



GEOMÁTICA APLICADA AL ANÁLISIS MORFOMÉTRICO Y GEOMORFOLÓGICO EN CUENCA DE LOS ANDES ÁRIDOS

Malvina Serra ¹
Romina Solorza ²
Carolina Manuela Aumassanne ³
Ana Paula Salcedo ⁴

(Manuscrito recibido el 26 de febrero de 2025, en versión final 17 de diciembre de 2025)

Para citar este documento

Serra, M., Solorza, R., Aumassanne, C. M., & Salcedo, A. P. (2025). Geomática aplicada al análisis morfométrico y geomorfológico en cuencas de los andes. *Boletín geográfico*, 47, 1-29. <https://id.caicyt.gov.ar/ark:/s2313903x/ysyekgmha>

Resumen

Este estudio analiza la cuenca del río Grande en Mendoza, Argentina, utilizando técnicas geomáticas para entender la interacción entre los procesos geomorfológicos y los parámetros morfométricos. Se observaron variaciones en la dinámica geomorfológica a lo largo de la cuenca, con procesos glaciares dominando en las zonas altas y procesos fluviales y aluviales en las áreas bajas. Mediante el análisis de Modelos Digitales de Elevación (MDE) y la aplicación del método Geomorphons, se caracterizaron las geoformas y su distribución espacial, lo que permitió interpretar los procesos de erosión, transporte y sedimentación. El análisis morfométrico permitió diferenciar tres subcuenca (SC): alta (SCA), media (SCM) y baja (SCB). La SCA se caracteriza por erosión glaciar y captación de agua, mientras que en la SCM prevalece el transporte, con dos sectores diferenciados por cambios en la dirección del cauce. En la SCB, con pendientes menores, predomina la acumulación. Los resultados

¹ Instituto Gulich, Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE-UNC). Córdoba, Argentina. E-mail: malvina.serra@ig.edu.ar

² Gerencia de Observación de la Tierra. Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE). Córdoba, Argentina. E-mail: rsolorza@conae.gov.ar

³ Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA)-AER 25 de Mayo. La Pampa, Argentina. E-mail: caro.aumassanne@gmail.com

⁴ Subgerencia Centro Regional Andino, Instituto Nacional del Agua (INA). Mendoza, Argentina. E-mail: apau.salcedo@gmail.com

indican que la cuenca tiene una extensión de 10.300 km², un perímetro de 1220 km y se destacan el rol de la exposición solar, la pendiente y el Índice Topográfico de Humedad (ITH, por sus siglas en inglés) en la acumulación y fusión glaciar, influyendo en la dinámica fluvial. Las curvas hipsométricas sugieren una fase de madurez intermedia, con un equilibrio entre erosión y sedimentación. La integración de parámetros morfométricos y técnicas de teledetección ofrece información valiosa para la gestión de recursos hídricos y la evaluación de riesgos geomorfológicos.

Palabras clave: Morfometría, Cuencas de montaña, Geomorfología, Modelo Digital de Elevación.

GEOMATICS APPLIED TO MORPHOMETRIC AND GEOMORPHOLOGICAL ANALYSIS IN ARID ANDEAN BASINS

Abstract

This study analyzes the Grande River basin in Mendoza, Argentina, using geomatic techniques to understand the interaction between geomorphological processes and morphometric parameters. Variations in geomorphological dynamics were observed throughout the basin, with glacial processes dominating in the higher elevations and fluvial and alluvial processes prevailing in the lower areas. By analyzing Digital Elevation Models (DEMs) and applying the Geomorphons method, landforms and their spatial distribution were characterized, enabling the interpretation of erosion, transport, and sedimentation processes. The morphometric analysis allowed the differentiation of three sub-basins: upper, middle, and lower. The upper sub-basin is characterized by glacial erosion and water capture, whereas in the middle sub-basin, transport processes dominate, with two distinct sectors based on changes in channel direction. In the lower sub-basin, with gentler slopes, accumulation predominates. Results indicate that the basin covers an area of 10,300 km², with a perimeter of 1,220 km, highlighting the role of solar exposure, slope, and the Topographic Wetness Index (ITH) in glacial accumulation and melt, influencing fluvial dynamics. Hypsometric curves suggest an intermediate maturity stage, reflecting a balance between erosion and sedimentation. The integration of morphometric parameters with remote sensing techniques provides valuable information for water resource management and geomorphological risk assessment.

Keywords: Morphometry, Mountain Basins, Geomorphology, Digital Elevation Model.

Introducción

Las propiedades morfométricas de una cuenca hidrográfica, independientemente de su escala, desempeñan un papel importante en estudios geomorfológicos e

hidrológicos, ya que influyen directamente en estos procesos (Méndez & Marcucci, 2006; Gaspari & Delgado, 2010; Busnelli & Horta, 2014; da Silva Alves *et al.*, 2021). Ante eventos climáticos extremos, la posibilidad de aprovechamiento hídrico y la capacidad de respuestas a los mismos, como la escorrentía superficial y el transporte de sedimentos y nutrientes, están íntimamente relacionadas con las propiedades morfométricas de la misma (Gaspari *et al.*, 2012).

Los enfoques geométricos que combinan parámetros como elevación, pendiente, aspecto y diversos tipos de curvaturas se han consolidado como herramientas fundamentales para los análisis morfométricos (Prasannakumar, Shiny, Geetha, & Vijith, 2010; Lastochkin, Zhirov, & Boltramovich., 2018; Minár *et al.*, 2024). En este contexto, la teledetección y los Sistemas de Información Geográfica (SIG) han permitido avances significativos, como la identificación de áreas con potencial erosivo o deposicional mediante parámetros como pendiente, curvatura y orientación de laderas (Robinson, Sivapalan & Snell, 1995; Wilson & Gallant, 2000). Además, enfoques basados en índices topográficos como el Índice Topográfico de Humedad (ITH) permiten caracterizar y clasificar el terreno según su potencial erosivo o deposicional (Pradhan, Tachikawa, & Takara, 2006, Kopecký, Macek & Wild, 2021; Winzeler *et al.*, 2022).

Estos parámetros resultan útiles para los estudios sobre la erosión y la acumulación de sedimentos en cuencas hidrográficas y se aplican ampliamente en investigaciones que exploran los procesos geomorfológicos y su relación con el comportamiento hidrológico (Shrimali, Aggarwal, & Samra, 2001; Thomas, Joseph & Thrivikramaji, 2010; Chavare & Potdar, 2014). Asimismo, la interacción de los procesos erosivos, el transporte de sedimentos y la acumulación de material a lo largo del tiempo y el espacio está influenciada por las condiciones de la cuenca, las cuales pueden estudiarse mediante la morfometría. Esta disciplina revela patrones de erosión y deposición que reflejan el equilibrio dinámico entre los procesos tectónicos y superficiales (Pedrera *et al.*, 2009, Bahrami, Capolongo, & Mofrad, 2020; Różycka & Migoń, 2021).

Las formas del terreno pueden ser descritas y cuantificadas a partir de un Modelo Digital de Elevación (MDE). Con los SIG, es posible extraer de los MDE diferentes variables hidrológicas de manera automática, y su aplicación ha cobrado relevancia en estudios morfométricos por ser útil para analizar características de ambientes geomorfológicos (Viramoentes Olivas *et al.*, 2007; Salas Aguilar *et al.*, 2011; Cruz Romero *et al.*, 2015). Desde los primeros enfoques de Horton (1932) y Strahler (1964), la morfometría se ha desarrollado como una herramienta para caracterizar patrones de drenaje y su relación con la geología y la geomorfología (Gerstenecker, *et al.*, 2005).

Investigaciones como las de Vittala *et al.* (2004) y Sreedevi, Subrahmanyam & Ahmed (2005) han demostrado cómo la teledetección permite obtener información precisa sobre las características del drenaje, las pendientes y las formaciones geológicas subyacentes en grandes áreas. Este enfoque es particularmente útil en los Andes, donde las condiciones del terreno pueden ser difíciles de mapear con técnicas convencionales. Además, el uso de técnicas avanzadas como el índice topográfico de

humedad permite representar teóricamente la acumulación de flujo en cualquier punto dentro de una cuenca fluvial (Pradhan *et al.*, 2006).

