

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS



**ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO DEL MEGA
ABANICO DEL RÍO HUACO, CUENCA DEL BERMEJO, SAN JUAN,
ARGENTINA.**

AGUSTIN EDGARDO SANTAMARIA

Directora: Dra. Paula Santi Malnis

SAN JUAN

2024

A mis padres, quienes siempre me han motivado a estudiar y crecer.

A mi compañera Ceci por estar en todo momento a mi lado.

A mis amigos que estuvieron a mi lado en los momentos difíciles brindándome su apoyo incondicional en los desafíos académicos y me escucharon durante horas mientras compartíamos nuestra pasión por escalar.

A mis amigos Gonzalo y Ulises, quienes compartieron conmigo el desafío de preparar los últimos finales de la carrera en un año intenso.

A mi directora Paula por guiarme en el camino para llegar a este momento.

ÍNDICE

RESUMEN.....	5
EXTENDED ABSTRACT.....	6
INTRODUCCIÓN	9
Motivos	10
Objetivo general	10
Objetivos Particulares	10
Ubicación	11
Antecedentes	13
Metodología	16
GEOGRAFÍA.....	23
Orografía e hidrografía.....	23
Clima.....	23
GEOLOGÍA REGIONAL.....	26
GEOLOGÍA LOCAL	30
Estratigrafía	30
Estructura	36
RESULTADOS	37
Análisis fotogeológico	37
Procesamiento de imágenes satelitales	37
Procesamiento multitemporal.....	40

Zonación del Mega-abanico del río Huaco	42
Zona Uno o proximal	44
Zona Dos o media	47
Zona Tres o distal	50
Zona cuatro o de zona de interacción entre el mega-abanico del río Huaco, abanico del río Jáchal y el río Bermejo.....	51
Unidades geomorfológicas del mega-abanico del río Huaco.....	51
Planicie de acumulación eólica (PE).....	51
Canal principal (CP).....	53
Área intercanal (AI)	54
Área intercanal abandonada (AIA)	55
Llanura de inundación (LI)	56
Lóbulos terminales indiferenciados (LTI).....	57
Planicie terminal (PT)	58
DISCUSIÓN	59
El sistema depositacional del mega-abanico del río Huaco	59
Comparación con otros modelos propuestos.....	60
CONCLUSIONES	63
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	64
ANEXOS	73

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, 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, determinar de qué tipo de acuerdo con 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 constituye la cuenca de antepaís fragmentada de la faja plegada y corrida andina entre los 29°LS 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 calcularon 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 monocanalizado de alta sinuosidad, c) zona 3 o distal formada por un sistema fluvial monocanalizado de baja sinuosidad, d) zona 4 que es la región de interacción entre el mega-abanico del río Huaco, el río Bermejo y el río Jáchal. De acuerdo con las características estudiadas, el mega-abanico del río Huaco corresponde a un SFD, de tipo entrelazado dominante y *anabanching* multicanalizado (según las clasificaciones de SFD propuestas). Es importante destacar que la tasa de aporte de sedimentos estudiados en el mega-abanico no sólo se produce asociada a la acción fluvial, sino también a la eólica la que es muy importante, especialmente cuando las geofomas son abandonadas.

EXTENDED ABSTRACT

In the last 15 years, studies in modern intermontane valleys and the geological record proposed the distributive fluvial system model (DFS) as a way to explain fluvial deposits from piedmont areas (*e.g.*, Nichols y Fisher, 2007; Hartley *et al.*, 2010; Weissman *et al.*, 2010). The DFS model includes several sedimentary proposals previously defined (terminal fans, fluvial fans; Kelly y Olsen, 1993; Blair y McPherson, 1994; Nichols y 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 y Fisher, 2007; Hartley *et al.*, 2010). This study aimed 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 (30°14'34.98" S-68°15'50.41" W, Jordan, 2001; Fig. 1). 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 displays under seasonal arid to hyper-arid climate. Since DFS are widely located in modern continental basins, understanding its facies distribution is crucial for natural resources exploration. This study aims to analyze the geomorphological units comprising the Huaco mega-fan and its sedimentologic features to test if it corresponds to the DFS model.

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 geofoms were recognized via the GIS platform. Multispectral satellite image processing was helpful in obtaining proxies of sediment textures that were checked in the field. Fieldwork included facies analysis in natural and artificial trenches.

The Huaco River flows through the fault 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). The units are 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 are 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 mega-fan of the Huaco River is divided into proximal, medial, distal, and interaction zones. The proximal zone displays a multichannel braided fluvial system with a low IS (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 higher IS (2.32) and 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 IS (1.21), changes the river planform to a single thread low sinuosity fluvial system and defines the distal zone. The distal zone includes many geomorphological units since the Huaco mega-fan is or has been split into five regions with active and abandoned geomorphological units (BM, CP, CPA, LTI, LTIA, PT, among others). The third region is the active branch of the Huaco mega-fan, and the second region shows the most significant grade of abandonment. Although eolian aggradation occurs during the dry season, in the abandonment stage, geomorphological units are subjected to intense eolian aggradation and deflation according to the position in the mega-fan. Finally, the interaction zone occurs downstream, where the mega-fan of the Huaco River and the deposits of the Jáchal and Bermejo Rivers gather.

Natural and artificial trenches were studied in geomorphological units observed in proximal and distal zones of the mega-fan. CP and AI geomorphological units exhibit stream flow processes (Gci, Gcm, Sh, Sl, Sr, Fl). PE covers channelized facies and is characterized by Slg, Shm, Sre, and Fl facies. Terminal splay lobes are typically sandy and silty facies deposited when channelized streams lose capacity and competence. Terminal plain channels are shallow (10-cm deep) and connect different terminal splay lobes. Eolian 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 mega-fan of the Huaco River fits the DFS model. Considering the proposed types, it corresponds to a type III distributive fluvial system of Hartyl *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 Douglas Creek and El Ebro basin (Nichols y Fisher, 2007; 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 DFS of Argentina of different climatic zones, the aeolian activity could significantly contribute to the sediment supply of the depositional systems, especially during the river branches abandonment stage.

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 (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). En los últimos años surgió un nuevo modelo sedimentario denominado Sistema Fluvial Distributivo (Distributive Fluvial System, SFD; Hartley *et al.*, 2010; Weissmann *et al.*, 2010) que reúne a varios modelos sedimentarios definidos previamente (abanicos terminales, mega-abanicos, mega-abanicos fluviales; es decir mega-abanicos con la presencia de un río trasversal). 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 lo tanto, resulta de importancia analizar la distribución espacial de las facies sedimentarias que los constituyen, apoyados en la geomorfología, y poder 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.

Motivos

Cumplir con el requisito del Plan de Estudio de la carrera Licenciatura en Ciencias Geológicas, y obtener el título de Licenciado en Ciencias Geológicas.

Objetivo general

Incrementar el conocimiento respecto a la arquitectura depositacional en cuencas continentales intermontanas como producto de la interacción de sistemas de drenaje transversal y axial; tomando como caso de estudio el río Huaco, valle Bermejo, San Juan.

Objetivos Particulares

1. Caracterizar las geoformas (fluviales-aluviales-eólicas) del río Huaco, utilizando sus características fotogeológicas y la respuesta espectral (a escala 1:25.000).
2. Caracterizar sedimentológicamente las geoformas depositacionales reconocidas en el mega-abanico del río Huaco implementando controles de campo, para reconocer las distintas facies sedimentarias que componen estas geoformas.
3. Realizar un análisis multitemporal del mega-abanico del río Huaco para identificar cambios en la distribución espacial de las geoformas, facies sedimentarias y en las áreas activas del mega-abanico.

4. Obtener un modelo facial del mega-abanico del río Huaco como ejemplo de un sistema de drenaje transversal del valle Bermejo.

Ubicación

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 sureste hasta el Embalse Cauquenes (el que regula actualmente su caudal). A partir de este embalse atraviesa en sentido oeste-este la sierra de la Batea hasta llegar al valle de Huaco en donde cambia su orientación al sureste hasta atravesar la sierra de las Salinas en sentido oeste-este 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).

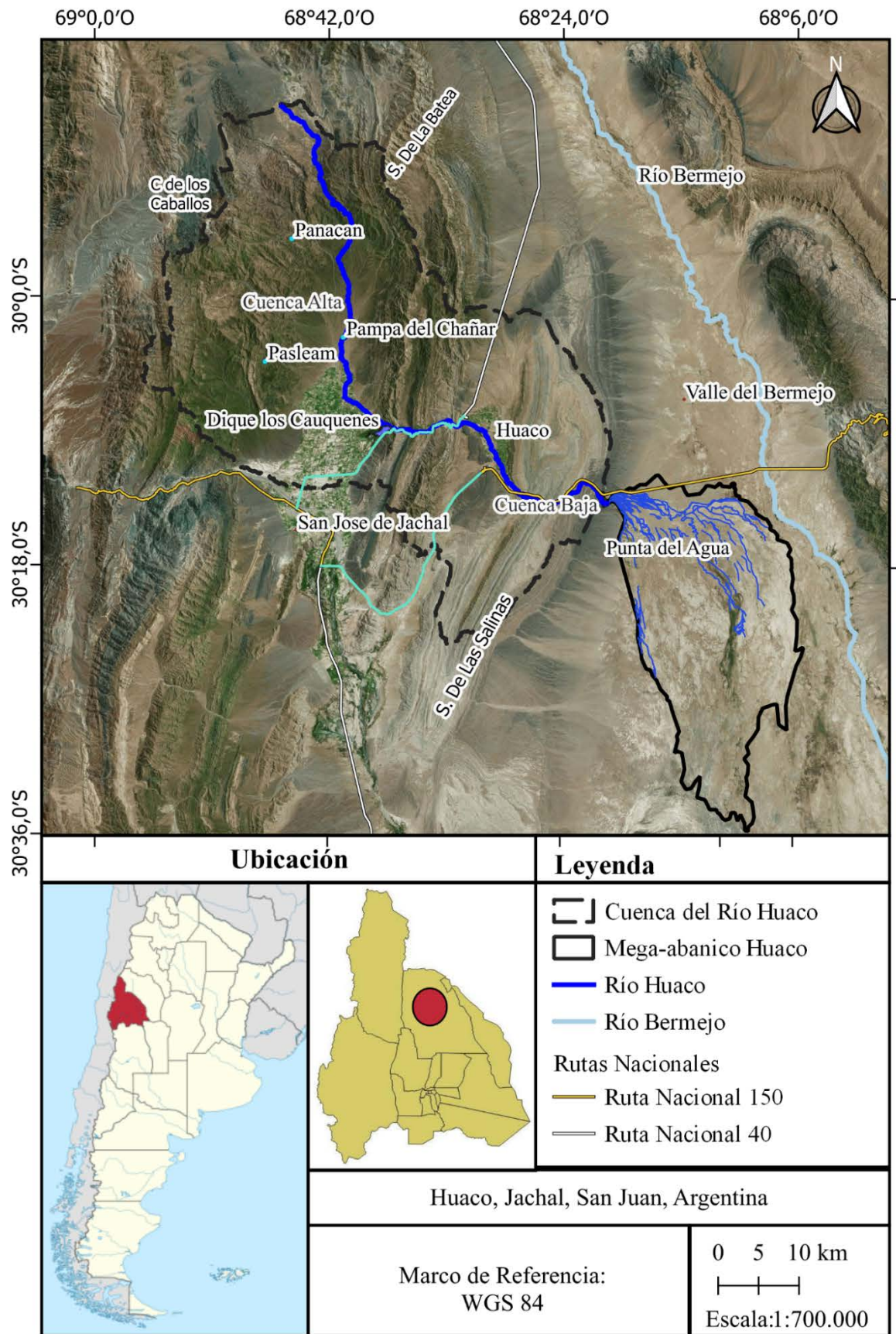


Figura 1. Mapa de ubicación cuenca del río Huaco y mega-abanico del río Huaco

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 de facies basados 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) proponen a los grandes sistemas fluviales distributivos (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, (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) mencionan que la presencia de los SFD en ambientes actuales es muy común, característica que no se observa registro geológico. Hartley *et al.* (2010) analizaron aspectos climáticos, tectónicos y geomorfológicos de diferentes SFD de cuencas modernas y proponen 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) revisan la base de datos utilizada para la clasificación de Hartley *et al.* (2010) y consideran otros criterios para los tipos de SFD definidos anteriormente. Estos autores proponen una clasificación basada en elementos geomorfológicos definidos en base a su forma topográfica, tamaño y escala en relación a 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 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 define el SFD Atuel-Diamante desarrollado desde el Pleistoceno hasta la actualidad (Mehl *et al.*, 2022). Actualmente, las condiciones climáticas de esta región son un clima seco de estepa con invierno frío, pero durante el Holoceno temprano y medio habrían sido más áridas (Mehl *et al.*, 2022). En las cercanías del ápice se reconocen 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 Soitué que fueron estudiados y alcanzan hasta unos 12 m de exposición vertical. Estas terrazas reflejan las condiciones paleoambientales del SFD en las que se interpretan 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, limo arenosas, pasan a dominar facies limosas, limo arcillosas aguas abajo. 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 conocido como el alto de Otumpa el cual altera las pendientes generando sectores identificados como de drenaje distributarios y tributarios al sistema (TFS). Thalmeier

et al. (2021) definen cuatro zonas en el SFD Salado/Juramento aguas abajo del ápice. La primera zona como proximal media que 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. La segunda es una zona distal en la que se reconocen planicies loessicas 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.

