eólica. Se observan dunas de sombra en vegetación arbustiva, al fondo el río Huaco; **b)** Vista del canal principal, barras gravosas y área intercanal; **c)** Vista del canal principal (río Huaco) y el área intercanal; **d)** Canales menores; **e)** Vista del área intercanal abandonada.

Figure 4. Field photographs of landforms from the Huaco River megafan. **a)** Panoramic view of the eolian plain. Shadow dunes in bushy vegetation are observed, in the background the Huaco River; **b)** View of the main channel, gravel bars and interchannel area; **c)** View of the main channel (Huaco River) and the interchannel area; **d)** Minor channel; **e)** View of the abandoned interchannel area.

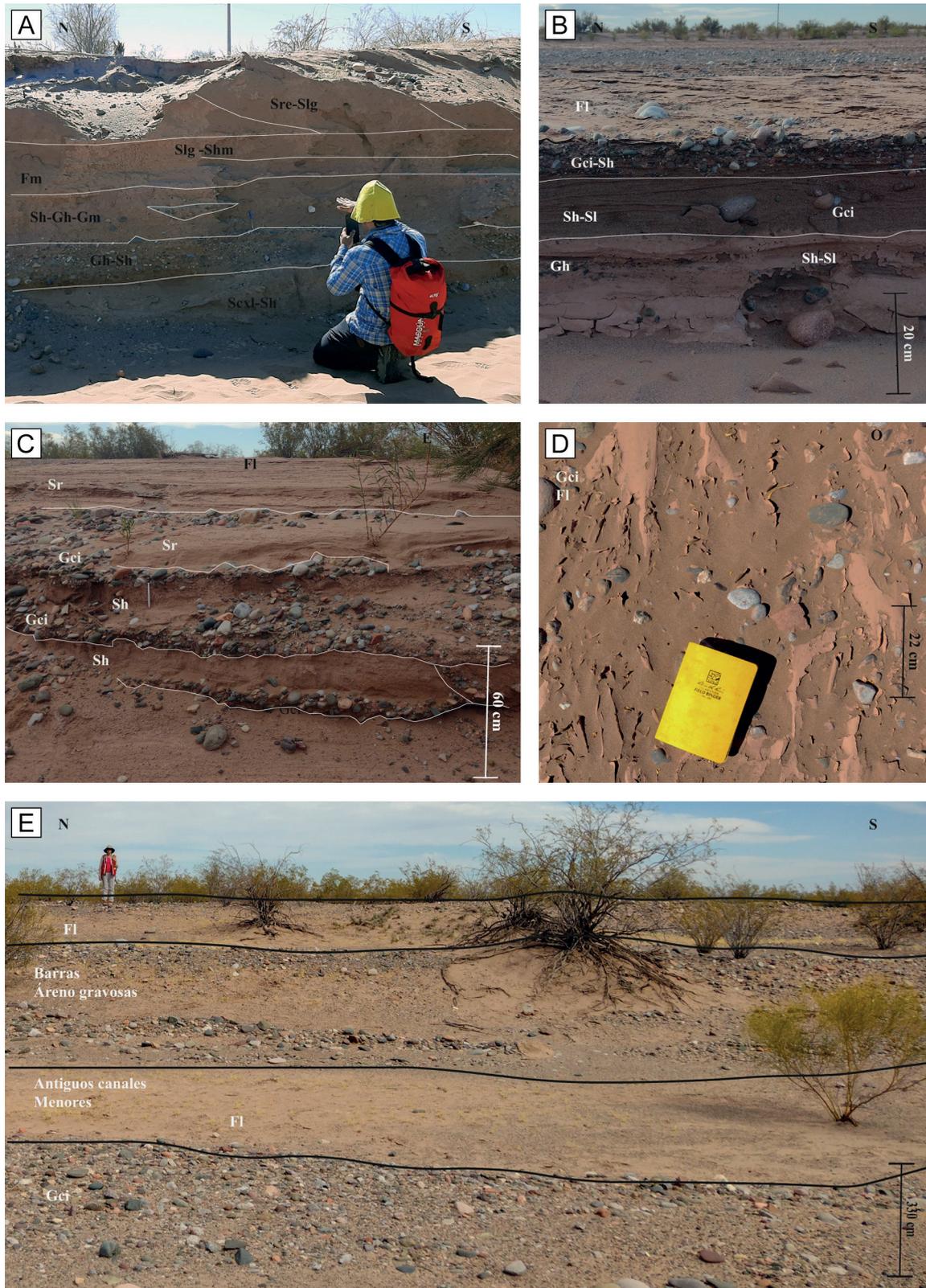


Figura 5. Fotografías de campo de geofomas del mega-abanico del río Huaco. a) Perfil de la planicie de acumulación eólica (descripción de litofacies en Tabla 2); b) Perfil de barras arenó gravosas; c) Perfil del área intercanal; d) Vista en planta de canal menor; e) Vista del área intercanal abandonada.

Figure 5. Field photographs of landforms from the Huaco River megafan. a) Profile of the eolian plain (lithofacies description in Table 2); b) Profile of gravelly sand bars; c) Profile of the interchannel area; d) Plan view of minor canal; e) View of the abandoned interchannel area.

arenosa (Gci, Gcm, Gm) que gradan a facies de arenas con laminación horizontal y ondulítica (Sr-Sh) y en algunos sectores se encuentran acumulaciones de facies finas (Fl; Fig. 5d).