Los estudios morfométricos también proporcionan una base sólida para la comprensión de los procesos de fusión nival y el comportamiento hidrológico de las cuencas en regiones de alta montaña, donde las interacciones entre la topografía, el clima y los procesos geomorfológicos son particularmente complejas (Kronholm & Schweizer, 2003; Meloche, Gauthier, & Langlois, 2023). Estos estudios también abordan las implicancias de la fusión nival en las cuencas de alta montaña, que afectan de manera directa la disponibilidad de recursos hídricos y la gestión sostenible de la cuenca (Deems, Fassnacht, & Elder, 2006; Grünwald *et al.*, 2010; Pulwicki, Flowers, Radić, & Bingham, 2018; Revuelto *et al.*, 2020).

El presente trabajo tiene como objetivo analizar y caracterizar, a partir de técnicas de geoprocесamiento, parámetros morfométricos y procesos geomorfológicos asociados, en cuencas de montaña de topografía compleja. Se utilizaron datos satelitales y de estaciones hidrométricas, con el propósito de comprender la interacción espacio-temporal entre la topografía y los procesos de erosión, transporte y acumulación que predominan en cada SC. Además, esta información servirá como base para futuros estudios que busquen entender la relación de estos procesos de acumulación y fusión nival, y otros factores hidrometeorológicos, proporcionando una base sólida para la gestión integral de la cuenca.

La hipótesis de partida es que la caracterización morfométrica y geomorfológica de las cuencas de montaña en los Andes áridos, a través de técnicas de geoprocесamiento y el análisis de parámetros derivados de MDE, permite identificar patrones específicos en la interacción entre la topografía, los procesos de erosión, transporte de sedimentos y acumulación de agua. Esta interacción varía de manera significativa en función de las características morfométricas de cada SC, lo que tiene implicaciones directas en la gestión de recursos hídricos y la evaluación de riesgos geomorfológicos, particularmente en relación con la dinámica de la acumulación y fusión nival en la región.

Área de Estudio

El área de estudio comprende a la cuenca del río Grande, de 10.300 km², que pertenece al sistema del río Colorado al sur de la provincia de Mendoza, Argentina y se origina en el macizo central de los Andes, en la frontera con Chile (Figura 1). Sus principales afluentes son los ríos Cobre y Tordillo (Barrera, 1959). Tiene alimentación nival casi exclusiva y su caudal promedio anual registrado en la estación de aforo La Gotera es 93,3 m³/s (COIRCO, 2018), y recorre 257 km antes de su confluencia con el río Barrancas para formar el Colorado.

El río Grande presenta un régimen hidrológico tipo nivo-glacial, con caudales máximos durante la primavera y el verano, entre noviembre y febrero. La cuenca alberga 452 glaciares que cubren un área total de 60,3 km², representando el 0,6 % de la SC (IANIGLA, 2018). Desde 2010, la región ha experimentado un período seco con caudales frecuentemente por debajo del promedio (Garreaud *et al.*, 2017).

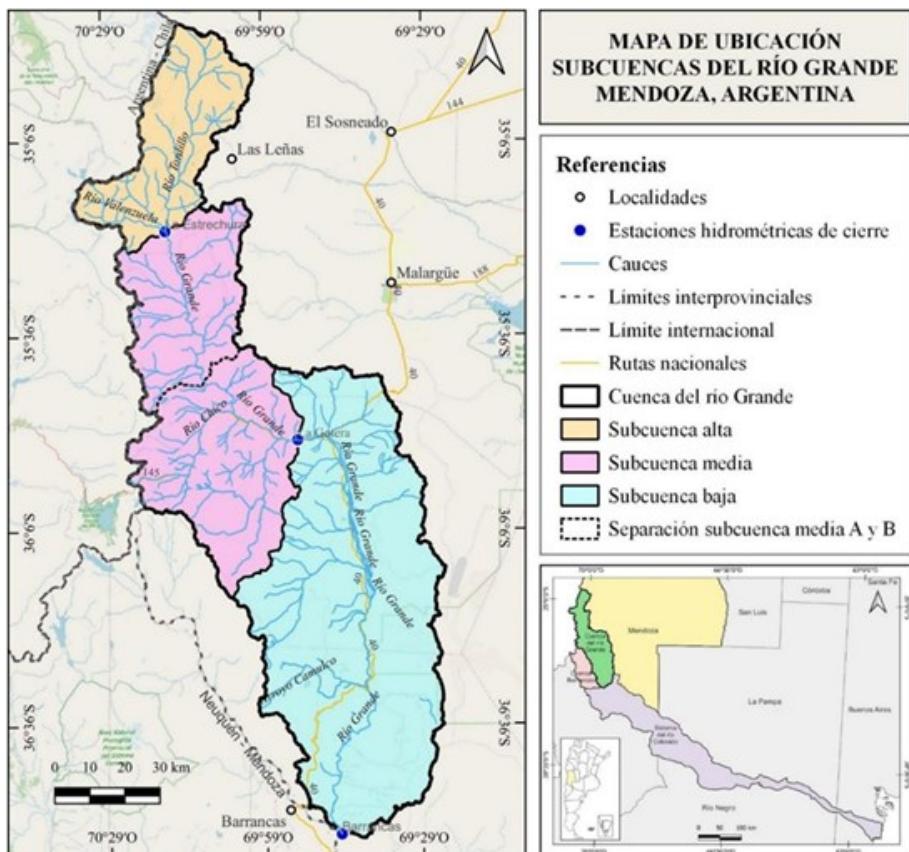


Figura 1. Localización del área de estudio: subcuenca de la cuenca del río Grande dentro del sistema del río Colorado, Mendoza, Argentina.

Desde una perspectiva geomorfológica regional, la zona donde se encuentra el río Colorado presenta un paisaje montañoso con relieve pronunciado. En la zona de alta montaña (río Grande), se pueden observar valles profundos y cadenas montañosas elevadas dominadas por volcanes (Halcrow, 2013). Hacia el este, hay cadenas montañosas de menor altura donde es evidente el control estructural en los sistemas fluviales y formas del terreno. El paisaje se complementa con depósitos aluviales modernos de grava, arena y limo en los fondos intermontanos de los valles (Nullo *et al.*, 2005). Sus cordones montañosos son los de menor elevación en la provincia, aunque comprenden los valles que más nieve acopian debido a los vientos húmedos provenientes del anticiclón del Pacífico.

En cuanto a la litología, en la cuenca del río Grande, se observa una sucesión de rocas sedimentarias que abarcan desde el Triásico hasta el Paleógeno. Entre estas,

destacan las formaciones de origen marino y continental, como las calizas, areniscas y lutitas negras, así como los conglomerados y limoarcillitas de colores rojizos y castaños. La sedimentación en esta región es el resultado de transgresiones y regresiones marinas del antiguo océano Pacífico (Lavandaio, Marengo, & Rosas, 2023). La Formación Huitrín del Cretácico Tardío contiene extensos estratos de yeso y halita; y la Formación La Manga, cerca de Bardas Blancas, incluye la Caverna de las Brujas, un sitio turístico y de investigación notable por sus procesos kársticos (Legarreta & Uliana, 1996).

En áreas de altura y valles glaciarios de la cuenca, se encuentran morrenas y sedimentos glaciares del Pleistoceno y Holoceno. Depósitos de remoción en masa, como deslizamientos y avalanchas, son comunes y representan riesgos significativos.