Metodología

La metodología incluyó el procesamiento de imágenes satelitales multiespectrales, procesamiento de imágenes multitemporal con índices NDVI (Normalized difference vegetation index), análisis fotogeológico, y relevamiento geomorfológico del mega-abanico; el reconocimiento de campo y descripción sedimentológica de los depósitos que conforman cada una de las geoformas identificadas.


Para el procesamiento de imágenes satelitales multiespectrales del mega-abanico se utilizaron productos satelitales multiespectrales: Aster y Sentinel 2 con corrección atmosférica y espacial. Se aplicaron diferentes combinaciones de bandas para obtener imágenes que permitan discriminar las geoformas, distintos tipos de sedimentos, zonas húmedas, 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 (Tabla 1; Fig. 6).

ASTER					Sentinel 2			
Zona		Banda	Rango (um)		Zona	Banda	Rango (um)	
V N I R	Verde	1	0,52	0,6	Aerosol	1	0,43	0,45
	Rojo	2	0,63	0,69	Azul	2	0,45	0,52
		3N	0,78	0,86	Verde	3	0,54	0,57
		3B	0,78	0,86				
SWIR		4	1,6	1,7	Rojo	4	0,65	0,68
		5	2,145	2,185	NIR	5	0,69	0,71
		6	2,185	2,225		6	0,73	0,74
		7	2,235	2,285		7	0,77	0,79
		8	2,295	2,365		8	0,78	0,9
						8a	0,85	0,87
		9	2,36	2,43	Cirrus	9	0,93	0,95
TIR		10	8,125	8,475	SWIR	10	1,36	1,39
		11	8,475	8,825		11	1,56	1,65
		12	8,925	9,275		12	2,1	2,28
		13	10,25	10,95				

Tabla 1. Bandas de los Satélites; Sentinel 2 y ASTER

Para el procesamiento de imágenes satelitales multitemporal con índices NDVI, se utilizó la aplicación Google Earth Engine empleando el script del anexo 1 (Matellanes, 2019) e imágenes Sentinel 2. Este estudio se realiza en cuatro pasos: primero se eligen tres momentos temporales: febrero (NDVI 1), agosto (NDVI 2) y octubre (NDVI 3; Fig 8a, b, c) del 2022 correspondientes a los meses más y menos lluviosos del año y se seleccionan imágenes Sentinel 2 con un porcentaje de menos del 20% de nubes con las funciones `ee.ImageCollection` (tipo de imagen a usar), `filterDate` (fecha o rango de fechas) y `filterMetadata` (filtra las

imágenes, eligiendo el parámetro de nubosidad). El Segundo paso consta de calcular el (NDVI) para cada momento temporal, el cual se realiza normalizando por la diferencia la banda 8 y la banda 4 con la función `normalizedDifference()`. El tercer paso es crear un band set con la función `.addBands()`, de los tres NDVI definidos donde: El NDVI1 se muestra en tonos rojos, el NDVI2 en tonos verdes y el NDVI3 en tonos azules. (Fig. 2 y Fig. 8a, 8b, 8c). El cuarto y último paso es la visualización y exportación de los archivos con las funciones `Map.addLayer()`, `Export.image.toDrive()`, y creación de los mapas en QGIS.



t1	+	+	+	0	0	0	+	0
t2	0	+	+	+	0	0	0	+
t3	0	0	+	+	+	0	+	0

La Figura 2, tomada de Matellanes (2019), muestra en el eje x el tono en el que se observará el NDVI multitemporal, y en el eje Y se observan los valores del NDVI en los momentos t1, t2, t3. Por ejemplo, si solo había vegetación (+) en el momento t1, la imagen se mostrará en tonos rojos. Mientras que si hay vegetación en los momentos t1 y t2, se verá en amarillo. Si hay vegetación en todos los momentos, se representará en un tono blanco, y la ausencia total de vegetación (0) en los tres momentos se mostrará en negro.

Para la digitalización de las geformas se utilizaron imágenes satelitales color natural con alta resolución espacial (Google Earth, Bing). Se discriminaron diferentes unidades sobre la base de sus características geomorfológicas y genéticas, como geformas fluviales y geformas eólicas, y en algunos casos cuando participan procesos fluvio-eólicos en su formación fueron agrupadas en geformas fluvio-eólicas. Dentro de las geformas fluviales se consideraron canales principales, canales menores, área intercanal, diferentes tipos de barras fluviales, barras de meandro, lóbulos de desbordamiento, canales de planicie terminal, lóbulos terminales. Dentro de las geformas eólicas se definió una planicie de acumulación eólica y se diferenciaron las geformas activas de las abandonadas. Estas geformas 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 2). 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 de 30 m que permite realizar estudios regionales (Smith y Sandwell, 2003; El-Ashmawy, 2016; Meza, 2020) y que han sido utilizados en estudios similares previamente (Hartley *et al.*, 2010).

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

Las tareas de campo consistieron en describir e identificar las características sedimentológicas de las geoformas delimitadas en las imágenes 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 sedimentos caracterizados por su litología (composición y textura) y estratigrafía (espesor, geometría de estratos, estructuras sedimentarias y contenido paleontológico) (Bossellini *et al.*, 1989; Miall, 1985, 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, Tabla 3). 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, 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).

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 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 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. 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. 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.
Scx	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 depositación 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.

Tabla 3. Facies descriptas en el mega-abanico del río Huaco.

Código de Litofacies	Facies	Descripción	Interpretación
Sh	Arenas con laminación horizontal.	Estratos de hasta 40 de espesor, formados 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 pedrs gruesos, también se encuentran como parches en los canales activos.	Depositas 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 seleccionada 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 (Tripaldi y Limarino, 2008). También aparecen como estratos de hasta 40 cm.	Migración de ondulas de arena o de gránulos clasos 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 ondulas eólicas (probablemente ondulas tipo SR o R).
Shm	Arenas con laminación horizontal y láminas internamente masivas.	Depósitos de 15 a 20 cm en zibars.	Migración de ondulas eólicas o depósitos de caída de granos sobre sombras de arena o zibars o arenas depositadas bajo condiciones de alto régimen de flujo.

Tabla 3. Facies descriptas en el mega-abanico del río Huaco.

GEOGRAFÍA

Orografía e hidrografía

La cuenca posee una altura máxima de 3.907 m.s.n.m y su punto de cierre se encuentra a 861 m.s.n.m. Se ubica (o despliega) sobre una serie de cordones montañosos orientados N-S del más alto al más bajo, empieza con la sierra Yerba Loca, luego pasando por un valle intermontano conocido como Pampa del Chañar para luego entrar a las sierras de La Batea y Yanso, finalizando con el cierre de la cuenca en el valle del Bermejo (Fig. 1).

El cauce principal de la cuenca corresponde al río Huaco, de régimen permanente, que recorre de oeste a sureste el departamento Jáchal, se origina a partir del embalse Los Cauquenes y que aguas arriba de la presa se denomina río de las Carretas. Su caudal se encuentra primariamente regulado a partir de dicho embalse.

Clima

Según la clasificación de Köppen (1936), el área de estudio presenta varios tipos de clima estacionales controlados por la variación de la altura topográfica (Poblete, 1989). La cuenca del río Huaco presenta clima tipo seco desértico frío (BWk). En la zona del valle del Bermejo, con alturas inferiores a los 800 m.s.n.m., se 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 la zona de estudio los datos disponibles corresponden a la estación meteorológica de la ciudad de Jáchal para el periodo 1961-2024. 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 (SMN, 2024). 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. Si bien estos son valores medios históricos de precipitaciones y temperatura, se observa que, en el último año, salvo por el mes de marzo, las precipitaciones se registran por debajo de las medias mensuales históricas (Fig. 3a). y las temperaturas registradas han sido máximas por encima de las medias mensuales históricas, llegando incluso a marcar

máximos históricos (Fig. 3b; SMN., 2024). Al observar el gráfico de cajas de precipitación y temperatura media parece que las precipitaciones medias mensuales (marcadas con la línea negra dentro de cada caja) tiende a ser menores en la estación lluviosa (verano), y las temperaturas medias a ser mayores. Esta tendencia de temperaturas crecientes y precipitaciones decrecientes muestra la marcada estacionalidad que genera el efecto de la sequía pronunciada registrada en los últimos años asociada a la presencia del fenómeno climático El Niño y La Niña moderados y fuertes (Maggi *et al.*, 2015).

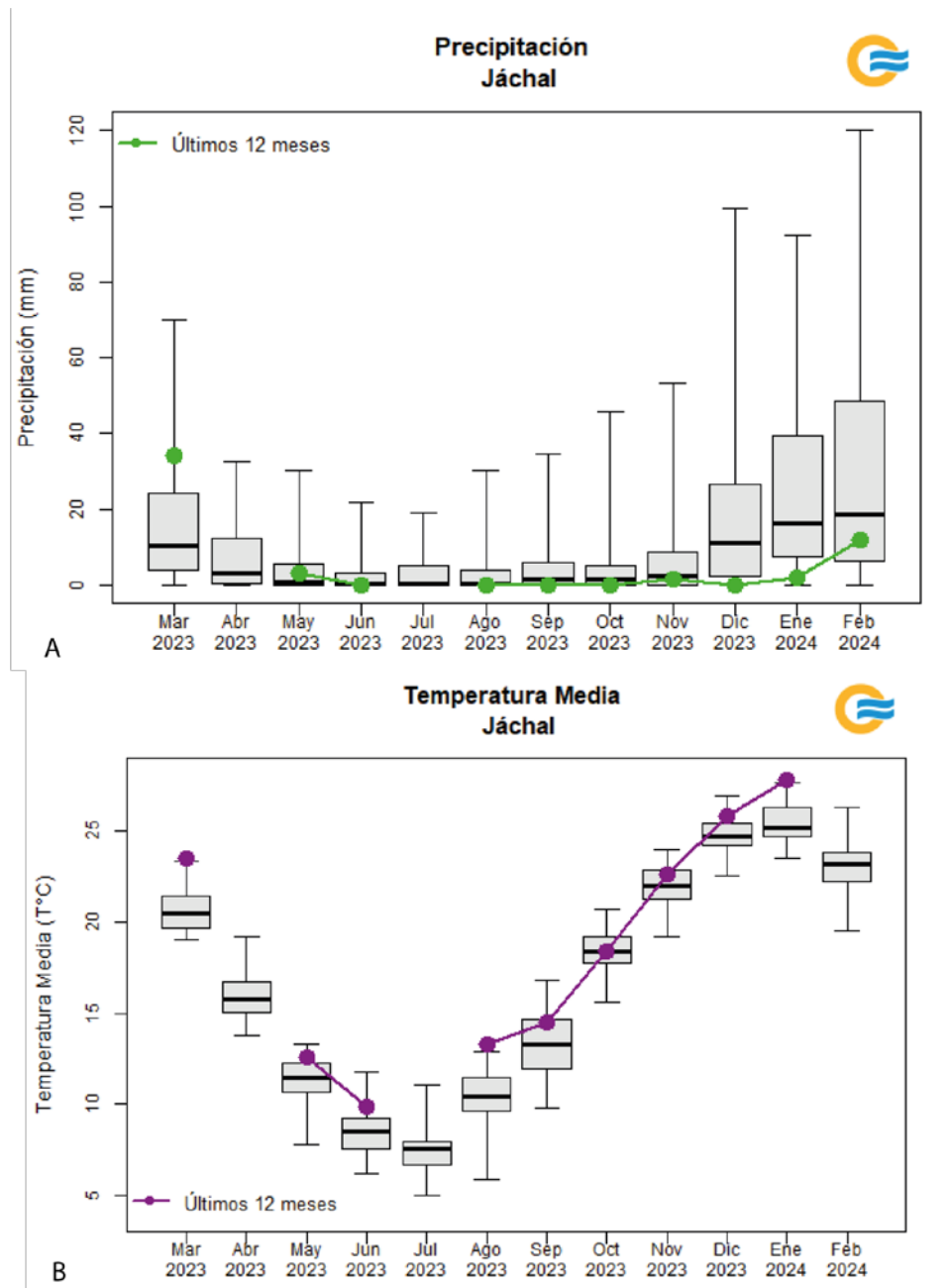


Figura 3. A. Gráfico de precipitaciones para el periodo 2023 – 2024. Línea verde: precipitaciones medias de los últimos doce meses; línea negra: promedio de precipitaciones desde 1961 a la actualidad; Diagrama de cajas y bigotes: desviación de los datos del promedio hasta el valor máximo registrado. B. Gráfico de temperaturas para el periodo 2023 – 2024 línea morada: temperaturas medias de los últimos doce meses; línea negra: promedio de temperaturas desde 1961 a la actualidad; (SMN. 2024).

GEOLOGÍA REGIONAL

Geológicamente la zona de estudio (Figs. 4, 5) se encuentra en las provincias geológicas de Precordillera y Sierras Pampeanas (Ortiz y Zambrano, 1981; Zapata y Allmendinger, 1996).

La provincia geológica de Precordillera ha sido dividida en tres subunidades: Precordillera Occidental, Central, y Oriental (Figs. 4, 5). Se clasifica como una faja plegada y corrida donde los sectores occidental y central son de piel fina con vergencia oriental, mientras que la Precordillera Oriental corresponde también a una faja plegada y corrida, pero de piel gruesa (involucra basamento cristalino) de vergencia occidental. Entre la Precordillera Oriental y Central se delimita una zona triangular debido a sus vergencias opuestas (Zapata y Allmendinger, 1996).