Área intercanal abandonada (AIA): El área intercanal abandonada presenta los elementos: barras areno gravosas abandonadas y los canales menores abandonados. Poseen un color gris medio con una textura rugosa fina, se ubican entre el canal principal y la localidad de Punta del Agua. Su tamaño es de 1000 m de ancho por 2000 m de largo y su altura es de cerca 1 m (Figs. 4e, 5e).

Barras areno gravosas abandonadas: Las barras areno gravosas abandonadas se caracterizan por presentar en imágenes satelitales tonalidades más oscuras que las activas, producida por el mayor desarrollo de vegetación arbustiva y la acción eólica. Las barras ubicadas en el brazo inactivo oeste entre el brazo Punta del Agua y el brazo activo del río Huaco presentan mayor exhibición de las facies gravosas. En las inspecciones de campo se observó que los sedimentos finos que quedan remanentes son los asociados a las raíces de las plantas, los que se encuentran humedecidos, pero en general la acción del viento se lleva los materiales finos quedando las fracciones gruesas expuestas (Fig. 5e).

Canales menores abandonados: Estos canales en estado de abandono solo reciben agua producto de la precipitación directa cuando llueve, en esos casos se colmatan, y a lo sumo si llueve mucho distribuyen el agua localmente, pero están desconectados de la red de drenaje principal. El relleno de estos es de facies finas laminadas (Fig. 5e).

Los procesos involucrados en la evolución de las barras areno gravosas y los canales abandonados podrían incluir el lavado laminar en donde los procesos eólicos son dominantes (González Díaz y DiTommaso, 2013) y el escurrimiento superficial debido a lluvias estacionales.

Llanura de inundación (LI): Se distribuye a lo largo del brazo principal del mega-abanico, con dimensiones de 23 km de largo y una anchura de 2,5 km en promedio, puede reconocerse principalmente en las zonas dos y tres. Se caracteriza por un color marrón claro a verde oscuro, debido a que la vegetación se encuentra en parches bastante densos

y una textura rugosa. En las zonas sin vegetación se observa un color marrón claro con una textura lisa. Se logran distinguir morfologías de barras semilunares antiguas, y hacia el canal activo, en el albardón, desarrolla erosión retrocedente, aunque no llega a conectarse con sistemas de canales en la llanura de inundación.

La ausencia de canales en este sector de la llanura de inundación indicaría que la misma recibe aporte de la carga en suspensión en las crecidas extraordinarias por desbordamiento. No se observan acumulaciones gravosas en la misma, lo que estaría relacionado a la acción de los albardones bien desarrollados y cohesivos.

Lóbulos de derrame (LD): Se distribuyen en el área de la llanura de inundación, poseen un tamaño promedio de 1,2 km de largo por 0,5 km de ancho. Se desarrollan en la zona dos, pero en la zona tres son más comunes. De acuerdo con sus características fotogeológicas presentan color marrón claro, parches de vegetación aislados, textura rugosa fina. Se distinguen de la llanura de inundación por su relieve, mayor vegetación y el desarrollo de una red de canales estrechos, distributarios, por las cuales escurre el agua en los períodos de avenidas. El canal alimentador de los lóbulos de desbordamiento no se encuentra muy desarrollado por lo que, ni bien rompe la pared de los albardones, se genera la depositación del lóbulo. Los lóbulos de derrame se desarrollan principalmente aguas abajo del sector de albardones altos, es decir aguas debajo de las *counter point bars*.

Lóbulos terminales indiferenciados (LTI)

Lóbulos terminales (LT): Son de tamaño variable, en general poseen 2 km de largo por 1 km de ancho y es difícil reconocer elementos geomorfológicos unitarios, siendo las geoformas reconocidas producto de la acreción aguas debajo de los lóbulos. Fotogeológicamente poseen un color verde oscuro, una textura rugosa y se observa vegetación densa. La vegetación es de tipo arbórea (algarrobo) alcanzando los 3 m y arbustiva. Las raíces de los árboles evidencian sucesivos eventos de enterramiento generados por la agradación de las capas de arenas laminares. Es común ver vegetación seca entrampada por toda la superficie de estos cuerpos, tanto en depresiones como zonas elevadas, generadas por circulación de agua sobre toda la superficie de los lóbulos en los