Metodología

El trabajo de investigación se desarrolló en distintas escalas para abordar diversos aspectos de la cuenca. Se empleó una escala de detalle para las descripciones geomorfológicas, una escala de 1:1.500.000 para la cartografía general de la cuenca del río Grande, y escalas de 1:1.000.000 para la SCB y de 1:500.000 para las SCA y SCM. En cada subcuenca predomina un proceso: en la baja, la acumulación de sedimentos; en la media, el transporte; y en la subcuenca alta, la erosión. La subcuenca media se subdividió en dos (media A y media B) debido a un cambio en la dirección del curso del río principal. Aunque el transporte sigue siendo el proceso dominante, se infiere una variación en la velocidad del flujo asociada a este cambio de dirección, que inicia a la altura de la estación meteorológica Los Mayines, punto donde se estableció la subdivisión.

Fuentes de datos utilizadas.

Se construyó un mosaico digital en base al Modelo Digital de Elevaciones de Argentina MDE-Ar versión 2.1 (IGN 2023), a partir de una combinación de datos capturados por las misiones satelitales SRTM y ALOS-1. Este modelo tiene 30 m de resolución espacial y una precisión vertical de aproximadamente 2 m.

En relación con la delimitación de las subcuencas, se utilizaron datos de las estaciones hidrométricas del Sistema Nacional de Información Hidrológica de la Secretaría de Infraestructura y Política Hídrica de la Nación. Con base en la información proporcionada por las estaciones hidrométricas Valle Noble, La Estrechura, Las Loicas, La Gotera y Barrancas, se utilizó la ubicación de estas estaciones para llevar a cabo la división de la cuenca en tres SCs.

Se obtuvo el mapa de glaciares del ING (IANIGLA - Inventario Nacional de Glaciares 2018) como base para las geoformas glaciares. Se siguió la nomenclatura oficial de los ríos propuesta por el Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2022), y se definió el punto de cierre de la cuenca del río Grande en un tramo anterior a la confluencia con el río Barrancas.

Para el cálculo de los parámetros morfométricos e índices topográficos, se utilizó el software SAGA GIS (versión 9.3.0), complementado con planillas de cálculo.

SAGA GIS, (System for Automated Geoscientific Analyses), es un SIG completo que ofrece un amplio conjunto de herramientas especializadas para el análisis espacial y geomorfométrico. Sus funcionalidades incluyen soporte tanto para datos ráster como vectoriales, siendo especialmente potente para el análisis de MDE (Olaya & Conrad, 2009). La cartografía fue construida en QGIS, donde se calcularon las áreas de las tres subcuencas del río Grande. Además, se realizó un análisis espacial para la identificación de geoformas utilizando la versión estable 3.34 “Prizren” de QGIS, con el apoyo de Google Earth Pro.

Procedimiento para la obtención de parámetros morfométricos.

Para la obtención de parámetros morfométricos, se comenzó con un Mosaico de MDE corregido y georreferenciado con una resolución espacial de 30 metros. En QGIS, se determinó la dirección del flujo, acumulación de flujo, puntos de cierre y se generó la red de drenaje. Posteriormente, se delimitó la cuenca hidrográfica y se convirtió esta delimitación en formato vectorial para facilitar un manejo más eficiente de los datos. Luego, se recortó el mosaico del MDE original para obtener los MDE específicos de cada una de las subcuencas del río Grande (ver Figura 2).

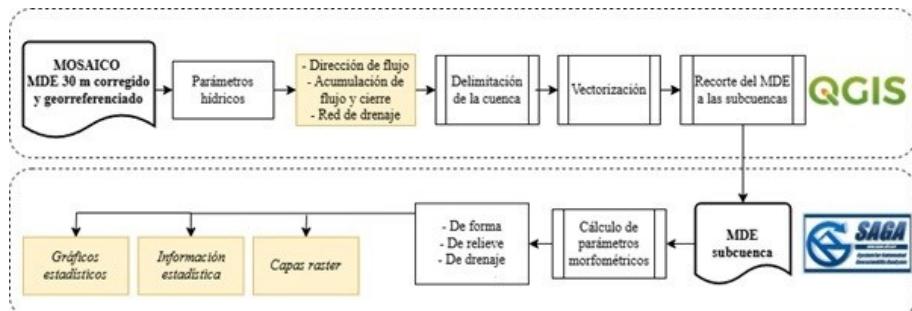


Figura 2. Diagrama de flujo de la metodología empleada para la obtención de parámetros morfométricos y mapas temáticos.

En SAGA GIS, se obtuvieron capas raster de los parámetros geomorfométricos, que luego se digitalizaron en QGIS. Estos parámetros se analizaron estadísticamente, generando gráficos como el de frecuencia de altitudes y curvas hipsométricas para cada SC. Los parámetros morfométricos calculados se dividen en cuatro categorías, según Gaspari *et al.* (2013):

Parámetros asociados a la forma: Perímetro (P), Longitud axial (La), Área de drenaje (A), Ancho promedio (Ap), Factor de forma (IF) y Coeficiente de compacidad de Gravelius (Kc) y Razón de elongación (Re).

Parámetros asociados al relieve: Altura media (AM), Altitud en la naciente y altitud más frecuente, Pendiente media (PM), Clases de altura, pendiente y orientación del terreno y Curvas hipsométricas (CH).

Parámetros asociados al drenaje: Número de orden de los cursos: Determinado mediante el método de Strahler (1964), Densidad de drenaje (Dd), Longitud del curso

principal, Desnivel de cauce (DH) y pendiente media del cauce (J) y Tiempo de concentración (Tc).

Procedimiento para la identificación de geoformas.

Se llevó a cabo una identificación geomorfológica en cada SC, tanto en el área montaña como en el área pedemontana, diferenciando geoformas de erosión y acumulación asociadas a estas dos áreas. Para facilitar la representación de los resultados, se digitalizaron las unidades geomorfológicas más representativas en las tres subcuenca del río del Grande.

Para las geoformas glaciares y periglaciares la digitalización se realizó manualmente ajustando los límites de los cuerpos de hielo según imágenes de Google Earth y ESRI de QGIS. La Figura 3 presenta, geoformas glaciares, peri glaciares y de remoción en masa observadas: circos glaciares (Figura 3A), avalancha de rocas sobre glaciar cubierto, (Figura 3B), cubetas (Figura 3C), glaciar cubierto con glaciar de escombros y desarrollo de superficies de soli-gelifluxión (Figura 3D), glaciares de escombros activos e inactivos con lagunas glaciares (Figura 3E), y cicatrices y flujo de detritos (Figura 3F), Como depósitos glaciares, se diferenciaron morenas frontales, laterales y de fondo según su relación espacial con el glaciar. Como geoformas de erosión se describen circos, valles colgados y valles glaciarios en forma de U.

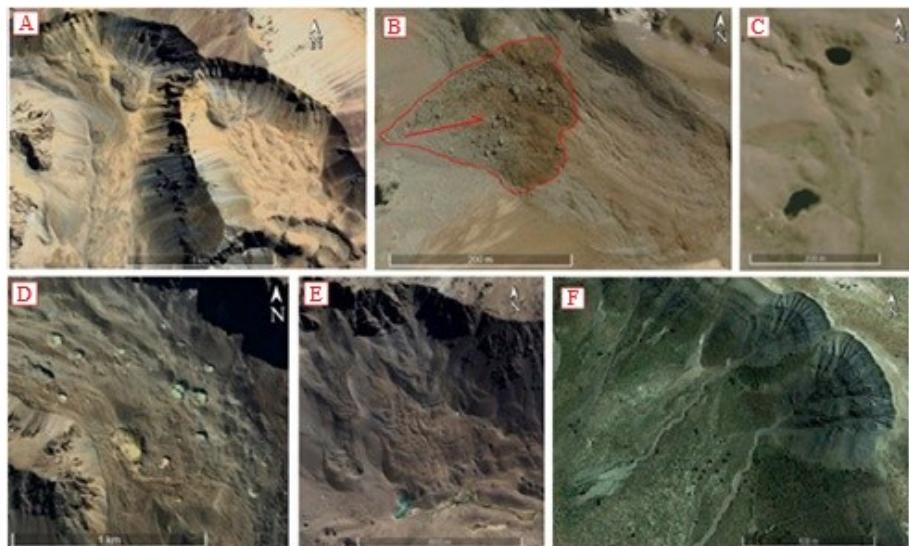


Figura 3. Geoformas glaciares, periglaciares y de remoción en masa (Google Earth Pro). A) Circos glaciares con glaciares de escombros y lóbulos de soli-gelifluxión, B) Avalanche de rocas sobre glaciar cubierto, C) Cubetas, D) Glaciar cubierto con glaciar de escombros y desarrollo de superficies de soli-gelifluxión y E) Glaciares de escombros activos e inactivos con lagunas glaciares aguas abajo., F) Cicatrices y flujo de detritos.