La Precordillera Central presenta depósitos de plataforma calcárea de edad ordovícica inferior (Kobayashi, 1937). Sobreyacen a estos, depósitos mayormente pelíticos del Silúrico y areniscas eodevónicas de ambiente somero (Cuerda, 1966). La sucesión eopaleozoica culmina con depósitos marinos turbidíticos del Devónico inferior a medio (Padula *et al.*, 1967). En discordancia se apoyan las sedimentitas continentales de edad carbonífero superior a permico (Furque, 1963) y sedimentitas de edad cretácica (Limarino *et al.*, 2000). La secuencia finaliza con rocas volcánicas y sedimentarias continentales de edad paleógena (Ramos, 1999).

La Precordillera Oriental presenta sus sedimentitas más antiguas expuestas al norte de Guandacol, las mismas están constituidas por depósitos continentales rojos y evaporitas de edad cámbrica inferior (Astini, 1996). En discordancia se apoyan los depósitos de una plataforma carbonática reunidas en diferentes unidades que abarcan desde el Cámbrico al Ordovícico inferior. El Ordovícico superior clástico, está representado por niveles conglomerádicos seguidos por olistolitos contenidos en o cubiertos por depósitos silúricos de gran espesor. Toda esta zona presenta una importante deformación de edad devónica inferior (Ramos, 1996) Las rocas carboníferas continentales se apoyan en este sector mediante discordancia angular. Los depósitos neógenos corresponden a sedimentitas continentales de naturaleza sinorogénica, que muestran el paulatino levantamiento y apilamiento de la Precordillera durante el Mioceno y el Plioceno, en forma sincrónica con la expansión del volcanismo de arco hacia el este (Jordan, 1983; Kay, 1987).

Las Sierra Pampeanas Occidentales están representadas por rocas de basamento cristalino del mesoproterozoico pertenecientes al Complejo Valle Fértil, seguido por materiales neopaleozoicos (Cuerda *et al.*, 1979), y rocas triásicas de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión.

El río Agua de la Peña, que nace en la Hoyada de Ischigualasto, desagua en el sector este del valle de Bermejo en el mismo paralelo que el río Huaco, aunque su aporte afecta principalmente al río Bermejo. El área de trabajo abarca una porción de las Sierras Pampeanas Occidentales y la Precordillera Central y Occidental en el valle del Bermejo.

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 eólicas se han identificado grandes campos arenosos como el de Ampacama y el que se encuentra al noreste de la localidad de Punta del Agua, formados por dunas longitudinales y crestas 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.

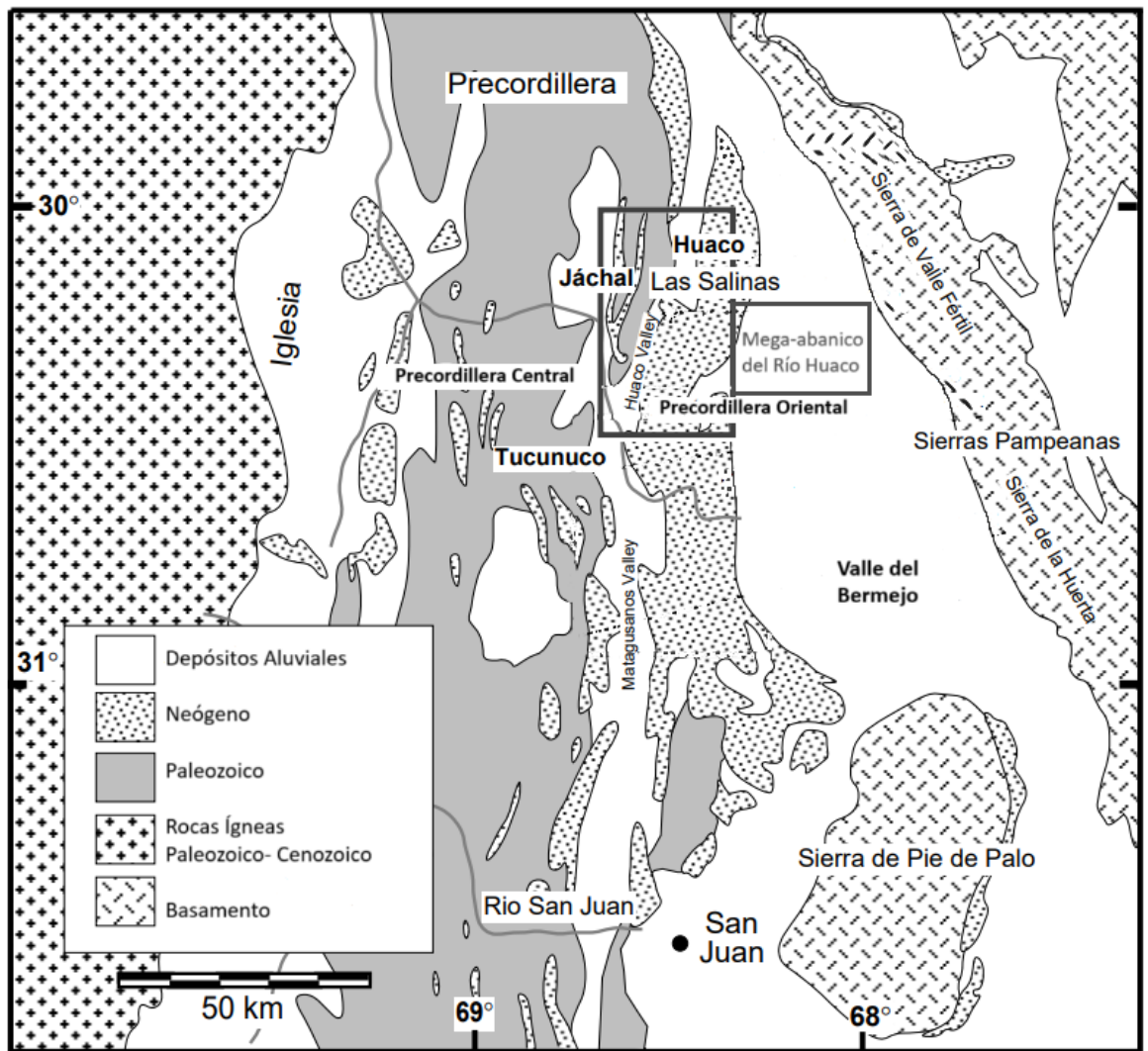


Figura 4. Modificado de Zapata y Allmendinger (1996); Límites de la Precordillera y distribución regional de los afloramientos. En los recuadros se marca la cuenca del Río Huaco y el Mega-abanico del río Huaco.

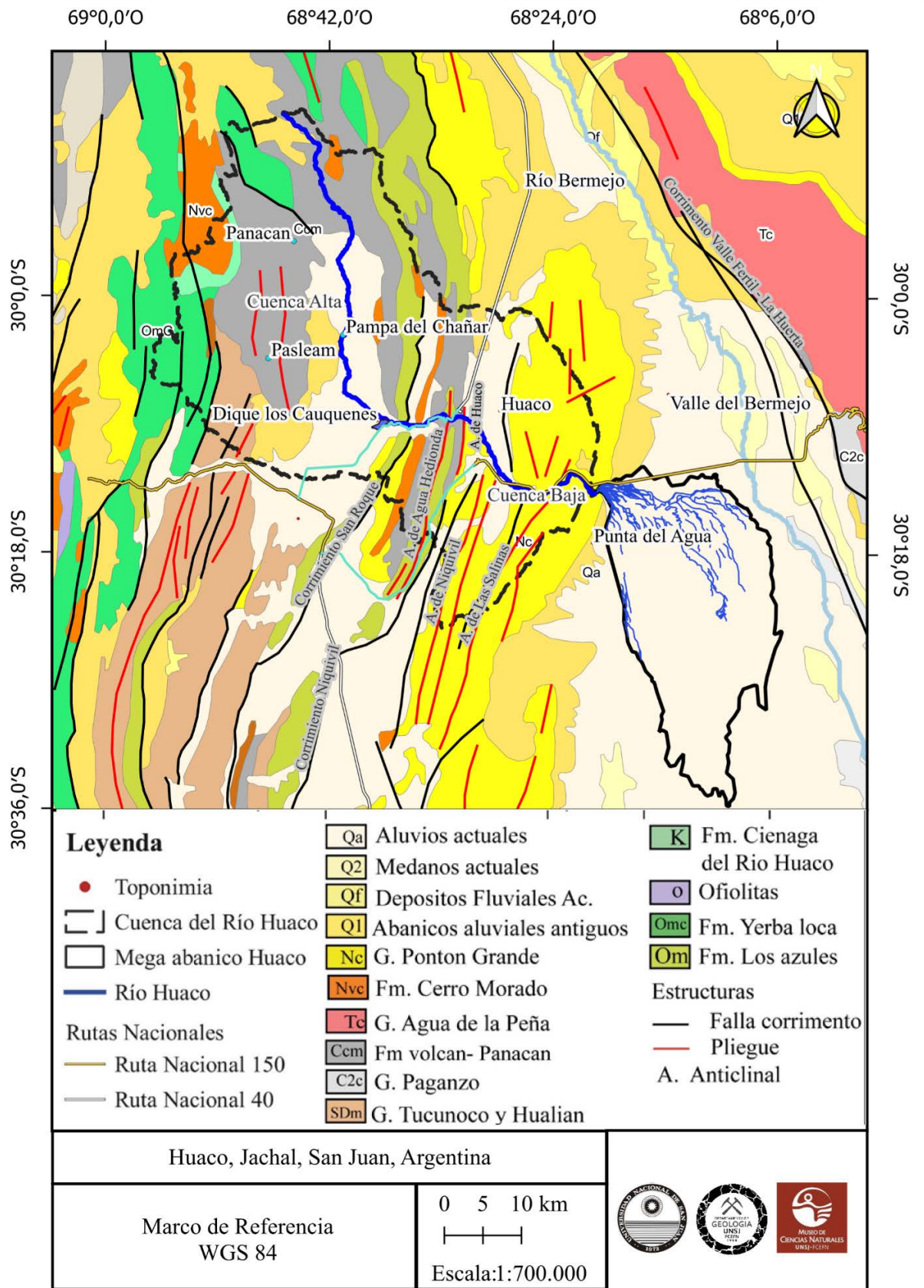


Figura 5. Mapa geológico de la cuenca del río Huaco y mega-abanico del río Huaco.

GEOLOGÍA LOCAL

Estratigrafía

Formación San Juan (Kobayashi, 1937)

Se encuentra en el sector conocido como Anticlinal de Agua Hedionda y en los cerros: La Silla, Cumillango y la Chilca. Cubre en concordancia a la Formación San Roque y está cubierta en igual relación por las formaciones Gualcamayo y Los Azules; en algunos sectores se encuentra en discordancia angular con la Formación La Chilca. La Formación San Juan se divide en dos miembros, uno inferior constituido por calizas y dolomías grises, compactas y otro superior de calizas y lutitas negras. Se le asigna una edad Ordovícica, Tremadociano Medio (Mango y Albanesi, 2020) a Dapingiano medio (Mango y Albanesi, 2023; La formación no se encuentra representada en el mapa geológico debido a la escala del mapa; Fig.5).

Formación Gualcamayo (Furque, 1956)

Se encuentra en una pequeña faja restringida que se extiende desde el noroeste del cerro Viejo de Huaco y continua hacia el norte. Está compuesta por lutitas negras y mudstones con intercalaciones de areniscas finas, su base se encuentra en concordancia sobre la Formación San Juan de forma transicional y su techo está en discordancia angular con la Formación Volcán. La una es Dapingiano (Mango y Albanesi, 2023) al Darriwiliano (Serra *et al.*, 2020; La formación no se encuentra representada en el mapa geológico debido a la escala del mapa; Fig.5).

Formación Los Azules (Harrington, 1957; Cuerda y Furque; 1975.)

Se dispone en estrechas franjas en concordancia sobre las calizas de la Formación San Juan y está cubierta en discordancia angular por las formaciones La Chilca y Los Espejos; Se encuentra al sudoeste del anticlinal Agua Hedionda, en la Aguaditas y en el Cerro la Chilca. Está compuesta por lutitas negras, areniscas y limolitas con graptolites, se le asigna una edad ordovícica Sandbiano inferior (Serra *et al.*, 2018).

Formación Yerba Loca (Furque, 1963)

Se encuentra en los sectores más elevados de la cuenca. Está constituida por lutitas sericíticas, wakes, lutitas arcillosas y arenosas con intercalaciones de bancos de conglomerados. La formación se encuentra afectada por metamorfismo de grado bajo e intrusivos básicos. La Formación Yerba Loca es parcialmente equivalente a la Formación Sierra de la Invernada y se le asigna una edad que va desde el Darriwiliano al Sandbiano (Maletz *et al.*, 2009).

Cuerpos ígneos básicos Ordovícicos (Furque *et al.*, 2003)

Estos cuerpos se hallan intercalados en la Formación Yerba Loca. La mayoría son filones capa de color negro a castaño oscuro, afíricos o porfídicos, se los clasifica como basaltos, pillow lavas, diabasas y gabros.

Grupo Tucunuco. (Cuerda, 1965)

Formación La Chilca (Cuerda, 1966)

Se encuentra en discordancia sobre las calizas de la Formación San Juan y su techo se encuentra en concordancia con la Formación Los Espejos. Su composición a la base consta de conglomerados oligomíticos con clastos de chert y matriz arenosa. Sobre estos se encuentra una sucesión granodecreciente integrada por ortocuarzitas, cuarcitas calcáreas, arcillitas y limolitas. Respecto a la edad se le asigna desde el Ordovícico Superior (Hirnantiano) al Silúrico (Wenloquinano; Lopez y Kaufmann, 2023).