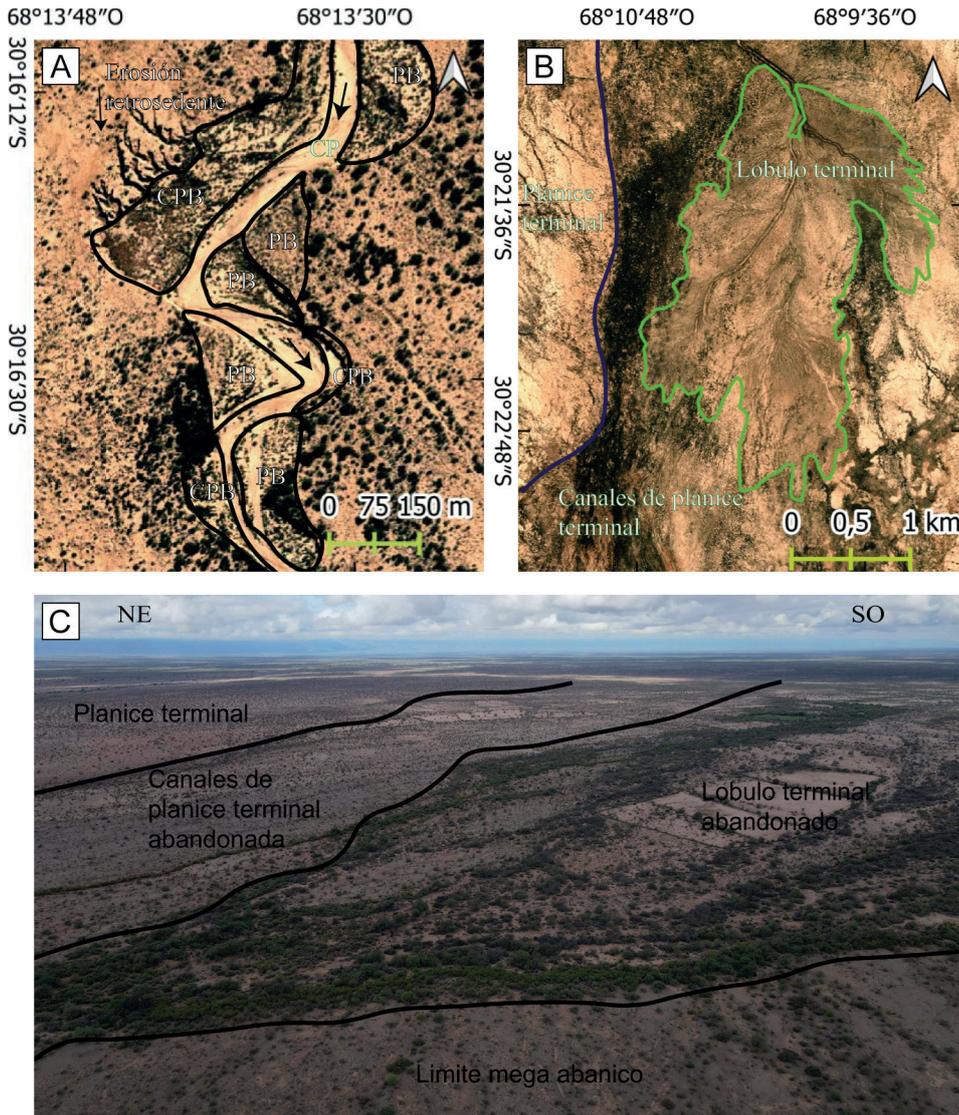


Figura 6. a) Imagen satelital Bing de las barras de meandro y llanura de inundación. PB: point bar; CPB: counter point bar; **b)** Imagen satelital Bing que muestra lóbulos terminales del canal principal; **c)** Vista aérea del lóbulo terminal abandonado de la zona de Punta del agua.

Figure 6. a) View from Bing image of the scroll bars and floodplain. PB: point bar; CPB: counter point bar; **b)** Bing satellite image showing terminal splays of the main canal; **c)** Aerial view of the abandoned terminal splay of the Punta del agua area.

eventos de arroyada en manto (Figs. 6b, 6c). En los lóbulos terminales abandonados se observan dunas de sombra que aportan al enterramiento de las raíces de los árboles.

En calicatas realizadas en los lóbulos terminales de Punta del Agua las facies que los componen son arenas y limos de entre 7 y 20 cm de espesor. Las facies más gruesas corresponden a 10 a 20 cm de arenas medias con lentes de sábulos de 7 cm de alto por 10 cm de largo, con intraclastos de herbáceas (tipo gramíneas; SGm), esquiras limo arcillosas, y raíces leños pequeñas. Por encima, se observan 8 cm de arena finas con ondulitas bioturbadas y con motas, cubiertas por 7 cm arenas finas con ondulitas (Sl). Culmina con 8 cm de arenas finas limosas pobremente laminadas. Cubren estos depósitos unos 20 cm de arena fina bien seleccionada con

laminación ondulítica (Sr) y arenas finas con laminación horizontal (Sh). Culminan los ciclos facies limosas con estratificación gruesa (Fl; Fig. 7).

Estas unidades geomorfológicas se caracterizan por el desarrollo de abundante vegetación, lo que favorece la formación de dunas de sombra cuando la unidad geomorfología es abandonada (LTA y LTIA; Fig. 3).

Planicie terminal (PT)

Canales de planicie terminal (CPL): Los CPL se desarrollan asociados a los lóbulos terminales. Cumplen la función de alimentar e irrigar los complejos de lóbulos terminales y también conectan complejos de lóbulos terminales adyacentes. Se caracterizan por tener una red de drenaje muy densa,



Figura 7. a) Vista del lóbulo terminal abandonado de punta del agua; **b)** Perfil de un lóbulo terminal de la zona de punta del agua (litofacies en Tabla 2); **c)** Lóbulos terminales antropizados. Se reconoce el horizonte iluvial.
Figure 7. a) View of the abandoned terminal splay from the Punta del Agua; **b)** Profile of a terminal splay of the Punta del Agua zone (lithofacies in Table 2); **c)** Anthropogenic disturbed terminal splay. The illuvial horizon is recognized.

y se observan dos tipos de canales de acuerdo con su diseño en planta: los CPL con diseño distributivo y los CPL con diseño anastomosado. Los CPL con diseño distributivo se ubican en los lóbulos terminales, poseen un tamaño de un metro de anchura y una profundidad de 10 cm. Constan de las facies de arenas gravosas masivas (SGm) en lentes, facies finas laminadas (Fl) y en el techo poseen un encape de finos con arenas masivas (Sm) moderadamente seleccionadas producto del retrabajo eólico. Los CPL anastomosados conectan aguas abajo los complejos de lóbulos terminales adyacentes.