Para la clasificación de las geoformas asociadas a procesos de remoción en masa se utilizó la propuesta por Varnes (1978), y Hungr, Leroueil, y Picarelli (2014), que permite distinguir los movimientos según el material involucrado y el mecanismo de desplazamiento:

Caídas: Incluyen desprendimientos y caída libre de bloques o detritos desde paredes escarpadas, originando conos de derrubios, taludes de acumulación y depósitos en la base de laderas.

Deslizamientos: Se subdividen en deslizamientos rotacionales y traslacionales.

Flujos: Corresponden a materiales con comportamiento fluido durante el movimiento. Incluyen: flujos de detritos, flujos de lodo y avalanchas de roca.

Movimientos complejos: Corresponden a combinaciones de dos o más mecanismos (por ejemplo: deslizamiento + flujo).

Deformaciones gravitacionales profundas de ladera: Incluyen desplazamientos lentos y de gran escala con desarrollo de escarpes secundarios, crestas y grietas tensionales, especialmente relevantes en zonas de montaña.

Reptación y procesos de deformación lenta: Incluyen: Reptación de suelos, Gelifluxión, Solifluxión.

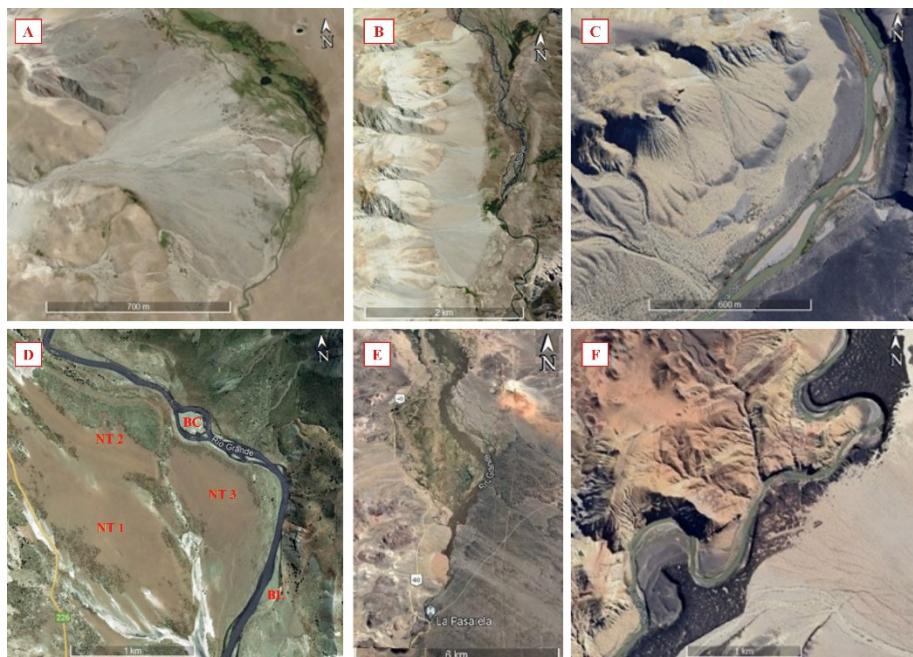


Figura 4. Geoformas aluviales y fluviales en toma con Google Earth Pro. A) Cono aluvial, B) coalescencia de abanicos aluviales, C) niveles aluviales aterrazados, D) cauce del río donde BL: barras laterales y BC: barra central y NT: niveles de terraza, E) Encajonamiento del cauce del río Grande y F) Cauce principal con drenaje meandriforme.

Con relación a geoformas fluviales y aluviales, se utilizaron como referencia los trabajos de Gutiérrez Elorza (2008) y Robertson, Jaramillo y Castiblanco (2013), adaptando las clasificaciones según Espósito, Moreiras, y Correas-González (2023). Se identificaron conos y abanicos aluviales, terrazas, meandros, drenaje entrelazado y barras de arena centrales y laterales (Figura 4 A-F).

Procedimiento para la elaboración del Geomorphons.

El análisis de las formas del terreno se llevó a cabo mediante la técnica Geomorphons (Jasiewicz & Stepinski, 2013), una herramienta para la clasificación y análisis de las formas del relieve. Este método se basa en la parametrización del relieve utilizando MDE y un algoritmo que aplica el principio de reconocimiento de patrones, también conocido como fenotipos geomorfológicos. El procedimiento comienza con la comparación de un píxel de enfoque en el MDE con sus ocho vecinos, iniciando desde el píxel situado al este y continuando en sentido antihorario. Los píxeles vecinos se determinan utilizando el principio de la línea de visión a lo largo de las ocho direcciones principales, lo que permite la identificación de la forma del relieve en una gama de escalas espaciales diferentes (Stepinski & Jasiewicz, 2011). Una sola exploración del MDE asigna un geomorphon apropiado para cada celda en el modelo raster mediante un procedimiento de autoadaptación, que identifica la escala espacial más adecuada para cada ubicación. Como resultado, este método clasifica eficientemente los elementos de forma de relieve en diversas escalas espaciales.

Resultados

Las geoformas fueron identificadas y clasificadas según sus procesos de origen. En esta cuenca se diferenciaron tres SCs, de sur a norte: baja, media y alta, cada una con características particulares de erosión, transporte y sedimentación.

El área de estudio está integrada por valles en forma de U, característicos del ambiente glaciar, que es el ambiente que predomina. En las zonas más elevadas, por encima de los 3000 m s.n.m., se encuentran circos glaciares, horn y umbrales con diferentes tipos de morrenas y glaciares de escombros en su interior. Además, se observan procesos criogénicos como la solifluxión en las laderas de los valles, vinculados a la presencia de suelos congelados. A lo largo del valle del río Grande, en la zona pedemontana se encuentran extensos depósitos aluviales, en parte erosionados por la ocurrencia de procesos fluviales.

Concretamente, la cuenca del río Grande presenta una forma alargada fácilmente reconocible en las imágenes satelitales, con un área aproximada de 10300 km² y un perímetro de 1220 km. Las nacientes del río Grande se encuentran aproximadamente a los 3200 m s.n.m., producto del deshielo glaciar.

La subcuenca alta se destaca por la ocurrencia de procesos de captación y erosión, con pendientes escarpadas y una concentración del escurrimiento a lo largo del cauce del río Grande y sus afluentes. En la subcuenca media predomina el transporte y, debido a su dinámica hidrológica compleja, se subdivide en subcuenca

media A y B. La SCM-A se caracteriza por un alto transporte con escorrentía concentrada en un curso principal, mientras que la SCM-B muestra un cambio de dirección del escurrimiento que altera la dinámica fluvial, creando áreas de transporte y deposición variadas y cambios en el flujo del río. Por último, la subcuenca baja es predominante en procesos de acumulación y sedimentación, con un escurrimiento más difuso que aumenta las áreas potenciales de acumulación de agua.

Se ha realizado el análisis de los distintos parámetros morfométricos obtenidos (Tabla 1). Con los parámetros morfométricos de forma se calculó el área de cada subcuenca que, según la clasificación de tamaños propuesta por Strahler (1952), indica que la SCA es de tamaño intermedio-pequeño y las SCM y SCB son de tamaño intermedio-grande. Según su ancho y el índice de circularidad son subcuenca alargadas, y de acuerdo con el coeficiente de compacidad presentan forma oval-oblonga a rectangular-oblonga.