Formación Los Espejos (Cuerda, 1966)

Se encuentra de forma transicional sobre la Formación La Chilca y en su techo pasa de forma concordante y transicional a la Formación Talacasto. En cuanto a su distribución acompaña a los afloramientos de la Formación La Chilca, pero su mayor expresión se encuentra al oeste de Jáchal. La formación está constituida por limolitas, lutitas y areniscas verde claro además de calizas arenosas y coquinas. En cuanto a su edad Silúrico (Wenlockiana inferior) a Devónico inferior (Lochkoviano; Gómez *et al.*, 2021).

Grupo Gualilán. (Baldis, 1975)

Formación Talacasto (Padula *et al.*, 1967)

Se distribuye de forma concordante sobre los afloramientos de la Formación Los Espejos. Y su techo gradúa de forma transicional a la Formación Punta Negra.

Composicionalmente posee lutitas, limolitas, wackes, areniscas verdes y azuladas. En cuanto a la edad se considera que va del Devónico inferior. Lochkoviano al Pragiano (Muro *et al.*, 2018).

Grupo Quebrada del Volcán. (Furque, 1963)

Formación Volcán (Furque, 1963)

Se distribuye en todo el borde oriental de la Precordillera Central. La unidad cubre en discordancia angular a las formaciones del Paleozoico inferior y su techo pasa en forma concordante y transicional a la Formación Panacán. En general está constituida por conglomerados a la base, a los que se sobreponen areniscas conglomerádicas, areniscas, lutitas, sabulitas y limolitas, con ocasionales niveles de carbón. Respecto a la edad se le asigna Carbonífero superior a Pérmico inferior alto, datada por medio de palinomorfos (Cesari *et al.*, 2001).

Formación Panacán (Furque, 1963)

Su distribución es similar a la de la Formación Volcán, sobre la cual se apoya en concordancia. Hacia el techo se encuentra en discordancia erosiva sobre la Formación Panacán. La formación Panacán está constituida por arcosas con intercalaciones de arcilitas carbonosas a las que le sigue una asociación de areniscas gruesas y sabulitas, que culminan hacia el techo con intercalaciones de bancos de lutitas. En cuanto a la edad se le asigna desde el Pérmico inferior alto (Cesari *et al.*, 2001) al Triásico tardío (Tedesco *et al.*, 2007).

Formación Ciénaga del Río Huaco (Limarino *et al.*, 2000)

Su base se encuentra en discordancia erosiva sobre la Formación Panacán inicia con un nivel de conglomerados con fragmentos de cuarzo seguido de niveles de areniscas rojas con un espesor en su perfil tipo de 145 m. El techo de esta formación se encuentra en discordancia erosiva con la Formación Vallecito. A esta unidad se le asigna una edad Cretácica temprana tardía (Tedesco *et al.*, 2007).

Grupo del Áspero. (Furque, 1979)

Formación Vallecito (Borrello y Cuerda, 1968)

Se distribuye de forma coincidente con el valle longitudinal de la Ciénaga de Vallecito, que está interpuesto entre las sierras de la localidad de Jáchal y Huaco. Se encuentra en discordancia erosiva sobre la Formación Ciénaga del Río Huaco y es cubierta también en discordancia erosiva por la Formación Cerro Morado. Está constituida por areniscas finas, lutitas y conglomerados finos a medios. La edad es Mioceno temprano (Tripaldi, 2012).

Formación Cerro Morado (Borrello y Cuerda, 1968)

Se distribuye acompañando a la Formación Vallecito, su base se encuentra en discordancia con la Formación Vallecito y su techo está en contacto también por discordancia erosiva con la Formación Cauquenes. Su composición consta de conglomerados y brechas andesíticas, intercalaciones de areniscas, hacia el techo se dispone en mantos de andesitas y andesitas basálticas. Se le asigna una edad Mioceno temprano a medio (Barreda *et al.*, 2003).

Formación Cauquenes (Borrello y Cuerda, 1968)

Se encuentra en el mismo sector que la Formación Cerro Morado. Cubre en discordancia erosiva a la Formación Cerro Morado y está cubierta en discordancia por unidades neógenas y cuaternarias. Está constituida por arcillitas, lutitas rojizas, areniscas finas entrecruzadas, castañas o violáceas, y hacia el techo se intercalan niveles de conglomerados y areniscas conglomerádicas. Se le asigna una edad ¿Mioceno Superior? (Limarino *et al.*, 2002).

Grupo Pontón Grande. (Cuerda *et al.*, 1981)

Formación Quebrada del Jarillal (Kelly, 1962)

Esta unidad cubre en concordancia a la Formación Río Salado, con la cual tiene un contacto gradual y transicional, y está cubierta por la Formación Huachipampa con la misma relación estratigráfica. Está compuesta por una potente sucesión granodecreciente de 800 m de areniscas feldespáticas finas a medias, a las que le siguen estratos de limolitas con intercalaciones lenticulares de areniscas medias.

Ocasionalmente se intercalan delgados bancos de calizas. Se le asigna una edad Mioceno superior bajo (Milana *et al.*, 2003).

Formación Huachipampa (Kelly, 1962)

Esta unidad cubre en concordancia con un contacto transicional a la Formación Quebrada del Jarillal y está cubierta en forma concordante y transicional por la Formación Quebrada del Cura. Está constituida por una secuencia cíclica y simétrica de areniscas medias a finas, limolitas y lutitas de aproximadamente 610 m de espesor y se le asigna una edad Mioceno superior (Milana *et al.*, 2003).

Formación Quebrada del Cura (Kelly, 1962)

Esta formación posee contactos concordantes y transicionales en su base y techo con las formaciones Huachipampa y Río Jáchal respectivamente.

Está constituida por ciclos granodecrecientes de areniscas medias a finas y limolitas, que en conjunto totalizan aproximadamente entre 900 m y 1.315 m de espesor. De edad Mioceno superior (Milana *et al.*, 2003).

Formación Río Jáchal (Kelly, 1962)

Cubre a la Formación Quebrada del Cura en forma concordante y transicional. Está cubierta con idéntica relación por la Formación Mogna. Está constituida por dos miembros: el primero por bancos gruesos de areniscas medias que tienen intercalaciones de lutitas, limolitas y areniscas finas, y el segundo es netamente conglomerádico. Su edad corresponde al Plioceno inferior (Perucca *et al.*, 2014).

Formación Mogna (Kelly, 1962)

Cubre en forma concordante a la Formación Río Jáchal y está cubierta en discordancia angular por diferentes niveles de los depósitos de abanicos aluviales antiguos y recientes. Está compuesta por un conjunto de gruesos bancos de conglomerados masivos, bien seleccionados y de clastos redondeados, que hacia el techo pasan a bancos con estratificación paralela, pero de selección más pobre. Presenta frecuentes intercalaciones de finas capas de areniscas y limolitas. Su edad es Plioceno-Pleistoceno inferior (Perucca *et al.*, 2014).

Depósitos de abanicos aluviales antiguos (Furque *et al.*, 2003)

Corresponden a un grupo de abanicos aluviales que se encuentran sobre el flanco este de la sierra Los Morados de Huaco. Están constituidos por fanglomerados y conglomerados mal seleccionados, con clastos de diferentes formas y tamaños de las sedimentitas paleozoicas y cenozoicas. Su matriz es arenosa de granulometría gruesa y frecuentemente la sucesión tiene intercalaciones lenticulares de areniscas gruesas. Su edad asignada es Pleistoceno.

Depósitos de abanicos aluviales actuales (Furque *et al.*, 2003)

Se encuentran cubiertos por el aluvio del valle del río Bermejo y por los depósitos de grandes médanos que se recuestan sobre la ladera oeste de la serranía de Valle Fértil. Están constituidos por aglomerados, fanglomerados y conglomerados no consolidados de abanicos aluviales recientes. Son depósitos mal seleccionados, con abundante matriz areno-limosa y clastos de diferentes formas y tamaños de rocas metamórficas, granitoides, sedimentitas, etc. Su edad asignada es Holocena.

Depósitos de médanos actuales (Furque *et al.*, 2003)

Se distribuyen en el ámbito de las Sierras Pampeanas, especialmente sobre el valle del Bermejo. Constituidos por arenas eólicas de granulometría fina a media. Forman grandes campos arenosos como el de Ampacama o el que se encuentra al noreste de la Punta del Agua. Se han identificado dunas longitudinales, crestas barjanoides, y grandes montículos de arena.

Depósitos de aluvios actuales (Furque *et al.*, 2003)

Comprende a todos los depósitos inconsolidados y de diferentes granulometrías que rellenan los valles y las zonas interserranas.

Son depósitos de arenas, gravas y limos totalmente inconsolidados, acarreados por el agua, el viento o algún proceso local de remoción en masa. Se encuentran sobre las planicies de inundación de los actuales cursos fluviales o relleno las depresiones entre las zonas interserranas.

Estructura

La Precordillera Central ha sido interpretada como una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia oriental. En la zona, las estructuras que destacan son los corrimientos San Roque y Niquivil (Furque, 1979). El corrimiento San Roque, de rumbo noroeste, está compuesto por una secuencia que inclina al oeste entre 30° y 70° cerca de Huaco y el corrimiento Niquivil, de rumbo noroeste, cambia su inclinación desde 30° cerca de Niquivil hasta 60° cerca a Huaco. Al norte de este corrimiento se encuentra un anticlinal asimétrico de vergencia oriental conocido como anticlinal de Agua Hedionda (Bracaccini, 1946) y al este el Anticlinal de Huaco asimétrico con vergencia oriental (Fig 5; Bracaccini, 1946; Zapata y Allmendinger, 1997).

La Precordillera Oriental corresponde también a una faja plegada y corrida, pero de piel gruesa (la cual involucra basamento) de vergencia occidental. Los depósitos sinorogénicos presentan estructuras de anticlinales asimétricos de vergencia oeste, donde en la zona de estudio se encuentran: el anticlinal de Niquivil, anticlinal de Las Salinas y en el subsuelo del valle del Bermejo, el anticlinal del Bermejo (Fig 5; Zapata y Allmendinger, 1997).

La sierra de Valle Fértil en este sector presenta una orientación marcada noroeste - surteste, controlada por la megafractura Valle Fértil, que limita el valle del Bermejo al este, y que hacia el norte cierra el valle al encontrarse con la Precordillera riojana y sus estructuras noreste - suroeste. La megafractura Valle Fértil es una estructura de carácter regional de rumbo norte noreste (Lince Klinger *et al.*, 2008). Además, Rothis *et al.* (2019) midieron los valores del plano de la falla Pan de Azúcar, subsidiaria de la mega falla de Valle Fértil-Desaguadero, con un azimut de 325° y una inclinación de 25° al noreste.

Por último, entre Precordillera Oriental y Sierras Pampeanas Occidentales se desarrolla el valle del Bermejo, que es reconocido como una cuenca de antepaís fragmentado o *broken foreland* (Jordan *et al.*, 2001). Esta estructura genera un paisaje de bajadas pedemontanas lateralmente extensas con abanicos aluviales locales en la desembocadura de los ríos principales (como es el caso del río Huaco) los cuales gradan progresivamente a sedimentos finos hacia el valle (Damanti, 1993).

RESULTADOS

Análisis fotogeológico

Procesamiento de imágenes satelitales

La combinación de bandas 8A-11-2 del sensor Sentinel 2 permitió resaltar y diferenciar los diferentes materiales procedentes de las cuencas del río Huaco, el río Jáchal y el río Bermejo (Fig. 6a). En esta la imagen falso color (Fig. 6a) 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 la vegetación y el agua del río Huaco se ve en azul, permitiendo diferenciar mejor los sedimentos (Fig. 6b). Se pueden discriminar los lóbulos terminales dentro del mega-abanico del río Huaco ya que la vegetación se establece en los mismos (como árboles de gran porte). En una imagen falso color 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-salinos se ven muy claros (Fig. 6c). La combinación de bandas 8A-11-4 permite discriminar 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 una imagen falso color cuya distribución de tonalidades es asociada a una distribución granulométrica de los materiales desde zonas proximales a zonas distales (Fig. 6d). 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 que representan 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 los cauces y lóbulos terminales activos. Los tonos celestes representan 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.