Los CPL se activan con las precipitaciones, canalizando el escurrimiento superficial. Cuando el aporte de lluvias es intenso se producen arroyadas en manto (Fisher *et al.*, 2008).

Canales de planicie terminal abandonados (CPTA): En los estadios de abandono, los CPTA son rellenados por facies arcillo limosas (Fl), y/o cubiertos por mantos de arenas eólicos.

DISCUSIÓN

El sistema depositacional del mega-abanico del río Huaco

¿Es el río Huaco un sistema fluvial distributivo? Los SDF están compuestos por una red radial de canales distributivos y una asociación de depósitos organizados aguas abajo de un ápice debido un río que emerge de un valle confinado y entra a una cuenca sedimentaria (Weissmann *et al.*, 2010). Estas condiciones se corresponden al caso del mega-abanico del río Huaco. A partir de su entrada al piedemonte occidental del valle del Bermejo, el río Huaco forma un mega-abanico con un ancho de 39 km y un largo de 35 km, abarcando un área total de 504 km². Desde el ápice se divide su red de drenaje de manera distributiva, reconociéndose distintos tipos de canales: principales, menores y de planicie. A continuación, se describen características adicionales que permiten definir un SFD.

Predominio de flujos canalizados no viscosos a lo largo de todo el sistema (Weissman *et al.*, 2010; Davidson *et al.*, 2013). En el modelo clásico de abanico aluvial es común observar facies proximales con depósitos que representen flujos de detritos cohesivos (Blair y McPherson, 1994). Sin embargo, en los SFD los procesos sedimentarios están

dominados por flujos tractivos no cohesivos. Los depósitos canalizados del río Huaco exhiben facies formadas por flujos tractivos por lo que cumplirían con esta condición del modelo SFD.

Reconocimiento de una zonación aguas abajo: proximal, media y distal. Esta característica es compartida por el modelo de los abanicos aluviales, y la zonación se produce principalmente a causa de los cambios de pendiente y permeabilidad del sustrato que modificarán el diseño de los cauces fluviales. En el río Huaco se reconocen cuatro zonas: zona uno o proximal, dos o media, tres o distal, y zona cuatro o de interacción, determinadas por cambios de pendiente, en la sinuosidad del río y en las geoformas depositacionales que caracterizan cada zona.

Aumento de la sinuosidad de los sistemas de canales aguas abajo. En el caso del río Huaco se produce un aumento de la sinuosidad especialmente en la zona media, mientras que en la distal vuelve a disminuir debido a la rápida pérdida de la capacidad y competencia de los canales generando el patrón distributivo. En el ejemplo de la cuenca del Ebro se interpreta también una mayor sinuosidad sólo en la zona media (Nichols y Fisher, 2007), no siendo así en los modelos de Davidson *et al.* (2013). Los cambios en la sinuosidad en el mega-abanico del río Huaco generan variaciones faciales, permitiendo una mejor diferenciación entre unidades geomorfológicas de canales y unidades de la llanura de inundación. En el río Huaco la unidad geomorfológica llanura de inundación se encuentra bien diferenciada a partir de la zona dos o media, y ya en la zona tres o distal ocupa una gran proporción de su superficie total.

Aumento del número de canales aguas abajo y disminución del tamaño de los mismos. En el río Huaco hay aumento del número de canales aguas abajo, pero de distinta jerarquía. En la zona proximal se reconocen dos brazos principales y varios canales menores; en la zona media se distinguen tres brazos principales y varios canales distributivos; y la zona tres muestra tres brazos principales y abundantes canales distributivos de la planicie terminal.

Disminución de la capacidad y competencia de las corrientes tractivas (Nichols y Fisher, 2007; Weissmann *et al.*, 2010; Hartley *et al.*, 2010). La capacidad y competencia del río Huaco disminuye aguas abajo, desde facies gravosas dominantes en la

zona proximal a facies arenosas gravosas en la zona media y facies areno-limo-arcillosas dominantes en la zona distal.

De acuerdo con las características geomorfológicas y sedimentológicas observadas en el río Huaco, el mega-abanico corresponde a las definidas para el modelo del sistema fluvial distributivo. Según lo descrito anteriormente, y al compararlo con las clasificaciones de SFD propuestas, el SFD del río Huaco corresponde a un tipo III canal entrelazado que incrementa su sinuosidad río abajo (*single braided to high sinuosity channel*) según Hartley *et al.*, (2010) y a un tipo 2 *anabranching* multicanalizado (*multi-thread anabranching*) según Davidson *et al.*, (2013).

Comparación con otros modelos propuestos

En el SFD del río Huaco se distinguieron: una zona proximal caracterizada por una faja de canales de diseño entrelazados de carga de lecho gravo arenosa, una zona media con canales de alta sinuosidad de carga areno-gravosa y una zona distal de canales de mediana sinuosidad de carga areno-limosa. En el ejemplo del SFD del Ebro se reconocieron también tres zonas, proximal, media y distal, con características similares a las aquí descritas donde la sinuosidad incrementa en la zona media y disminuye en la distal (Nichols y Fisher, 2007), aunque la pendiente se mantiene decreciente.