Los parámetros morfométricos asociados al relieve permiten observar que las subcuenca tienen altitudes que varían aproximadamente de los 4000 m s.n.m. en la naciente a los 800 m s.n.m. en la desembocadura. La menor pendiente se encuentra en la subcuenca baja donde se produce mayor sedimentación, más del 50% del área de esta subcuenca tiene pendientes menores a 15°. Por otro lado, las mayores altitudes y pendientes están en la cuenca alta donde predomina el transporte y erosión, en esta subcuenca más de 50% del área tiene pendientes de más de 15°. Se analizó la distribución porcentual de los principales rangos de altitud, pendiente y orientación de laderas en cada subcuenca (Tabla 2). Esta clasificación permite identificar contrastes morfológicos que no son evidentes en los valores promedios. En particular, los pisos altitudinales delimitan las zonas donde predominan procesos glaciares y periglaciares; las pendientes permiten diferenciar sectores erosivos, de transporte y de acumulación; y la orientación condiciona la disponibilidad de energía solar, la retención de nieve y los patrones de humedad superficial.

En cuanto a los parámetros morfométricos de drenaje, se obtuvo una red de drenaje de orden 4 y un cauce del río de orden 1 que se concentra en un solo curso principal. Tanto la densidad como la frecuencia del drenaje indican que son subcuenca mal drenadas y de bajo poder erosivo por su índice de torrencialidad bajo, lo que indica cuencas maduras.

Parámetros		S	Unidad	SCA	SCM		SCB
					A	B	
Asociados a la forma	Área	A	Km ²	1463	1458	2095	5278
	Perímetro	P	Km	242	234	257	485
	Longitud Axial	La	Km	59	53	50	134
	Ancho promedio	Ap	Km	25	27	42	39
	Factor de forma	Ff	Ad.	0,42	0,52	0,84	0,29
	Coeficiente de compacidad	Kc	Ad.	1,77	1,72	1,57	1,87
	Coeficiente de circularidad	Cc	Ad.	0,31	0,33	0,40	0,28
	Razón de elongación	Re	Ad.	14	16	24	22
Asociados al relieve	Cota máxima	Amáx	m snm.	4671	3924	3861	3699
	Cota mínima	Amín	m snm.	1977	1623	1470	877
	Altitud media	H	m snm.	2926	2614	2349	1776
	Altitud en la naciente	Hn	m snm.	4131	2610	2168	2759
	Altitud más frecuente	Hf	m snm.	2920	2889	2307	1583
	Altitud en la desembocadura	Hd	m snm.	1968	1616	1450	873
	Pendiente promedio cuenca	Pp	m/m	4	4	6	2
	Longitud CP	Lc	Km	70	56	39	156
Asociados al drenaje	Longitud total de drenajes	Lt	Km	364	370	487	1420
	Densidad de drenaje	Dd	Ad.	0,25	0,25	0,23	0,27
	Frecuencia de drenajes	F	Ad.	0,04	0,04	0,04	0,04
	Coeficiente de torrencialidad	Ct	Ad.	0,02	0,03	0,02	0,03
	Pendiente promedio CP	Ppc	m/m	3	2	2	1
	Tiempo de concentración	Tc	Hs	6,23	6,19	6,16	12,34
	Orden de corriente	Oc	Ad.	4	4	4	4
	Nc orden 1	Nc1	Ad.	35	38	51	137
	Nc	Nc	Ad.	52	54	90	220

Tabla 1: Parámetros morfométricos obtenidos. S: símbolo. Nc: número de cauces. CP: cauce principal. SC: sub-cuenca, SCA: SC alta, SCM: SC media y SCB: SC baja.

Rangos	SC (% en cada rango)			
	SCA	SCM- A	SCM- B	SCB
Pisos altitudinales (m s.n.m.)				
< - 1500	0,00	0,00	0,36	32,08
1500 – 2000	0,10	9,52	21,57	38,35
2000 – 2500	19,77	29,96	42,78	21,24
2500 – 3000	38,20	41,40	28,33	7,25
3000 – 3500	29,35	17,55	6,66	1,04
3500 – 4000	11,40	1,58	0,31	0,04
4000 – 4500	1,18	0,00	0,00	0,00
Pendiente (°)				
< - 5°	8,27	9,84	8,45	31,48
5 – 15°	20,96	29,85	35,48	41,21
15 – 30°	42,29	41,28	43,98	23,68
30° - >	28,05	18,65	11,76	3,40
Orientación de laderas (°)				
Norte (315°–45°)	19,82	23,16	25,93	21,32
Este (45°–135°)	28,29	24,74	26,43	25,37
Sur (135°–225°)	24,73	26,97	24,19	24,96
Oeste (225°–315°)	26,73	24,74	23,12	28,12

Tabla 2. Distribución porcentual de rangos altitudinales, pendiente y orientación de las laderas en las subcuencas del río Grande. SC: sub-cuenca, SCA: SC alta, SCM: SC media y SCB: SC baja.

Se construyeron las curvas hipsométricas de cada subcuenca del río Grande (ver Figura 5 A), que indican el total o porcentaje de área de cada subcuenca por encima de los pisos altitudinales (Strahler, 1952).

Este parámetro da información sobre la fase de madurez del cauce del río y su poder erosivo. De manera similar al estudio realizado por Aumassanne *et al.* (2018), donde se calculó la curva hipsométrica para toda la cuenca del río Grande, observamos que las curvas obtenidas para cada subcuenca por separado muestran un equilibrio, con cauces en un estado hidrológico intermedio entre la "madurez" y la "vejez". Las curvas no presentan una convexidad o concavidad marcada. En cambio, muestran trazados suaves, con pendientes relativamente uniformes a lo largo del eje del área acumulada, indicando que la red de drenaje ya se encuentra bien establecida y que la energía del relieve y la capacidad erosiva del sistema son moderadas. Esto permite interpretar a las SC como unidades en transición entre madurez y vejez.

En la Figura 5 B, el diagrama con la frecuencia de altitudes de cada subcuenca muestra como la cuenca cambia de su tendencia más erosiva en la parte alta a ser más plana y uniforme en la parte baja.

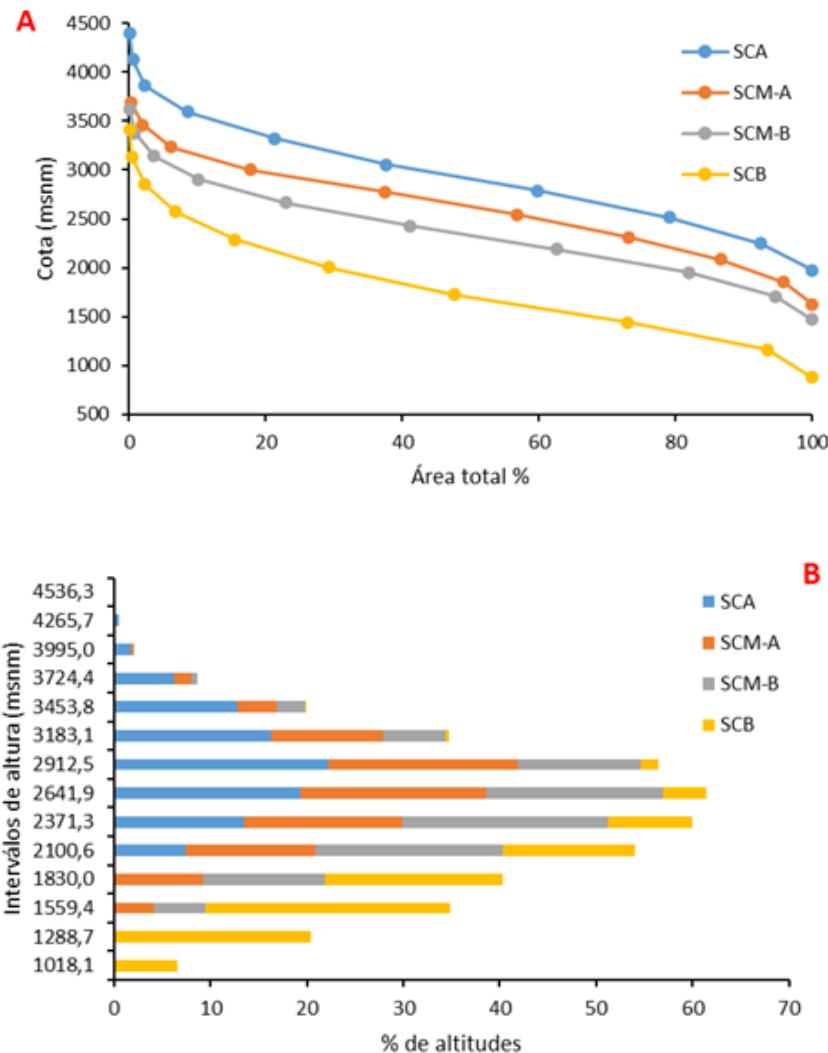


Figura 5. A) Curva hipsométrica para la subcuenca alta (SCA), media A (SCM-A), media B (SCM-B) y baja (SCB). B) Diagrama de frecuencia de altitudes de cada subcuenca del río Grande.