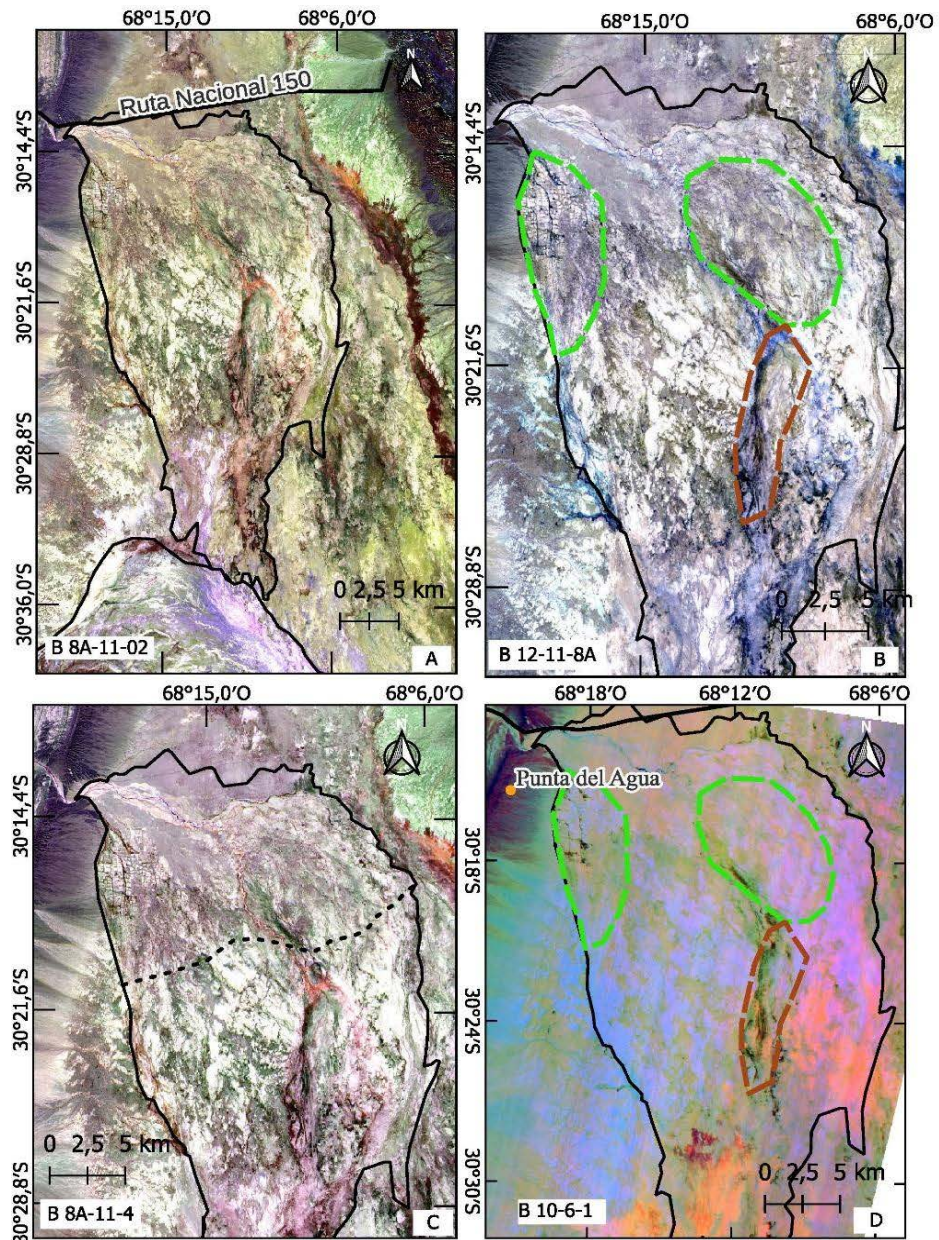


Figura 6. A. Imagen falso color Sentinel 2 con combinación de bandas 8A-11-02, donde se distinguen el mega-abanico del río Huaco del valle del Bermejo y el abanico del río Jáchal; B. imagen Sentinel 2 con combinación de bandas 12-11-8 donde se indican zonas arenosas correspondientes a complejos de lóbulos 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 distinguen 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.

Procesamiento multitemporal

El análisis con índices NDVI multitemporal permitió diferenciar tres zonas en el mega-abanico del río Huaco que cuentan con presencia de zonas húmedas-vegetadas de este a oeste: La primera zona corresponde a la zona de Punta del Agua (círculo negro, Fig. 7). La segunda al canal principal (círculo rojo, Fig. 7) y la tercera a un canal principal abandonado del sector oeste (círculo rosado, Fig. 7).

La mayor actividad de zonas húmedas-vegetadas se presenta en el mes de febrero (Fig. 7a), la menor actividad se presenta en el mes de agosto (Fig. 7b) y en cuanto al mes de octubre (Fig. 7c, 7d) se observa en el NDVI multitemporal con actividad principalmente en el área canalizada, mientras que el mes de febrero presenta actividad en zonas más distales, de desbordamiento, que coincidiría con la época del año en donde se concentran las lluvias estacionales (Fig. 3).

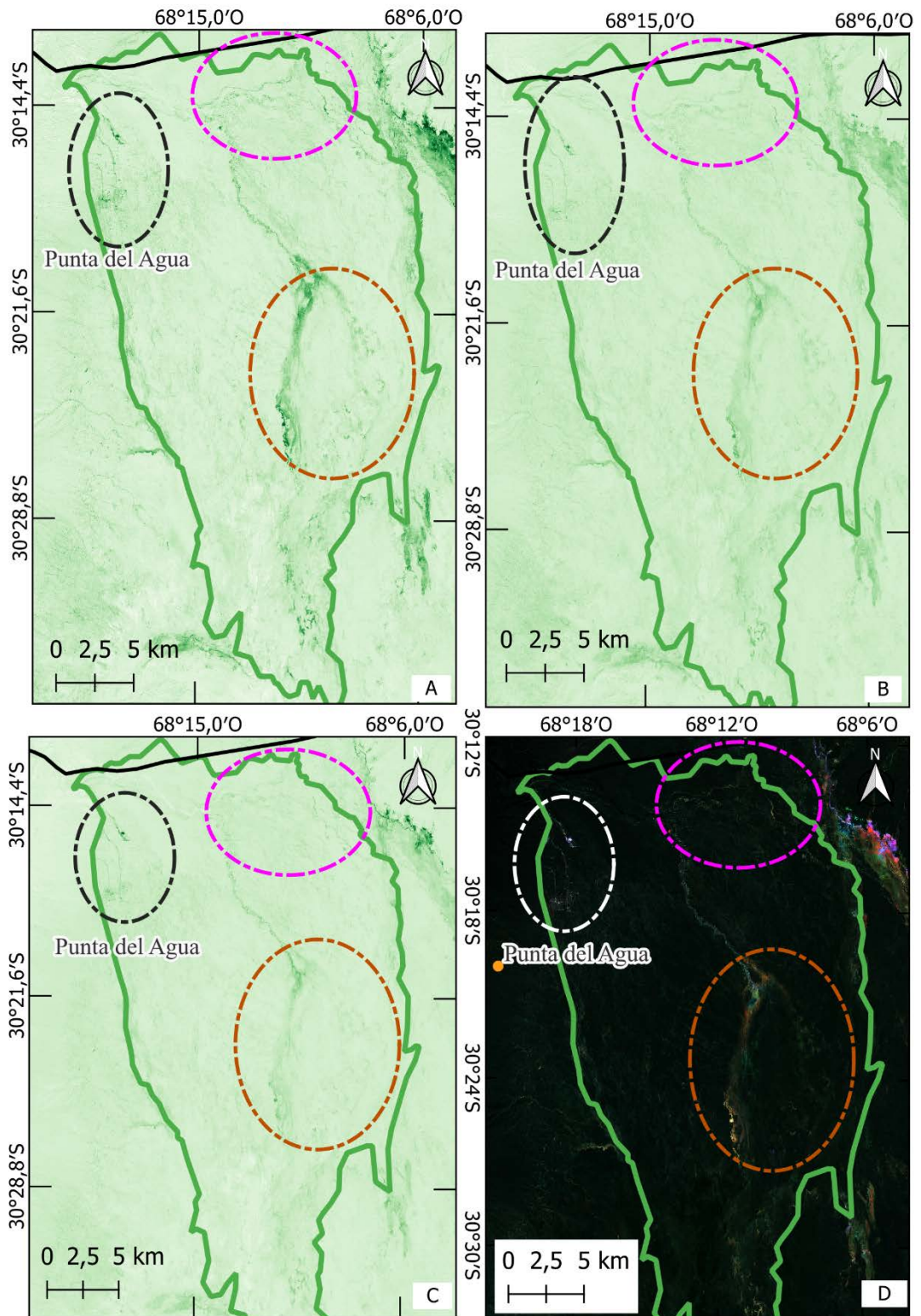


Figura 7. A. NDVI1 que corresponde a febrero del 2022; B. NDVI2 que corresponde a agosto de 2022; C. NDVI3 que corresponde a octubre del 2022; D. NDVI multitemporal del año 2022; Circulo negro – blanco corresponde a la zona de punta del agua, círculo rojo corresponde al canal principal y el círculo rosa corresponde con un canal principal abandonado.

Zonación del Mega-abanico del río Huaco

En función de los resultados obtenidos del índice de sinuosidad de los canales principales y los cambios en la pendiente, sumada a las unidades geomorfológicas reconocidas y la distribución de los materiales que caracterizan al mega-abanico se definieron cuatro zonas (Fig. 8).

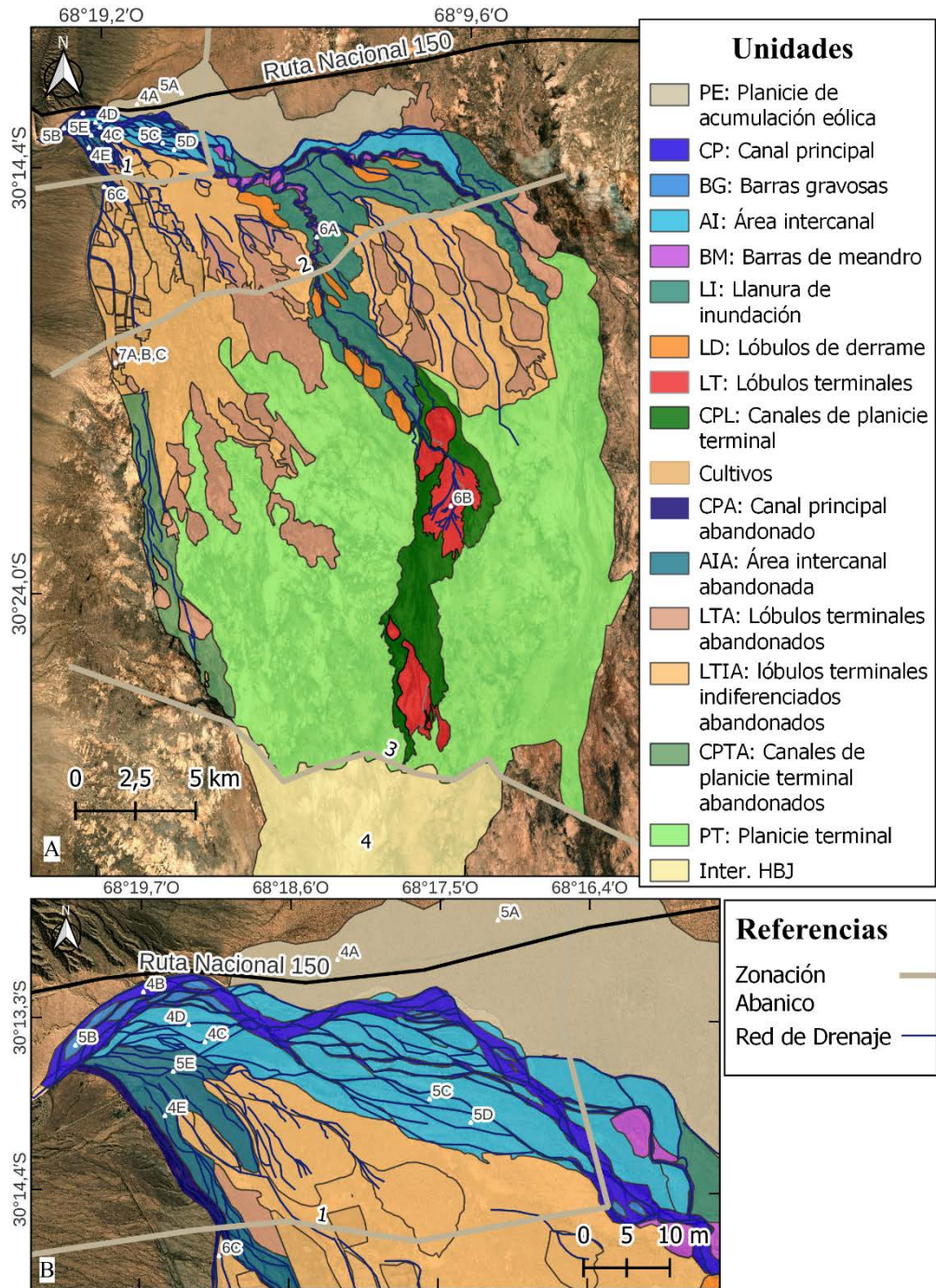


Figura 8. A. Mapa de unidades geomorfológicas del mega-abanico del río Huaco; B. Zoom en la zona proximal del mega-abanico del río Huaco; PE: planicie de acumulación eólica, CP: canal principal, BG: barras gravosas, AI: área intercanal, BM: barras de meandro, LI: llanura de inundación, LD: lóbulos de derrame, LT: lóbulos terminales, CPL: canales de planicie terminal, CPA: canal principal abandonado, AIA: área intercanal abandonada, LTA: lóbulos terminales abandonados, LTIA: lóbulos terminales indiferenciados abandonados, CPTA: canales de planicie terminal abandonados, PT: planicie terminal, Inter. HBJ: zona de interacción mega-abanico del río Huaco, abanico del río Bermejo y abanico del río Jáchal.

Zona Uno o proximal

Se define entre las coordenadas $30^{\circ}13'50''\text{S}$, $68^{\circ}20'30''\text{O}$ - $30^{\circ}10'56''\text{S}$, $68^{\circ}16'23''\text{O}$ (Fig. 8). La zona proximal se inicia donde el río Huaco emerge de las sierras en dirección oeste-este y aguas abajo cambia su dirección hacia al sureste. El ancho de la zona proximal es de 1.200 m en el ápice, y 5.300 m en el límite con la zona media. El canal principal (río Huaco) presenta un diseño multicanalizado, baja sinuosidad (IS: 1,27) y pendiente ($0,39^{\circ}$; Tabla 2; Figs. 8, 8b). Las unidades geomorfológicas que la componen son canal principal, barras gravosas, área intercanal, área intercanal abandonada, lóbulos terminales indiferenciados abandonados, planicie de acumulación eólica y canal principal abandonado (Figs. 8, 9, 10).