Las unidades geomorfológicas del SFD del río Huaco en su zona proximal son similares a las observadas en el SFD del arroyo Papagayos (Santi Malnis *et al.*, 2018). En el SFD del río Huaco se reconocen en la unidad geomorfológica canal principal barras gravosas y barras areno gravosas. El SFD Papagayos presenta una zona proximal de canales entrelazados y carga gravo arenosa, aunque las facies gravosas con clastos y bloques de hasta 120 cm son comunes. Dentro de la zona proximal del SFD del río Huaco se reconocieron además barras areno gravosas y áreas intercanal, que serían similares a las observadas en la zona media del SFD Papagayos. La zona media del SFD del río Huaco presenta barras de meandro y barras *counterpoint bar* cercadas por albardones altos y de materiales arcillosos. Esta característica también se observó en el SFD Papagayos en su zona media. En ambos casos las facies de llanura de inundación presentan gran desarrollo y se observan lóbulos de derrame, lóbulos terminales abandonados, y poca canalización en

la llanura, alimentándose por desbordamientos no canalizados en las inundaciones. La zona distal del SFD Huaco presenta barras de meandro, y lóbulos terminales desarrollados en una planicie terminal de gran extensión, similar a lo observado en el SFD Papagayos. Una característica del mega-abanico es el desarrollo de una red de canales de planicie densa que conectan y distribuyen el agua en los lóbulos terminales. La acción eólica está presente en ambos ejemplos, retrabajando los depósitos de canal en las fajas canalizadas, y generando dunas de sombra asociadas a la vegetación de los lóbulos terminales. En el caso del SFD del río Huaco en la zona proximal y media se reconoce una planicie de acumulación eólica formada por dunas de sombras coalescentes. En el caso del SFD Papagayos se produce dunas e interdunas en la zona distal y en la zona terminal en donde interactúa con la faja costera de la salina de Mascasín.

El SFD del río Huaco tiene una buena diferenciación de los materiales que deposita desde facies gravosas dominantes en la zona proximal, arenosas dominantes en los canales y areno-limo arcillosas en la llanura de inundación, de la zona media, y facies areno-limosas dominantes en la zona distal. En el SFD del río Atuel/Diamante se reconocieron facies del Holoceno medio, con facies proximales canales areno-gravosos y llanuras de inundación no cohesivas formadas por arenas y limos (Mehl *et al.*, 2022). A diferencia del SFD del río Huaco, el SFD Atuel/Diamante presenta menor competencia, y las facies distales registran dominio de limo-arcillas, así como desarrollo de ambientes palustres. En el SFD Atuel/Diamante la acción eólica es un importante factor de aporte de sedimentos al sistema depositacional, y en forma similar al SFD del río Huaco, se forman campos de dunas sobre las geoformas abandonadas (terrazas) ya antiguas de este sistema (Médanos Picardo), aunque en el caso del SFD del río Huaco este proceso estaría en una etapa más juvenil (planicie de acumulación eólica). De igual forma en el SFD del río Salado/Juramento, la acción eólica también es un importante contribuyente al sistema depositacional generando facies limosas, y procesos de deflación eólica (Thalmeier *et al.*, 2021). En ambos casos, tanto el SFD Atuel/Diamante, y el SFD Salado/Juramento, hay procesos de incisión importantes que generan el desarrollo de terrazas, alteran pendientes locales, asociados en ambos casos a neotectónica y a cambios

climáticos en el Holoceno tardío (Thalmeier *et al.*, 2021; Mehl *et al.*, 2022).

Las facies terminales del SFD del río Huaco están caracterizadas por lóbulos terminales dominados por facies areno-arcillosas que forman cuerpos lobulados levemente convexos (facies SGM, Sm, Sh, Fl). En las facies terminales de la cuenca del Ebro los lóbulos terminales presentan facies de areniscas con laminación ondulítica y en la zona más distal capas tabulares arcillo-arenosas (Fisher *et al.*, 2007). Las observaciones realizadas en los lóbulos terminales del río Huaco muestran morfología similar, aunque son predominantemente arenosos, y se reconoce la base del lóbulo por una capa de 1 a 7 cm de espesor de facies areno-sabulosas a veces lenticulares, pero en general forman una superficie basal de morfología plana a levemente ondulada. Un análogo actual con morfología similar es el caso de los lóbulos terminales de *Douglas Creek* (Fisher *et al.*, 2008) en los que los lóbulos terminales son arenosos principalmente y exhiben una superficie basal erosiva plana a levemente ondulada en la que se preservan intraclastos. Otras características observadas en los lóbulos terminales del mega-abanico del río Huaco son la coalescencia aguas abajo y lateral, el desarrollo de una red densa de canales de planicie y la presencia de dunas de sombra, lo que en su conjunto favorecería el desarrollo de facies areno-limosas interconectadas permeables que podrían alojar recursos no renovables o geotérmicos.

CONCLUSIONES

El mega-abanico del río Huaco se dividió en cuatro zonas de acuerdo con los cambios en la pendiente y sinuosidad de los canales principales. La primera, zona proximal, donde predomina un sistema multicanalizado con diseño entrelazado con las unidades geomorfológicas de Canal Principal (incluyendo Barras Gravosas y un Canal Principal Abandonado), de Área de Intercanal (incluyendo Barras Abandonas Gravosas y Canales Menores Abandonados) y de Planicie de Acumulación Eólica. La zona media se caracteriza por un sistema monocanalizado con diseño meandriforme que incluye Barras de Meandro, Llanuras de Inundación con Lóbulos de Derrame, y Lóbulos Terminales. Una tercera zona, correspondiente a la zona distal del mega-abanico, está formada por un sistema monocanalizado de alta a mediana sinuosidad, con

las unidades geomorfológicas Barras de Meandro, Lóbulos Terminales, Planicie Terminal (incluyendo Canales de Planicie Terminal y Canales de Planicie Terminal Abandonados) y zibars asociadas a los lóbulos terminales. La cuarta zona corresponde a la interacción entre el mega-abanico del río Huaco y los depósitos de los ríos Jáchal y Bermejo.