Otro resultado que ayuda a caracterizar la cuenca es el conjunto de mapas geomorfométricos derivados del MDE (Figura 6).

El mapa de sombras (Figura 6 A)) resalta la rugosidad y la textura del terreno, permitiendo reconocer las geoformas de piedemonte, la red de drenaje y las unidades estructurales. Las zonas más sombreadas corresponden a pendientes pronunciadas y fuertes contrastes topográficos, mientras que las áreas más iluminadas reflejan superficies suavemente inclinadas.

En la Figura 6 B) se presentan las pendientes, los valores oscilan entre 0° y más de 36° . Las pendientes más altas ($>30^\circ$) se concentran en cercanía de las divisorias de aguas, donde el relieve es abrupto y la energía potencial es mayor. En contraste, la SCB muestra valores menores ($<10^\circ$), especialmente en torno al cauce principal del río Grande, donde predominan superficies suavizadas vinculadas a procesos fluviales y depósitos aluviales.

El mapa de orientación de laderas (Figura 6 C)) muestra direcciones que abarcan 0° a 360° , reflejando la distribución completa de exposiciones del relieve. Las laderas orientadas al norte y noroeste, con mayor exposición solar, predominan en sectores estructuralmente controlados, mientras que las orientadas al sur tienden a conservar mayor humedad y menor radiación directa, lo que incide en los procesos erosivos diferenciales.

La Figura 6 D) presenta la curvatura en planta con curvaturas entre -0.004 y $+0.004$, donde los valores negativos (en color azul) indican zonas cóncavas (acumulación de flujo y mayor erosión lineal) y los positivos (color naranja) zonas convexas (divisorias locales y áreas de divergencia del flujo). Este parámetro resulta útil para delimitar cabeceras de drenaje, interfluvios y sectores de concentración de escorrentía.

El mapa de curvatura en perfil (Figura 6E)), muestra rangos y colores similares a la curvatura en planta, y permite interpretar la concavidad o convexidad vertical de las laderas. Valores negativos indican perfiles cóncavos que favorecen la acumulación de sedimentos o humedad en las partes medias y bajas, mientras que valores positivos representan laderas convexas, típicas de zonas dominadas por procesos erosivos y transporte de sedimentos.

Finalmente, el Índice Topográfico de Humedad (ITH) (Figura 6 F)) se encuentra entre -8 y $+12$. Los valores altos (>8) coinciden con zonas de baja pendiente pero gran área de aporte, lo que favorece la acumulación de agua y la saturación del suelo y los valores bajos (<0) se ubican en sectores de elevada pendiente y escasa acumulación, asociados a condiciones de alta escorrentía, como ocurre en sectores de la SCM, donde el relieve es más abrupto.

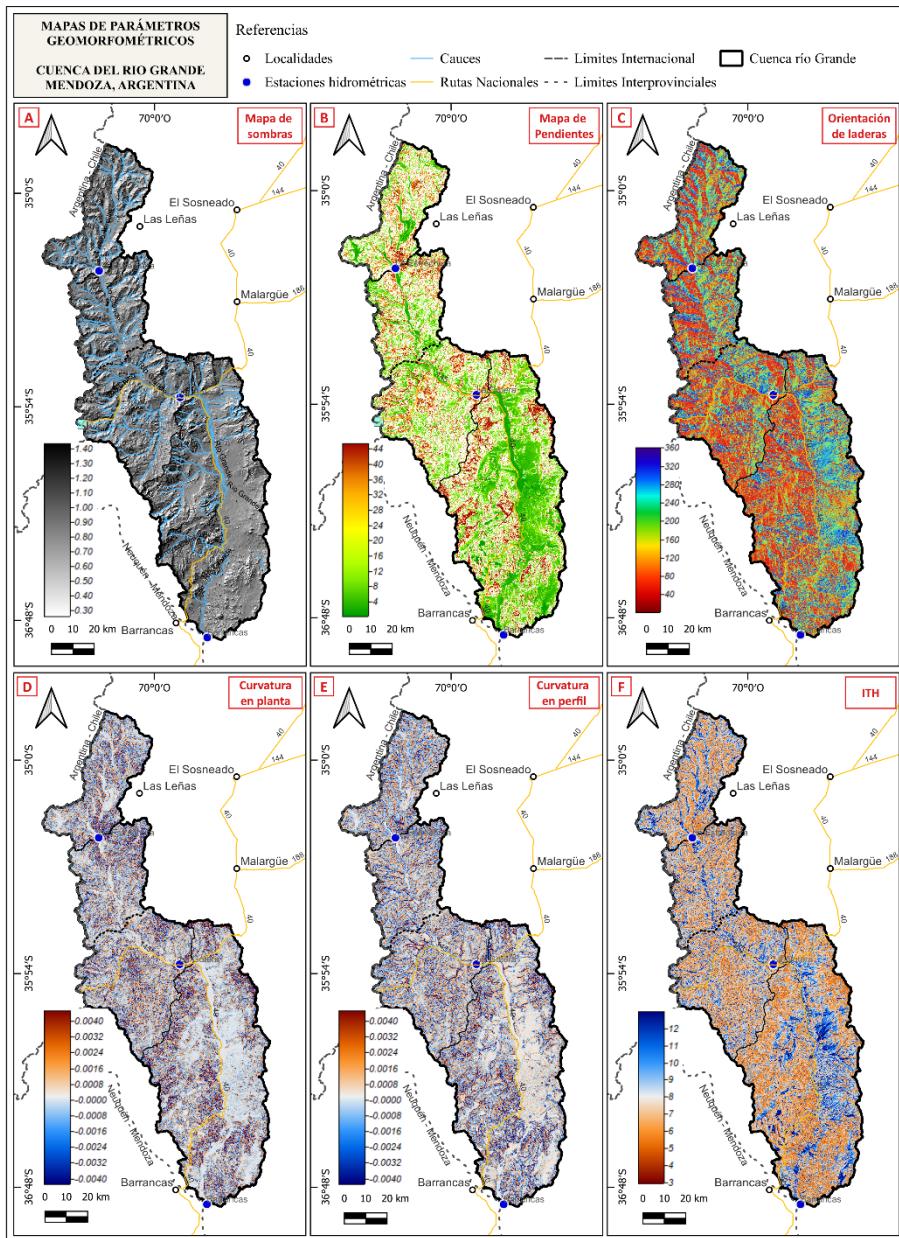


Figura 6. Parámetros geomorfométricos de la cuenca del río Grande (Mendoza, Argentina), calculados con SAGA GIS y QGIS: A) mapa de sombras, B) pendientes (0° – 36°), C) orientación de laderas (0° – 360°), D) curvatura en planta y E) en perfil (-0.004 a $+0.004$) y F) Índice Topográfico de Humedad (ITH; -8 a $+12$).

Análisis de las formas del terreno – Geomorphons.