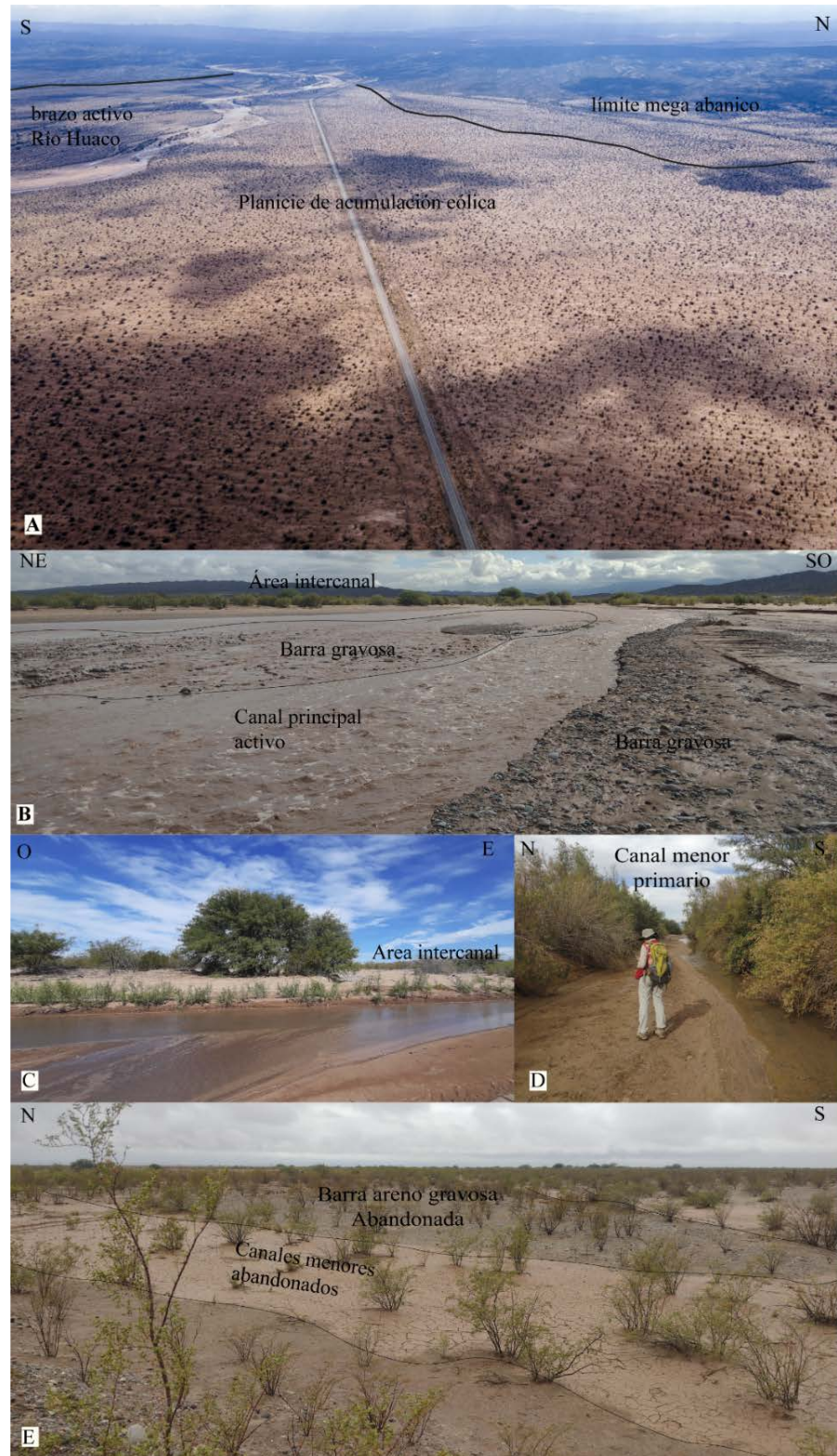


Figura 9. A. Vista panorámica de la planicie de acumulación eólica, se observan dunas de sombra en vegetación arbustiva, al fondo el río Huaco; B. Vista del canal principal, Barras gravosas y área intercanal; C. vista del canal principal (río Huaco) y el área intercanal; D. canales menores; E. vista del área intercanal abandonada.

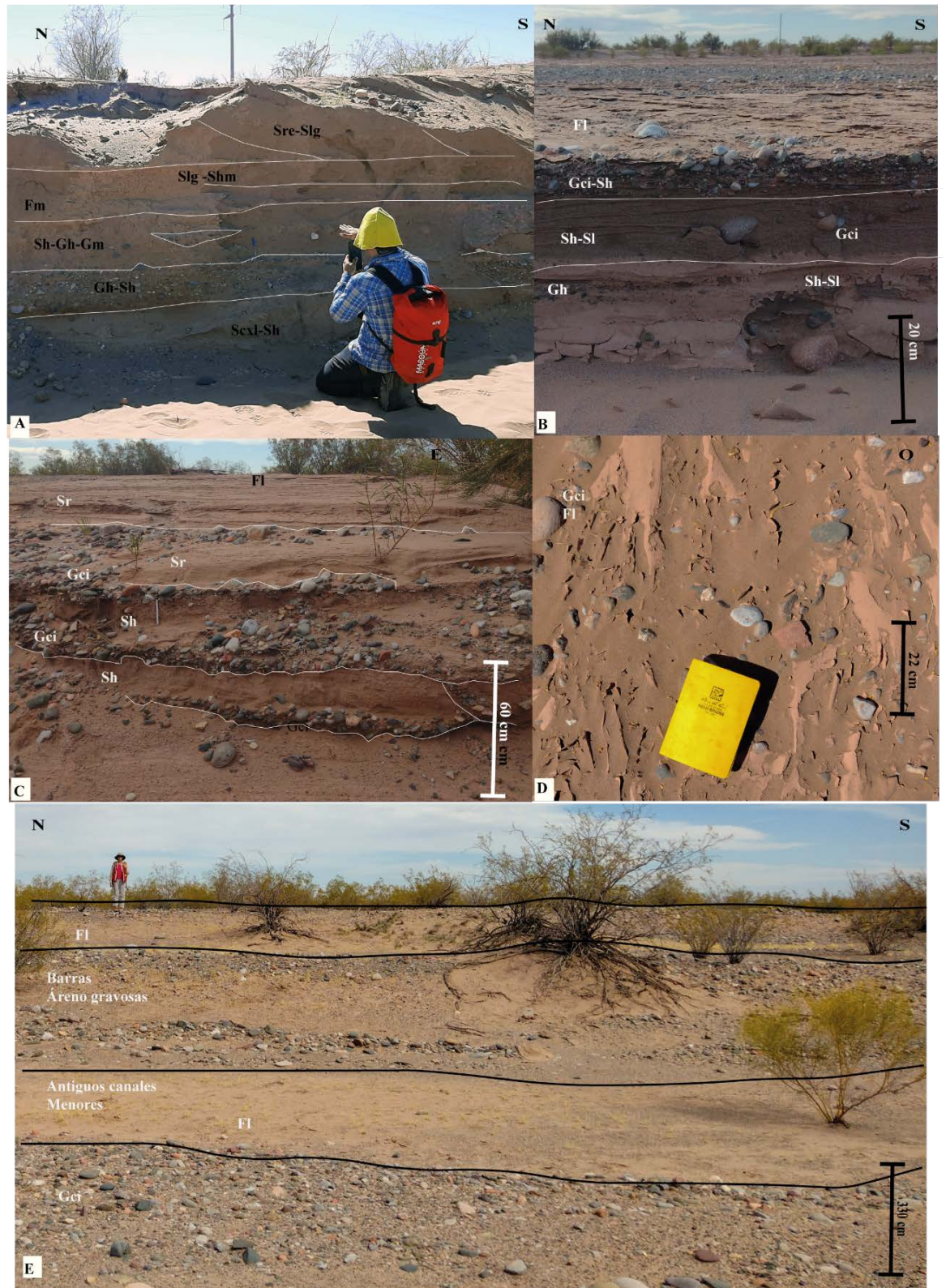


Figura 10. A. Perfil de la planicie de acumulación eólica; descripción de litofacies en la tabla 3; B. Perfil de barras areno-gravosas; C. Perfil del área intercanal; D. Vista en planta de canal menor; E. Vista del área intercanal abandonada.

Zona Dos o media

La zona dos abarca las coordenadas $30^{\circ}10'56''\text{S}$, $68^{\circ}16'23''\text{O}$ - $30^{\circ}16'43''\text{S}$, $68^{\circ}13'33''\text{O}$ (Fig. 8). Su área se define desde el punto en que el río Huaco pasa de ser multicanalizado a tener canales de diseño meandriforme con alta sinuosidad y una baja pendiente (IS: 2,32; 0,20°; Tabla 2).

En la zona dos se reconocen al menos tres canales principales; un canal principal activo y dos canales principales abandonados. El canal principal activo, es el actual río Huaco, el cual escurre con dirección noroeste – sureste, inicia su recorrido con un cauce de 100 m de ancho, aguas abajo su cauce disminuye a un ancho de 40 m, al igual que su sinuosidad.

Hacia el oeste del canal principal activo, se observa otro canal principal abandonado que discurre hacia la localidad de Punta del Agua, donde se bifurca en varios canales distributarios y termina en una zona de lóbulos terminales indiferenciados abandonados.

Por último, al este del actual río Huaco, se observa un tercer canal principal abandonado que transcurre en dirección este–oeste hasta el punto $31^{\circ} 13' 31'' \text{ S}$; $68^{\circ} 10' 31'' \text{ O}$ donde se encuentra con los depósitos del río Bermejo y cambia su recorrido en dirección noroeste – sureste.

La zona media se caracteriza por presentar: barras de meandro, canal principal, canal principal abandonado, área intercanal, llanura de inundación, lóbulos de derrame, lóbulos terminales abandonados y planicie de acumulación eólica. (Figs. 8,11,12).

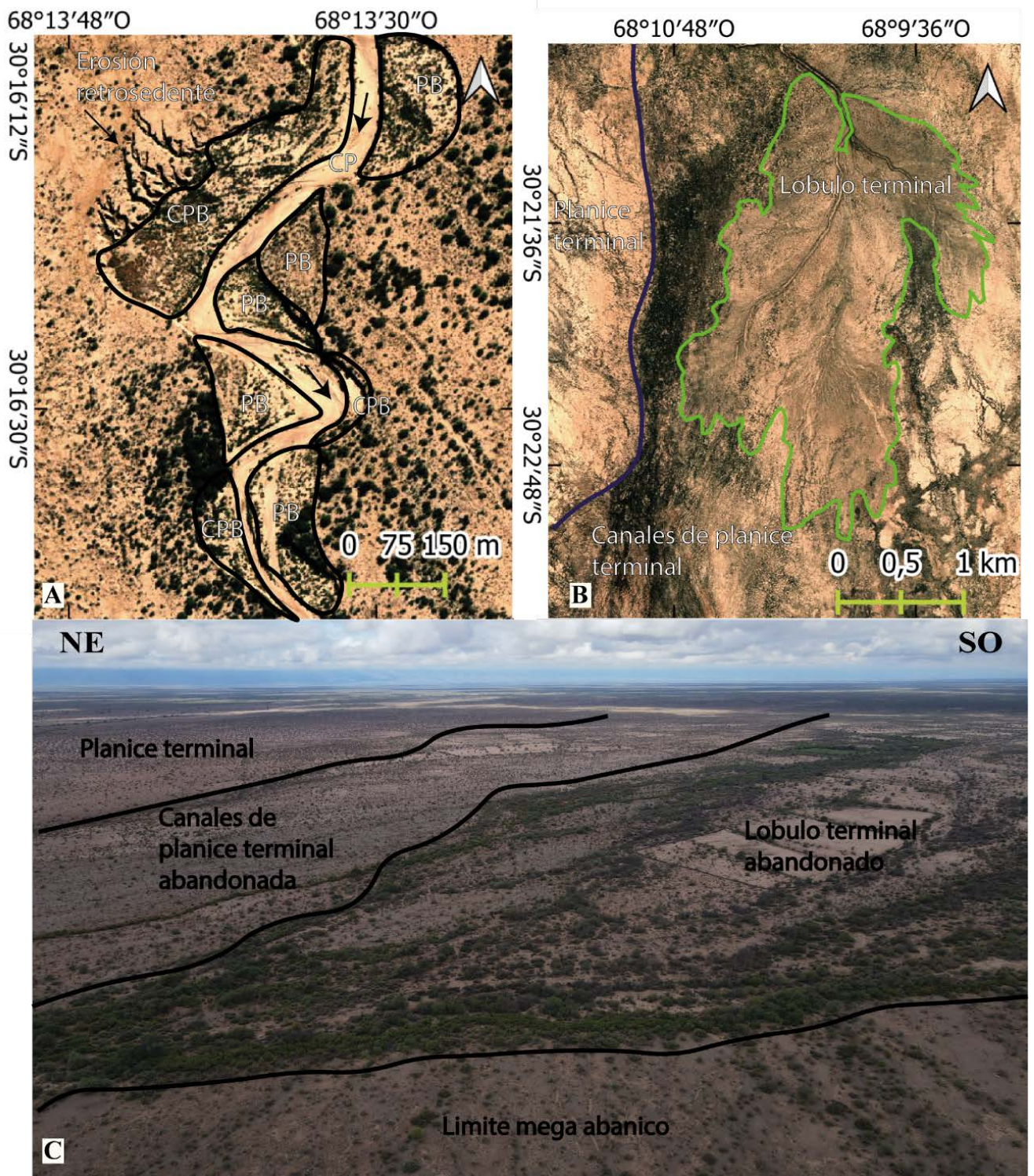


Figura 11. Vista desde imagen Bing de las barras de meandro y llanura de inundación, PB: point bar, CPB: counter point bar; B. vista de lóbulos terminales del canal principal; C. Vista aérea del lóbulo terminal abandonado de la zona de punta del agua.