De acuerdo con la pendiente, sinuosidad y unidades geomorfológicas observadas, así como el decrecimiento aguas abajo de la capacidad y competencia de los canales, el mega-abanico del río Huaco es interpretado como un Sistema Fluvial Distributivo (SFD).

En comparación con otros SFD de la región y del centro-este de Argentina, la acción eólica aparece como un importante contribuyente de sedimentos en el sistema depositacional. Presenta un rol secundario durante la etapa activa de las geoformas (retrabajamiento eólico y generación de dunas de sombra) pero adquiere un rol protagónico en los estadios iniciales de abandono de los brazos del SFD del río Huaco, llegando a formar campos de dunas, los que siempre aparecen asociados a estos sistemas depositacionales, como el caso de los Médanos Picardo del SFD Atuel/Diamante.

De acuerdo con las características texturales observadas en las unidades geomorfológica LTI y LT, los lóbulos terminales del SFD del río Huaco presentan facies areno-limosas dominantes, y se asocian a una red de canales de planicie poco profundos. Esta organización facial favorece la conexión de facies permeables tanto lateralmente como aguas abajo, por lo que futuros estudios arquitecturales son de importancia estratégica para la prospección de recursos no renovables y energética.

Agradecimientos

Se agradece a los revisores y a la editora cuyas observaciones permitieron mejorar la comprensión del manuscrito y alcanzar los estándares de la revista. Este trabajo fue financiado gracias a los aportes de los proyectos PICT2019-04160 del FONCYT y proyecto PROJOVI 2020-2022 de la UNSJ.

REFERENCIAS

Allen, J.R.L. (1983). Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders.

- Sedimentary Geology*, 33(4): 237-293.
- Astini, R.A. (1996). *Las fases diastóricas del palaeozoico medio en la Precordillera del oeste argentino*. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 5: 509-526. Buenos Aires.
- Ashmore, P.E. (1991). How do gravel-bed rivers braid. *Canadian Journal of Earth Science*, 28: 326-341.
- Azcurra, D., Castro, S., Kaku, M., Kohno, I., Marin, G. (2003). Procesamiento y productos ASTER del área de sierra de Famatina, Provincia de la Rioja, República Argentina. *Anais XI SBSR, Belo Horizonte, Brasil. INPE*: 815-822.
- Bagnold, R.A. (1954). Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 225 (1160): 49-63.
- Blair, T.C., y McPherson, J.G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research*, 64(3a): 450-489.
- Breunig, F.M., Galvão, L.S., Formaggio, A.R., y Couto, E.G. (2009). The combined use of reflectance, emissivity and elevation Aster/Terra data for tropical soil studies. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 33: 1785-1794.
- Bossellini, A., Mutti, E. y Ricci-Luchi, F. (1989). *Rocce e successioni sedimentarie*. Unione Tipografica Editrice Torinese (UTET), 395 p., Torino.
- Colombo, F. (2010). Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos. En: Arche, A. (Ed.) *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 85-130.
- Congedo, L. (2016). Semi-automatic classification plugin documentation. *Release*, 4(0.1): 29.
- Cuerda, A. (1966). Formación la chilca, silúrico inferior, San Juan. *Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires. Notas IV(1)*: 3-12. La Plata.
- Damanti, J.F. (1993). Geomorphic and structural controls on facies patterns and sediment composition in a modern foreland basin. *Alluvial sedimentation*: 219-233.
- Davidson, S.K., Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J., y Scuderi, L.A. (2013). Geomorphic elements on modern distributive fluvial systems. *Geomorphology*, 180: 82-95.
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N., y Srivastava, P. (1991). Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, 38 (4): 567-590.
- El-Ashmawy, K.L. (2016). Investigation of the accuracy of google earth elevation data. *Artificial Satellites*, 51(3): 89.
- Fielding, C.R. (2006). Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, 190: 227-240.
- Fielding, C.R., Ashworth, P.J., Best, J.L., Prokocki, E.W., y Smith, G.H.S. (2012). Tributary, distributary and other fluvial patterns: What really represents the norm in the continental rock record? *Sedimentary Geology*, 261: 15-32.
- Fisher, J.A., Krapf, C.B., Lang, S.C., Nichols, G.J., y Payenberg, T.H. (2008). Sedimentology and architecture of the Douglas Creek terminal splay, Lake Eyre, central Australia. *Sedimentology*, 55(6): 1915-1930.
- Fisher, J.A., Nichols, G.J., y Waltham, D.A. (2007). Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology*, 195: 55-73.
- Fisher, J.A., y Nichols, G.J. (2013). Interpreting the stratigraphic architecture of fluvial systems in internally drained basins. *Journal of the Geological Society*, 170(1): 57-65.
- Friend, P.F. (1978). Distinctive features of some ancient river systems. En: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Memoirs of the Canadian Society of Petroleum Geologists, 5. Calgary, AB, Canada, pp. 531-542.
- Furque, G., González, P.D., Caballé, M.F., Pérez, L., Cardó, R., Godeas, M.C. y Fauqué, L.E. (2003). Hoja Geológica 3169-II San José de Jáchal. *SEGEMAR*, Boletín 259, 76 p. Buenos Aires.
- Gibling, M.R. (2006). Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of sedimentary Research*, 76(5): 731-770.
- González Díaz, E.F., y Di Tommaso, I. (2013). La depresión del "bajo" del diablo (NE del Chubut): Una propuesta geomórfica acerca de su origen y su evolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(2): 279-290.
- Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J., y Warwick, G.L. (2010). Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution, and controls on development. *Journal of Sedimentary Research*, 80(2): 167-183.
- Hein, F.J., y Walker, R.G. (1977). Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 14: 562-570.
- Horton, B.K., y DeCelles, P.G. (2001). Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: Implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin research*, 13(1): 43-63.
- Jordan, T.E., Schlunegger, F., y Cardozo, N. (2001). Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(7): 775-798.
- Kelly, S.B., y Olsen, H. (1993). Terminal fans a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, 85(1-4): 339-374.
- Latrubesse, E.M. (2015). Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential "who's who" in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 146: 1-30.
- Limarino, C.O., Net, L., Gutiérrez, P., Barrera, V., Caselli, A. y Ballent, S., (2000). Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera Central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (1-2): 83-99.
- Limarino, C.O. y Martínez, G. (1992). Caracterización textural de algunas mesoformas eólicas de ambientes semidesérticos en el Bolsón de Guandacol. *4° Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas 2: 295-302. La Plata
- Leier, A.L, DeCelles, P., Pelletier, J. (2005) Mountains, monsoons, and megafans. *Geology*, 33 (4): 289-292. doi: <https://doi.org/10.1130/G21228.1>.
- Leopold, L.B., y Wolman, M.G. (1957). River meanders patterns: braided, meandering and straight. *United States Geological Surveys*, Professional Papers 282B: 39-85.
- Mehl, A.E., Lorenzo, F.R., Guerci, A., Rojo, L.D., y Zárate, M.A. (2022). Early and middle Holocene floodplain environment and vegetation dynamics at the Atuel-Diamante distributary fluvial system, Mendoza, Argentina. *Journal of South*