Como resultado del método, se obtiene una clasificación de los elementos de forma del relieve en una gama de escalas espaciales diferentes con una alta eficiencia computacional. La Figura 7 A-D muestra el mapa de la zona de estudio, dividido en subcuencas, obtenido con un radio de búsqueda de 15 celdas. En el análisis geomorfológico de la región, la clasificación de formas del terreno proporcionada por el sistema de geomorphons distingue diez geoformas, cada una representada por un color específico (ver Figura 7 A-D): depresión (azul oscuro), valle (azul), ladera (amarillo), hueco (celeste), pendiente (verde), saliente (naranja), umbral (rojo), cresta (bordó), cumbre (gris) y plano (beige claro). Estas clases ofrecen una representación detallada de la topografía y permiten interpretar cómo diferentes procesos geomorfológicos, como la erosión, el transporte y la sedimentación, modelan el paisaje.

En regiones glaciares, las crestas (bordó) y cumbres (gris) suelen asociarse con divisorias y bordes de círculos glaciares, mientras que los valles (azul) adoptan la típica forma en U producto de la erosión glaciar. Las pendientes glaciares también pueden exhibir zonas clasificadas como salientes (naranja) o umbrales (rojo), que corresponden a rupturas de pendiente vinculadas a sobreexcavaciones o escalones glaciares. En ambientes periglaciares, los huecos (celeste) y las laderas (amarillo) pueden reflejar microdepresiones y superficies inestables generadas por procesos de gelifluxión y solifluxión, donde el movimiento lento de suelos congelados produce relieve suavemente ondulado. Las pendientes (verde) en estas áreas suelen registrar la influencia de la acumulación de nieve y el flujo estacional de agua de deshielo.

En regiones aluviales, los planos (beige claro) corresponden a las llanuras aluviales y superficies de inundación depositadas por el río, mientras que los valles (azul) representan los cauces activos o abandonados que canalizan la escorrentía. Los salientes (naranja) y umbrales (rojo) aparecen donde existe un relieve positivo asociado a acumulaciones gruesas, terrazas aluviales o cambios locales en la pendiente del cauce. En estos sectores, la interacción entre erosión fluvial y sedimentación genera contrastes morfológicos que quedan bien representados en la clasificación.

Los procesos de remoción en masa también pueden identificarse mediante los geomorphons. Las pendientes (verde) y laderas (amarillo) muestran zonas de inestabilidad donde la escorrentía concentra esfuerzos erosivos. Los huecos (celeste) marcan depresiones generadas por deslizamientos o colapsos, mientras que los salientes (naranja) indican superficies de material desplazado que sobresalen en la topografía. Las crestas (bordó) y cumbres (gris) en estos contextos pueden representar bordes de cicatrices antiguas o divisorias interrumpidas, donde el material removido dejó contrastes morfológicos notorios.

La representación de estas geoformas mediante un esquema cromático permite interpretar el paisaje de manera más integral, relacionando la morfología con los procesos que la generan y reconociendo patrones espaciales coherentes en cada subcuenca. Esta clasificación ayuda a distinguir sectores dominados por procesos glaciares, periglaciares, fluviales, aluviales o de remoción en masa, y contribuye a

comprender la evolución geomorfológica de la cuenca del río Grande en un contexto andino.

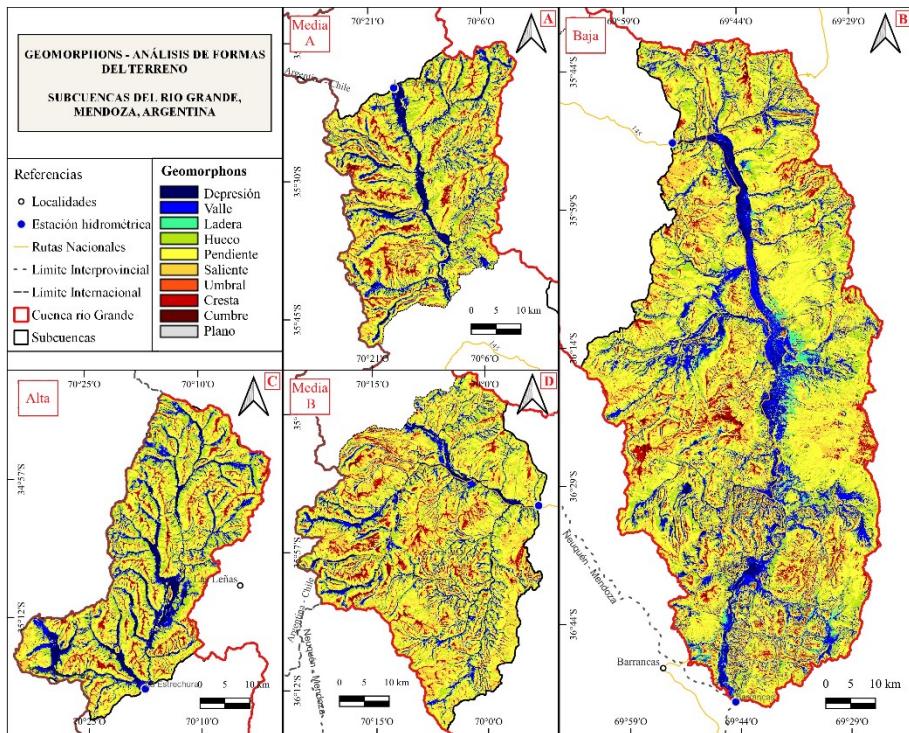


Figura 7. Mapa de Geomorphons para el análisis de las formas del terreno en: A) subcuenca media A, (SCM-A), B) subcuenca baja, (SCB), C) subcuenca alta (SCA) y D) subcuenca media B. (SCM-B).

Distribución espacial de los procesos geomorfológicos y su relación con los parámetros morfométricos.

Las relaciones entre los procesos geomorfológicos y los parámetros morfométricos en la cuenca del río Grande reflejan tanto la dinámica actual del paisaje como su evolución a lo largo del tiempo, determinada por factores climáticos y geológicos. En las áreas de mayor altitud predominan los procesos glaciares y periglaciares, cuya distribución depende de la altitud media, la pendiente y la exposición de las laderas. En las subcuenca altas, las pendientes pronunciadas (superiores a 25–30°, representadas en rojo en los mapas de pendientes) aceleran el flujo de hielo y favorecen la excavación de círcos y valles en U. Este comportamiento puede verse en la Figura 8, donde el mapa de sombras muestra fuertes contrastes entre laderas abruptas y zonas protegidas, y las pendientes resaltan las diferencias morfológicas entre círcos, umbrales glaciares y valles colgados. El ITH indica valores

altos (superiores a 8, en tonos azul oscuro) en zonas de acumulación de humedad, que corresponden a fondos de circos o sectores donde la morfología facilita la retención de agua.

La orientación de laderas distingue exposiciones norte y noroeste mediante tonos cálidos, representando sectores de mayor insolación y potencial ablación, mientras que las laderas sur y suroeste, en tonos fríos, presentan condiciones favorables para la persistencia de nieve. Los geomorphons permiten reconocer, crestas (bordó) y valles (azul).

La altitud condiciona directamente la temperatura y la precipitación, y por ello la acumulación y el derretimiento glacial. Las zonas con baja exposición solar y alta retención de humedad tienden a mantener hielo estacional, favoreciendo la actividad periglacial y la presencia de humedales altoandinos. Este comportamiento, que se observa en las áreas altas, se relaciona con valores del ITH y las categorías de geoformas que resaltan las diferencias de relieve.