Figura 12. 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. Tiene bioturbación, acumulación de carbonato motas verdes y rojas, arcillas, limo arcilloso Por encima limo arcilloso, y arcilla Sr, y arena encima sin tanta gravilla.

Zona Tres o distal

La zona tres abarca las coordenadas 30°16'43''S, 68°13'33''O - 30°27'60''S, 68°10'50''O (Fig. 8). En este sector el canal principal se vuelve monocanalizado pero de menor sinuosidad que la zona media y menor pendiente (IS: 1,21, 0,17°; Tabla 1).

Las unidades geomorfológicas que caracterizan la zona tres son: canal principal, canal principal abandonado, barras de meandro, llanura de inundación, lóbulos de derrame, planicie terminal, canales de planicie terminal, canales de planicie terminal abandonados, lóbulos terminales, lóbulos terminales abandonados (Figs. 8,11,12). Se observan además acumulaciones eólicas tipo dunas de sombra cubriendo las geoformas fluviales, y asociadas a la presencia de zonas vegetadas.

De acuerdo con la preservación de la morfología de las geoformas la zona tres se puede dividir en cinco sectores de oeste a este. El diferente grado de preservación observada en estos sectores se relaciona con el abandono/actividad de los canales principales definidos en la zona dos. El primer sector corresponde a los depósitos generados por el brazo de Punta del Agua. El segundo sector es intermedio entre el brazo Punta del Agua y el brazo activo del río Huaco y se denomina zona de lóbulos terminales del sector oeste. El tercer sector corresponde a los depósitos del canal principal activo o el brazo activo del río Huaco. El cuarto sector es intermedio entre el brazo activo del río Huaco y el brazo inactivo de la zona este, y se denomina lóbulos terminales del sector este. El quinto sector corresponde a los depósitos del brazo inactivo del sector este. El sector brazo Punta del Agua consta de canales de planicie terminal abandonados, lóbulos terminales abandonados, y planicie terminal abandonada. Los cauces pierden canalización y culminan en lóbulos terminales abandonados, los que poseen dimensiones de 1.900 m de largo por 1.200 metros de ancho el mayor, y el menor de 610 m largo por 420 m de ancho y se preservan su típica morfología globosa y lobulada. Algunos de estos lóbulos terminales son cubiertos por dunas de sombra que quedan atrapadas entre los bosques de algarrobo.

El segundo sector, al este de Punta del Agua, consta de lóbulos terminales indiferenciados, lóbulos terminales abandonados y planicie terminal. A diferencia de los observados en Punta del Agua, estos lóbulos se observan elongados, incididos por canales de planicie que son controlados por la presencia de vegetación arbórea y cubiertos por depósitos de dunas eólicas. Poseen tamaños variables, siendo el mayor de 5.400 m de largo por 2.400 m de anchura y el menor tiene 1.500 m de largo por 730 m de anchura.

En el tercer sector, brazo activo del río Huaco, el canal principal se bifurca en dos o tres canales distributarios los que poseen una anchura de unos 20 a 50 m. Estos canales distributarios generan lóbulos terminales cuyos tamaños rondan entre 1.500 a 2.000 m de largo por 800 m de anchura. Estos lóbulos se encuentran activos y se desarrollan en una zona de canales de planicie terminal (Fig. 11b).

El cuarto sector, intermedio entre el canal principal del río Huaco y el canal principal abandonado del este, presenta una gran cantidad de lóbulos terminales abandonados en los que se vuelve difícil su individualización, en el mapa son identificados como lóbulos terminales indiferenciados. Los tamaños de los lóbulos promedian los 1.900 m de largo por 1.000 m de anchura.

Por último, el quinto sector que corresponde al canal principal del este en el cual se identifican al menos dos lóbulos terminales de 2.500 m de largo por 1.500 m de ancho. Estos lóbulos son afectados por erosión retrocedente generada por el río Bermejo.

Zona cuatro o de zona de interacción entre el mega-abanico del río Huaco, abanico del río Jáchal y el río Bermejo

La zona cuatro abarca las coordenadas 30°27'60''S, 68°10'50''O - 30°35'13''S, 68°11'10''O y se define como el área de interacción entre los depósitos del mega-abanico del río Huaco, el río Jáchal y el río Bermejo (Fig. 8). La zona posee un tamaño de 12.700 m de largo por 8.800 m de ancho. Su orientación es norte sur, desde la imagen satelital se observan un domino de los materiales finos (arcillo- salinos) sobre los gruesos (arenosos) los cuales podrian ser dunas y zonas canalizadas en estado de abandono.

Unidades geomorfológicas 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. 8).

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 oeste-este 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.

9a). 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 asimétrica 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 del 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. 9a).

En cuanto a las características sedimentológicas se analizó en una trinchera natural en las proximidades del río Huaco. Los depósitos eólicos se caracterizan por representar un paquete de 1m de sedimentos con la preservación en el techo de una morfología de cresta asimétrica y compuesto por arenas finas a muy finas, con buena selección, y presentan una base plana, apoyados sobre paquetes gravo arenosos tabulares de facies de canal (Gh; Fig. 10a). 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. 10a). 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; Kocurek y Nielson, 1986) con crecimiento vertical por la migración de óndulas eólicas (Limarino y Martínez, 1992; Tripaldi, 2002). La coalescencia de zibars generan un patrón lineal que denota la dirección del viento predominante que las forma, que es del sureste al noroeste (348° N-NO). En ambientes similares se reconoció 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. 9b). 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 geomorfología canal principal se encuentra rodeando barras gravosas y es bifurcado por barras areno-gravosas, y se conecta con canal principal abandonado.

Barras gravosas (BG)

Las barras gravosas se observan con un tono gris y una textura rugosa, se encuentran poco vegetadas, y son depósitos de poco relieve dentro del cauce (Fig. 9b). Se distribuyen en la parte proximal del abanico dentro del canal principal, poseen un tamaño promedio de 100 m de ancho por 400 m de largo y una altura de hasta 0,5 m (Fig. 10b). 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 ondúlítica (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 hacia aguas abajo, con arreglo granodecreciente, 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, con tamaños promedio de 170 m de anchura por 180 m de largo. Fotogeológicamente se distinguen por un color gris claro a marrón, con una textura rugosa donde destaca la vegetación densa (Fig. 11a). 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, representan los materiales de color gris como los más gruesos (gravas), los marrones como materiales de grosor medio (arenosos), y los marrones muy claros corresponden a los limos y arcillas. Asociados a los meandros se observan dos tipos de barras, las típicas desarrolladas en el sentido opuesto de migración lateral y que se ubican en la curvatura cerrada del canal interpretadas como barras de meandro (Pedraza, 1996). Las otras barras observadas son las 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 claras como arcillas, muestran significativa incisión, y generan sombra. 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. 11a).

Área intercanal (AI)

El área intercanal contiene las geoformas 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. 9c).

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. 11c). Las gravas y arenas se repiten en ciclos de 20 cm. Por encima se observan facies de arenas con laminación horizontal (Sh) y laminación onduláticas (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. 10 d). La base de los canales consta de gravas imbricadas y gravas masivas con matriz arenosa (Gci, Gcm, Gm) que gradan a facies de arenas con laminación horizontal y ondulática (Sh, Sr) y en algunos sectores se encuentran acumulaciones de facies finas (Fl; Fig. 11d).

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 1.000 m de ancho por 2.000 m de largo y su altura es de aproximadamente 1 m (Figs. 10e, 11e).

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 pone en movimiento los materiales finos quedando las fracciones gruesas expuestas (Fig. 10e).

Canales menores abandonados

Estos canales en estado de abandono únicamente son alimentados por agua proveniente de la precipitación pluvial directa. En estas circunstancias, experimentan colmatación, y en el mejor de los escenarios, si las precipitaciones son intensas, distribuyen el agua de forma local, aunque no están conectados a la red de drenaje principal. El relleno de estos canales consiste en facies finas laminadas. (Fig. 10e).

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 de mega-abanico, con dimensiones de 23 km de largo y una anchura de 2,5 km en promedio y 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 distinguen 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 anchura. 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 se encuentran poco desarrollados, por tanto en el momento que el agua 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 (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 anchura y es difícil reconocer elementos geomorfológicos unitarios, siendo las geoformas reconocidas producto de la acreción aguas debajo de los lóbulos. Fotogeológicamente posee un color verde oscuro, una textura rugosa, se observa vegetación densa formada por bosques de algarrobos. La vegetación es de tipo arbórea (algarrobo) alcanzando los 3 m de altura. 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 eventos de arroyada en manto (Figs. 11b, 11c). 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 arenas medianas de 10 a 20 cm de espesor con lentes de sábulos de 7 cm de alto por 10 cm de largo, con intraclastos de herbáceas (tipo gramíneas; SGm), chips limo-arcillosos, y raíces pequeñas. Por encima se observan 8 cm de arena finas con ondulitas, bioturbadas y con motas, cubiertas por 7 cm arenas finas con ondulitas (SI). Culmina con 8 cm de arenas finas limosas pobremente laminadas. Cubren estos depósitos 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 (FI; Fig. 12).

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. 8).

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 conectar complejos de lóbulos terminales adyacentes. Se caracterizan por tener una red de drenaje muy densa, y se dividen en 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 posee un encape de finos con arenas masivas (Sm) moderadamente seleccionadas producto del retrabajamiento eólico. Los CPL anastomosados vinculan 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 de origen eólico

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 distributarios 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), como es en el 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 distributaria reconociéndose distintos tipos de canales, canales principales, canales menores y canales de planicie. Otras características para definir un sistema como un SFD son:

a) El dominio 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. **b) El 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 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.

c) El 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, y 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.

d) El aumento de número de canales aguas abajo y la 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.

e) La 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, pasamos de facies gravosas dominantes en la zona proximal a facies areno-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 los 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 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 Huaco se

reconocen en la unidad geomorfológica canal principal: las 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 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 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 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 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 antiguas, 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 Huaco, el SFD Atuel/Diamante presenta menor competencia, y las facies distales registra 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 Huaco, se forman campos de dunas sobre las geoformas abandonadas (terrazas) ya antiguas de este sistema (Médanos Picardo), aunque en el caso del SFD 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 una 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 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 de 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 megabanico 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 análisis de imágenes satelitales Sentinel 2 y ASTER permitieron distinguir los límites del mega-abanico del río Huaco, del piedemonte, el valle del Bermejo y el abanico del río Jáchal. Dentro del mega-abanico se pudieron distinguir los complejos de lóbulos, discriminar mejor la distribución de materiales areno-gravosos en las porciones proximales y medias de los materiales arcillo-salinos en las porciones distales. El análisis con índices NDVI permitió discriminar canales activos y zonas de inundación.

En síntesis, 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 CP (BG, CPA), AI (BAG, CMP) y PE. La segunda zona media con un sistema monocanalizado con diseño meandriforme que incluye BM, LI (LD), LTI. Una tercera zona, correspondiente a la zona distal la cual está formada por un sistema monocanalizado de alta a mediana sinuosidad con las unidades geomorfológicas BM, LT, PT (CPL, CPTA) y zibars asociadas a los lóbulos terminales. Y la cuarta, como una zona de interacción entre el mega-abanico del río Huaco y los depósitos del río Jáchal y Bermejo.

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

En comparación con otros SFD de la región y del centro este argentino, la acción eólica es un importante contribuyente de sedimentos al sistema depositacional, teniendo un rol secundario durante la etapa activa de las geoformas (retrabajamiento eólico y generación de dunas de sombra) pero tomando un rol protagónico en los estadios iniciales de abandono de los brazos del SFD Huaco, y llegando a formar campos de dunas como los Médanos Picardo del SFD río Atuel/Diamante.