- American Earth Sciences*, 118: 103904.
- Meza, J.C. (2020). Análisis comparativo de los modelos digitales de elevaciones SRTM y MDE-Ar 2.0 para la identificación de áreas de peligrosidad por inundaciones y anegamientos en un área urbana de llanura. *Geografica Digital*, 33: 44-60.
- Miall, A.D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22(4): 261-308.
- Miall, A.D. (1988). Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. *Sedimentary Geology* 55 (3): 233-262.
- Miall, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin analysis, and Petroleum Geology*. Springer Berlin, 582 pp.
- Nanson, G.C., y Croke, J.C. (1992). A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4(6): 459-486.
- Nichols, G.J. (1987). Structural controls on fluvial distributary systems-the Luna System, Northern Spain. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M. and Harvey, M.D. (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. SEPM Special Publication 39: 269-277.
- Nichols, G.J., y Fisher, J.A. (2007). Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology*, 195(1-2): 75-90.
- North, C.P., y Warwick, G.L. (2007). Fluvial Fans: Myths, Misconceptions, and the End of the Terminal-Fan Model. *Journal of Sedimentary Research*, 77 (9): 693-701.
- Ortiz, A. y Zambrano, J.J. (1981). *La provincia geológica Precordillera oriental*. VIII Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, v. 3: 59-74.
- Padula, E., Roller, A., Mingram, P., y Criado Roque (1967). Devonian of Argentina. *International symposium on the devonian system*, proceeding, 2. Calgary, Canadá.
- Pedraza Gilsanz, J.D. (1996). *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones* (No. 551.4 PED).
- Poblete, A.Y. (1989). *Los mesoclimas de San Juan*. San Juan: U.N.S.J Centro De Investigaciones de San Juan.
- Polanski, J. (1970). *Carbónico y Pérmico de la Argentina*. EUDEBA, Editorial Universitaria de Buenos Aires, Buenos Aires.
- QGIS.org, (2023). *QGIS Geographic Information System*. QGIS Association. <http://www.qgis.org>.
- Ramos, V.C. (1996). Cenozoic tectonics of the high andes of west-central Argentina, (30°36°S latitude). *Tectonophysics*, 259: 185-200.
- Santi Malnis, P., Colombi, C.E., Rodríguez Posatini, N., Rothlis, L.M., y Limarino, C.O. (2018). Caracterización sedimentológica de un Sistema Fluvial Distributivo de clima árido: arroyo Papagayos, en el piedemonte oriental de las Sierras La Huerta-Imanas, San Juan, Argentina. *Andean Geology*, 45(2): 186-228.
- Servicio Meteorológico Nacional Argentina S.M.N (2023). Clima de Argentina, estadísticas de largo plazo, San José de Jáchal, San Juan. <https://www.smn.gov.ar/estadisticas>.
- Sinha, R., Ahmad, J., Gaurav, K., Morin, G. (2014). Shallow subsurface stratigraphy and alluvial architecture of the Kosi and Gandak megafans in the Himalayan foreland basin, India. *Sedimentary Geology*, 301: 133-149.
- Smith, B., y Sandwell, D. (2003). Accuracy and resolution of shuttle radar topography mission data. *Geophysical Research Letters*, 30(9), doi:10.1029/2002GL016643.
- Suriano, J., y Limarino, C.O. (2009). Sedimentación pedemontana en las nacientes del Río Jáchal y Pampa de Gualilán, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(3): 516-532.
- Thalmeier, M.B., Kröhling, D.M., y Brunetto, E. (2021). The geomorphology and Late Quaternary sedimentary record of the Salado/Juramento fluvial megafan, Central Andes foreland basin (Chaco Plain, Argentina). *Geomorphology*, 373, 107495.
- Tripaldi, A., y Limarino, C.O. (2008). Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15 (1): 43-66.
- Tripaldi, A. (2002). Sedimentología y evolución del campo de dunas de Médanos Grandes (provincia de San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 9 (1): 65-82.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olson, M., Buehler, H., y Banteah, R. (2010). Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. *Geology*, 38(1): 39-42.
- Zapata, T.R., y Allmendinger, R.W. (1997). Evolución de la deformación del frente de corrimiento de la Precordillera, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(2): 115-131.
- Zapata, T.R., y Allmendinger, R.W. (1996). Thrust-front zone of the precordillera, argentina: a thick-skinned triangle zone. *AAPG Bulletin*, 80(3): 359-381.