De acuerdo con las características texturales observadas en la unidad geomorfología LTI y LT, los lóbulos terminales del SFD 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, permitirán ampliar el conocimiento de cómo se distribuyen estos tipos de materiales y aplicarlo en el registro geológico para la prospección de recursos no renovables y energéticos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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. *13º congreso geológico argentino y 3º congreso de exploración de hidrocarburos.*, Actas, 5, 509-526.
- Ashmore, P.E. (1991). How do gravel-bed rivers braid *Canadian Journal of Earth Science* 28: 326-341.
- Azcurrea, 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. Belo Horizonte, Brasil. *Anais XI SBSR.* INPE, 815-822.
- Bagnold, R.A. (1954). Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 225 (1160): 49-63.
- Baldis, B.A., (1975). El Devónico Inferior de la Precordillera Central. Parte I: Estratigrafía. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30, 53-83.
- Barreda, V., Limarino, C., Fauqué, L., Tripaldi, A., Net, L. (2003). Primer registro palinológico del miembro inferior de la Formación Cerro Morado (Mioceno), Precordillera de La Rioja. *Ameghiniana*, 40(1), 81-87.
- 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.
- Borrello, A, y Cuerda, A. J. (1968). Grupo rio huaco, norte de la precordillera de San Juan, jáchal-huaco. *Comisión de investigaciones científicas de Buenos Aires.*
- Braccini, O. (1946). Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina.
- 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. Torino, *Unione Tipografico Editrice Torinese (UTET)*, 395

- Césari, S., Gutiérrez, P., Fauqué, L., y Limarino, C. (2001) La secuencia carbonífera de Trapiche (Precodillera de San Juan, Argentina): ubicación estratigráfica y contenido paleoflorístico. Publicación Especial de *la Asociación Paleontológica Argentina*, 8, 19-28.
- Colombo, F., Capítulo, V. I., Capítulo, V. I. I., Capítulo, V. I. I. I., Capítulo, I. X., Capítulo, X., y Capítulo, X. I. (2010). Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos. *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, *Consejo Superior de Investigaciones Científicas*, 85-130.
- Congedo, I. (2016). Semi-automatic classification plugin documentation. *Release*, 4(0.1), 29.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R. y Schauer, O.C., (1981). Geología de la Sierra de Mogna, Pcia. de San Juan. San Luis, 8° *Congreso Geológico Argentino*. Actas 3: 139-158.
- Cuerda, A. J., Cingolani, C.A., Varela, R. y Schauer, O.C, (1979). Depósitos carbónicos en la vertiente occidental de la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan: *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34(2):100-107.
- Cuerda, A. J., y Furque; G. (1975.). Nuevos datos sobre la paleobiogeografía de la formación gualcamayo. Ordovícico de la precordillera. Tucumán. *1° congreso argentino de paleontología y bioestratigrafía*, 1: 49-57.
- Cuerda, A. J. (1966). Formación la chilca, silúrico inferior, San Juan. *Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires*.
- Cuerda, A J. (1965). *Monograptus leintwardinensis* var. *incipiens* Wood en el Silúrico de la Precordillera. *Ameghiniana*, 4(5).
- 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), p. 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(1-4), 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(1-2), 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. In: Miall, A.D.(Ed.), Calgary, AB, Canada, *Fluvial Sedimentology*. Memoirs of the Canadian Society of Petroleum Geologists, 5. 531–542.
- Furque, G., González, P. D., Caballe, M. F., Pérez, L., Cardó, R., Godeas, M. C. y Fauqué, L. E. (2003) hoja geológica 3169-ii San José de Jáchal. *SEGEMAR*.
- Furque, G. (1979). Descripción geológica de la Hoja 18c, Jáchal. *Servicio Geológico Nacional*.
- Furque, G. (1963). Descripción geológica de la hoja 17 b, Guandacol, (provincias de la Rioja y San Juan). *Dirección nacional de geología y minería*, boletín 92.
- Furque, G. (1956). Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera Sanjuanina. *Revista de la asociación geológica Argentina*, 11 (1): 46-71.
- 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.
- Gómez, M. J., Mestre, A., Corradini, C., y Heredia, S. (2021). A new species, *Ozarkodina huenickeni*, from the upper Silurian-Lower Devonian in San Juan Precordillera, *South America*. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103174.

- 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.
- Harrington, H. Y. (1957). Ordovician trilobites of Argentina. Lawrence. *University of Kansas, special publications*,1: 1-276.
- 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.
- Jordan, T. E. (1983). Mountain building in the central andes. Episodes. (3): 20-26.
- Kay, S. M. (1987). Tertiary and andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal South American Earth Sciences*, 1(1):21-38.
- Kelly, S. B., y Olsen, H. (1993). Terminal fans a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, 85(1-4), 339-374.
- Kelly, J. (1962). Geología de la Sierra de Móquina y perspectivas petrolíferas, departamento de Jáchal, provincia de San Juan. *Y.p.f., informes inéditos nos.* 1157, 1158 y 1159.
- Kobayashi, T. (1937). The cambro-ordovician shelly faunas of South America. *Journal of Science of the University of Tokyo*, 2 (5): 369-522.
- Kocurek, G., y Nielson, J. (1986). Conditions favourable for the formation of warm climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33(6), 795-816.
- Koppen, W. (1936). Das geographische System der Klimate. Handbuch der Klimatologie.

- 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.
- Lopez, F. E., y Kaufmann, C. (2023). New insights in the Silurian graptolite biostratigraphy of the La Chilca Formation, Poblete Norte section, Central Precordillera of San Juan, Argentina: faunal replacement and paleoenvironmental implications. *Andean Geology*, 50(2).
- Limarino, C. O., Fauqué, L. A., Cardó, R., Gagliardo, M. L., y Escoteguy, L. (2002). La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(3), 289-304.
- Limarino, C.O., Net, L., Gutiérrez, P., Barreda, 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.; Martínez, G. (1992). Caracterización textural de algunas mesoformas eólicas de ambientes semidesérticos en el Bolsón de Guandacol. La Plata, *In Reunión Argentina de Sedimentología*. No. 4, Actas 2: 295- 302.
- Lince Klinger, F., Giménez, M. E., Martínez, M. P., Introcaso, A. (2008). Las estructuras de la cuenca de Bermejo y sierra de Valle Fértil a partir de los métodos deconvolución de Euler y Señal Analítica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(2), 281-287.
- 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. Unites States *Geological Surveys*, Professional Papers 282B: 39-85.
- Maggi, A., Di Ferdinando, M., y Barrera, D. (2015). Influencia del fenómeno ENOS sobre la productividad vegetal en dos comunidades vegetales de la Puna Argentina. Actas del *Congreso Argentino de Metereología*, Mar del Plata. págs. 1-10. <https://ggweather.com/enso/oni.htm>
- Maletz, J., Albanesi, G. L., y Voldman, G. G. (2009). Lower Darriwilian radiolarians from the Argentine Precordillera. *Geobios*, 42(1), 53-61.

- Mango, M. J., y Albanesi, G. L. (2023). The Baltoniodus navis Zone in the Gualcamayo Formation (Middle Ordovician), Central Precordillera, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 104332.
- Mango, M. J., y Albanesi, G. L. (2020). Conodont biostratigraphy and correlation of the San Juan Formation at the Cerro La Silla section, middle Tremadocian-lower Dapingian, Central Precordillera, Argentina.
- Matellanes, R., (2019). Cálculo de índices NDVI multitemporales; <http://www.gisandbeers.com/calculo-indices-ndvi-multitemporales/>.
- Mehl, A. E., Lorenzo, F. R., Guerci, A., Rojo, L. D., y Zárata, 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.
- 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, Berlin, *Springer*.
- Milana, J. P., Bercowski, F., y Jordan, T. (2003). Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la Sierra de Mogna, y su relación con la Cuenca de Antepaís Andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(3), 447-473.
- Muro, V. J. G., Rubinstein, C. V., Rustán, J. J., y Steemans, P. (2018). Palynomorphs from the Devonian Talacasto and Punta Negra formations, Argentinean Precordillera: new biostratigraphic approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 86, 110-126.
- 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.

- 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 geologica Precordillera oriental. Viii congreso geológico argentino, *Asociacion geologica Argentina*, v. 3. 59-74.
- Padula, E, Rolleri, 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).
- Perucca, L. P., Pantano, A., y Vargas, N. (2014). El braquianticlinal de Loma Negra: una estructura de plegamiento cuaternario en la Precordillera Central, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(3), 427-433.
- Poblete, A. Y. (1989). Los mesoclimas de San Juan. San Juan: *U.N.S.J Centro De Investigaciones de San Juan*.
- QGIS.org, (2023). *QGIS Geographic Information System*. QGIS Association. <http://www.qgis.org>.
- Ramos, V C. (1999). Las provincias geológicas del territorio Argentino. En *geología Argentina*. 29(3), 41-96.
- Ramos, V. C. (1996). Cenozoic tectonics of the high andes of west-central Argentina, (30°36°s latitude). *Tectonophysics*. 259: 185-200.
- Rothis, L. M., Perucca, L. P., Malnis, P. S., Alcacer, J. M., Haro, F. M., y Vargas, H. N. (2019). Neotectonic, morphotectonic and paleoseismologic analysis of the Las Chacras Fault System, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 91, 144-153.
- Santi Malnis, P., Colombi, C. E., Rodríguez Posatini, N., Rothis, 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.
- Serra, F., Feltes, N. A., Mango, M. J., Henderson, M. A., Albanesi, G. L., y Ortega, G. D. C. (2020). Darriwilian (Middle ordovician) conodonts and graptolites from the cerro la chilca section, central precordillera, Argentina.

- Serra, F., Feltes, N. A., Ortega, G., y Albanesi, G. L. (2018). Lower middle Darriwilian (Ordovician) graptolites and index conodonts from the Central Precordillera of San Juan Province, Argentina. *Geological Journal*, 53(5), 2161-2177.
- Servicio Meteorológico Nacional Argentina SMN (2024) Clima de Argentina, estadísticas de largo plazo, San José de Jáchal, San Juan. <https://www.smn.gob.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).
- 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.
- Tedesco, A. M., Limarino, C. O., y Ciccioli, P. L. (2007). Primera edad radimétrica de los depósitos cretácicos de la Precordillera Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(3), 471-474.
- 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. (2012). La Formación Vallecito como ejemplo de sedimentación eólica cenozoica de las cuencas andinas del Noroeste Argentino: Paleoambientes y consideraciones estratigráficas y paleoclimáticas. In *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* (Vol. 64, pp. 55-71).
- 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.

ANEXOS

Anexo 1. Código de Google Earth Engine usado para el análisis multitemporal.

```
1. // Elegimos tres momentos temporales
2. var Tiempo1 = ee.ImageCollection ('COPERNICUS/S2')
3.   .filterDate ('2022-03-01' , '2022-03-28') // Momento temporal
   1
4.   .filterMetadata ('CLOUDY_PIXEL_PERCENTAGE', 'Less_Than', 30);
5. var Tiempo1b = Tiempo1.reduce(ee.Reducer.median());
6. var Tiempo2 = ee.ImageCollection ('COPERNICUS/S2')
7.   .filterDate ('2022-08-01' , '2022-08-30') // Momento temporal
   2
8.   .filterMetadata ('CLOUDY_PIXEL_PERCENTAGE', 'Less_Than', 20);
9. var Tiempo2b = Tiempo2.reduce(ee.Reducer.median());
10.   var Tiempo3 = ee.ImageCollection ('COPERNICUS/S2')
11.     .filterDate ('2022-10-01' , '2022-10-30') // Momento
     temporal 3
12.     .filterMetadata ('CLOUDY_PIXEL_PERCENTAGE', 'Less_Than'
     , 20);
13.   var Tiempo3b = Tiempo3.reduce(ee.Reducer.median());
14.   // Calculamos el índice NDVI para cada uno de los tres
     momentos
15.   var NDVI1 = Tiempo1b.normalizedDifference (['B8_median',
     'B4_median']);
16.   var NDVI2 = Tiempo2b.normalizedDifference (['B8_median',
     'B4_median']);
17.   var NDVI3 = Tiempo3b.normalizedDifference (['B8_median',
     'B4_median']);
18.   // Realizamos una composición RGB a falso color con cada
     uno de los tres índices NDVI
19.   var NDVImultitemporal = NDVI1.addBands(NDVI2).addBands(ND
     VI3);
20.   // Representamos y simbolizamos cada uno de los tres
     índices NDVI
21.   Map.addLayer (NDVI3, {max: 1.0, min: 0, palette: ['CE7E45
     ', 'DF923D', 'F1B555', 'FCD163', '99B718', '74A901', '66A000',
     '529400', '3E8601', '207401', '056201', '004C00', '023B01', '012
     E01', '011D01', '011301']}, 'NDVI t3');
22.   Map.addLayer (NDVI2, {max: 1.0, min: 0, palette: ['CE7E45
     ', 'DF923D', 'F1B555', 'FCD163', '99B718', '74A901', '66A000',
     '529400', '3E8601', '207401', '056201', '004C00', '023B01', '012
     E01', '011D01', '011301']}, 'NDVI t2');
23.   Map.addLayer (NDVI1, {max: 1.0, min: 0, palette: ['CE7E45
     ', 'DF923D', 'F1B555', 'FCD163', '99B718', '74A901', '66A000',
     '529400', '3E8601', '207401', '056201', '004C00', '023B01', '012
     E01', '011D01', '011301']}, 'NDVI t1');
24.   // Representamos y simbolizamos el NDVI multitemporal
     para identificar los cambios temporales
25.   Map.addLayer (NDVImultitemporal, {max: 1.0, min: 0, gama:
     1.0,}, 'NDVI multitemporal');
26.   Map.setCenter (-68.16996769375095, -
     30.31577483807755, 11);
```

```
27. // Exportamos las imágenes
28. Export.image.toDrive({
29.   image: NDVI1,
30.   description: 'NDVI1',
31.   scale: 15,
32.   region: geometry});
33. Export.image.toDrive({
34.   image: NDVI2,
35.   description: 'NDVI2',
36.   scale: 15,
37.   region: geometry});
38. Export.image.toDrive({
39.   image: NDVI3,
40.   description: 'NDVI3',
41.   scale: 15,
42.   region: geometry});
43. Export.image.toDrive({
44.   image: NDVImultitemporal,
45.   description: 'NDVImultitemporal',
46.   scale: 15,
47.   region: geometry});
```