Código de Litofacies	Facies	Descripción	Interpretación
Gcm	Gravas clastosoportadas masivas.	Estratos con espesores de 6 cm Los clastos son subredondeados, con tamaños de hasta 1 cm con buena selección.	Flujos fluidos o normales que generan formas de lecho longitudinal (barras de canal) y rellenan estructura de corte y relleno.
Gm	Gravas macizas matriz soportadas.	Se presentan como lentes conglomerádicos de 20 cm de espesor, Presenta clastos de 6 cm redondeados a subredondeados. La matriz son arenas gruesas y sábulos.	Flujos de granos hiperconcentrados no cohesivos.
Gci	Gravas imbricadas clastosoportadas.	Se presentan en cuerpos lenticulares de 20 cm. Los clastos son subredondeados y poseen tamaños entre 2 y 5 cm, la selección es moderada. Además, se encuentran en base de los canales activos.	Flujos fluidos y turbulentos que transportan clastos por rolido.
Gh	Gravas con estratificación horizontal.	Se presentan en estratos de hasta 20 cm de espesor, formadas por clastos subredondeados a angulosos de 2 cm de diámetro en promedio y el mayor de hasta 5 cm, mal seleccionados.	Flujos fluidos, depósitos generados por el apilamiento de carpetas tractivas.
SGm	Arena gravosa masiva	Se disponen en lentes de 7 cm de alto por 10 cm de ancho a veces presentan raíces leñosas pequeñas. La selección es regular. Y la composición de las arenas es cuarzosa también se observan clastos de rocas ígneas volcánicas.	Flujos fluidos o normales. Canalización local en canales de planicie.
Sex	Arenas con laminación convexa.	Arenas con base convexa de hasta 25 cm de espesor bien seleccionadas.	Depósitos formados en los estadios de flujo de alto régimen previos a los depositacion de Sh (Fielding, 2006).
Sl	Arenas con laminación.	Cuerpos arenosos laminados 60 cm de espesor. Compuestos por arenas gruesas a medias, con buena selección en algunos sectores bioturbados por raíces no leñosas.	Depósitos formados en los estadios de régimen de flujo intermedio.
Sh	Arenas con laminación horizontal.	Estratos de hasta 40 de espesor, formadas por arenas de grano grueso a fino, bien seleccionadas, también se encuentran en los canales activos como parches de arena.	En arenas finas, depósitos de flujo de alto régimen de flujo, flujo crítico.
Sr	Areniscas finas a media con laminación ondulítica.	Arena fina bien seleccionada de hasta 20 cm bioturbada con motas oscuras formando pets gruesos, también se encuentran como parches en los canales activos.	Depositadas en condiciones de bajo régimen de flujo.
Sm	Arenas macizas.	Estratos formados por arenas medias a finas con buena selección de hasta 20 cm.	Flujos de granos hiperconcentrados no cohesivos.
SFm	Arenas Limosas masivas.	Estratos de Arena limosa bien selecciona de 8 cm que se rompe en pedrs.	Deposición rápida en flujos con alta carga de material en suspensión.
Fm	Limos arcillosos masivos.	Estratos masivos de hasta 14 cm, en algunos casos presentan raíces.	Deposición de flujos de baja velocidad (Fisher <i>et al.</i> , 2008).
Fl	Limos arcillosos con laminación horizontal y/o ondulítica de pequeña escala.	Se encuentran en: A) estratos de hasta 0,5 cm en algunos casos presentan grietas de desecación. B) en estratos de hasta 7 cm con motas oscuras, estructura blocky, bioturbado con raíces pequeñas.	Depósitos de flujos menguantes en la etapa final de la inundación.
Sre	Arenas media a gruesas con entrecruzamiento en artesa generadas por reptación eólicas.	Depósitos de tamaño pequeño dispuestos en los canales activos, tipos parches de arena (Triपालdi y Limarino, 2008). También aparecen como estratos de hasta 40 cm.	Migración de óndulas de arena o de gránulos clastos transportados por reptación y granos por saltación (Sharp, 1963; Hunter, 1977).
Slg	Arenas con laminación entrecruzada de muy bajo ángulo.	Depósitos de 15 a 20 cm en la parte superior de zibars.	Migración de óndulas eólicas (probablemente óndulas tipo SR o R).
Shm	Arenas con laminación horizontal y láminas internamente masivas.	Depósitos de 15 a 20 cm en zibars.	Migración de óndulas eólicas o depósitos de caída de granos sobre sombras de arena o zibars o arenas depositadas bajo condiciones de alto régimen de flujo.

Tabla 2. Litofacies descritas en el mega-abanico del río Huaco.

Table 2. Lithofacies described in the Huaco river mega-fan.