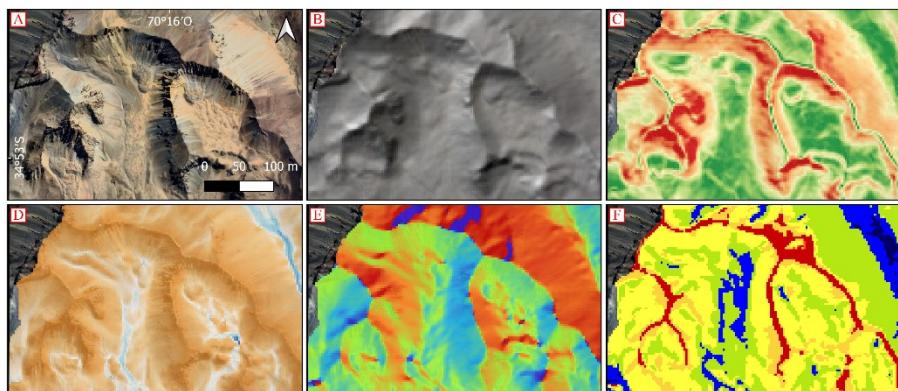


Figura 8. Morfometría de geoformas glaciares y periglaciares. A) Imagen de Google Earth Pro, B) Mapa de sombras, C) Pendientes, D) ITH, E) Orientación de laderas y F) Geomorphons.

En contraste, los procesos fluviales y aluviales se concentran en las partes medias y bajas de la cuenca, donde la energía del flujo depende de la pendiente y de la geometría del valle. En la Figura 9, en el cauce del río se distinguen las pendientes representan en verde con valores inferiores a 10° , característicos de llanuras de inundación y márgenes del cauce, mientras que las laderas adyacentes presentan valores mayores que pueden superar los $20-25^\circ$ en tonos amarillos o anaranjados.

El mapa de sombras acentúa la topografía fluvial, permitiendo diferenciar terrazas, taludes y barras. El ITH marca el lecho menor con valores muy bajos (≤ 0 , en azul muy oscuro) debido al escurrimiento permanente, mientras que los valores moderados y altos aparecen en depresiones laterales y planicies de inundación donde el agua se acumula. La curvatura en perfil distingue sectores erosionados mediante tonos morados (curvatura negativa) y sectores convexos mediante tonos naranjas

(curvatura positiva), reflejando zonas donde el cauce deposita o erosiona sedimentos. Los geomorphons identifican valles (azul) y planos (beige) asociados al cauce y su llanura, así como pendientes (amarillo) en las laderas que delinean el valle.

Los sectores de menor pendiente del cauce se reconocen tanto en los mapas de pendientes como en el ITH, mientras que el lecho mayor y la llanura de inundación se identifican mediante el sombreado y las categorías de geomorphons. La organización espacial de estos parámetros permite comprender la dinámica fluvial, los patrones de erosión lateral, el desarrollo de meandros y la posible conectividad entre terrazas y canales activos.

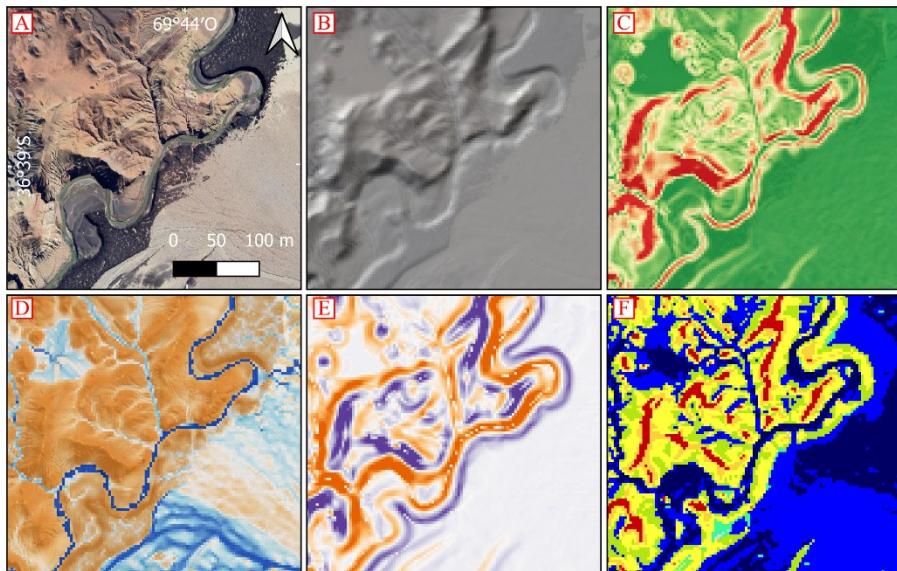


Figura 9. Morfometría del cauce del río Grande. A) Imagen de Google Earth Pro, B) Mapa de sombras, C) Pendientes, D) ITH, E) Curvatura en perfil, F) Geomorphons.

Las geoformas aluviales muestran una dinámica distinta, determinada por el quiebre de pendiente entre la zona montaña y el piedemonte. En la Figura 10, el mapa de pendientes presenta tonos rojos ($>30^\circ$) en las laderas de aporte, mientras que el abanico aluvial se distingue por pendientes más suaves ($<10^\circ$, en tonos verdes). El sombreado destaca la forma radial del abanico y permite reconocer el ápice y las zonas deposicionales. El ITH resalta zonas de acumulación de agua en tonalidades azul oscuro, las cuales coinciden con sectores de relleno fino o canales abandonados. La curvatura en perfil muestra convexidades (tonos naranjas) en la zona central del abanico, asociadas con acumulación sedimentaria, y concavidades (morado) hacia las zonas periféricas donde los flujos se encauzan nuevamente. Los geomorphons ayudan a la diferenciación en la depositación de sedimentos: materiales gruesos cerca del ápice y finos en las zonas distales.

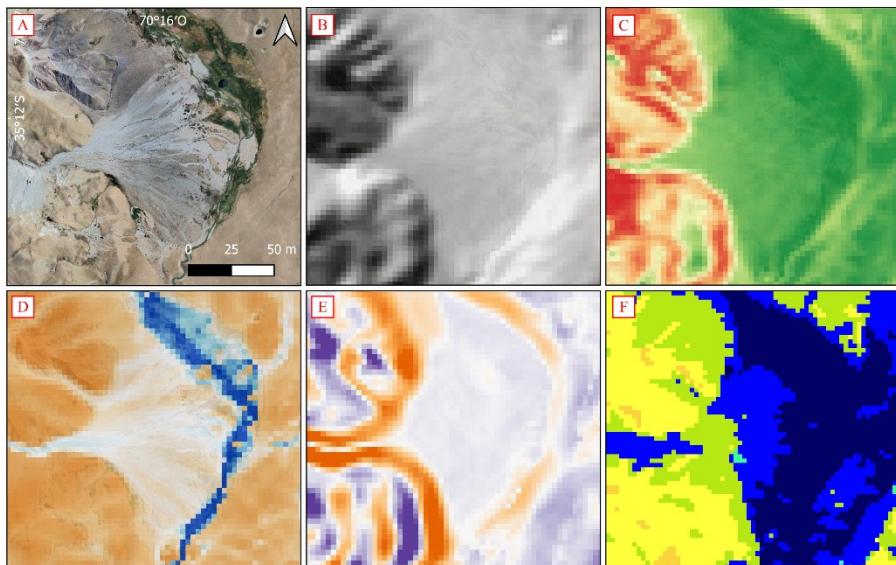


Figura 10. Morfometría de un abanico aluvial. A) Imagen de Google Earth Pro, B) Mapa de sombras, C) Pendientes, D) ITH, E) Curvatura en perfil, F) Geomorphons.

Los procesos de remoción en masa también desempeñan un papel significativo en la dinámica geomorfológica. En la Figura 11, las pendientes alcanzan valores cercanos a 40° (rojo muy intenso), lo que sugiere condiciones favorables para la inestabilidad. El mapa de sombras permite reconocer cicatrices, y el ITH marca el depósito al pie de la ladera mediante valores bajos o moderados según la permeabilidad del material movilizado. La curvatura en perfil muestra la parte alta de la ladera con curvatura negativa (erosiva) en tonos morados y la zona de depósito con curvatura positiva (naranjas), lo que describe la transferencia de masa desde la cabecera hacia el talud inferior. Los geomorphons identifican huecos (verdes) en las cicatrices, pendientes (amarillo) en los taludes activos y valles o depresiones (azul) en las zonas de acumulación que, en algunos casos, descargan directamente en el cauce principal.

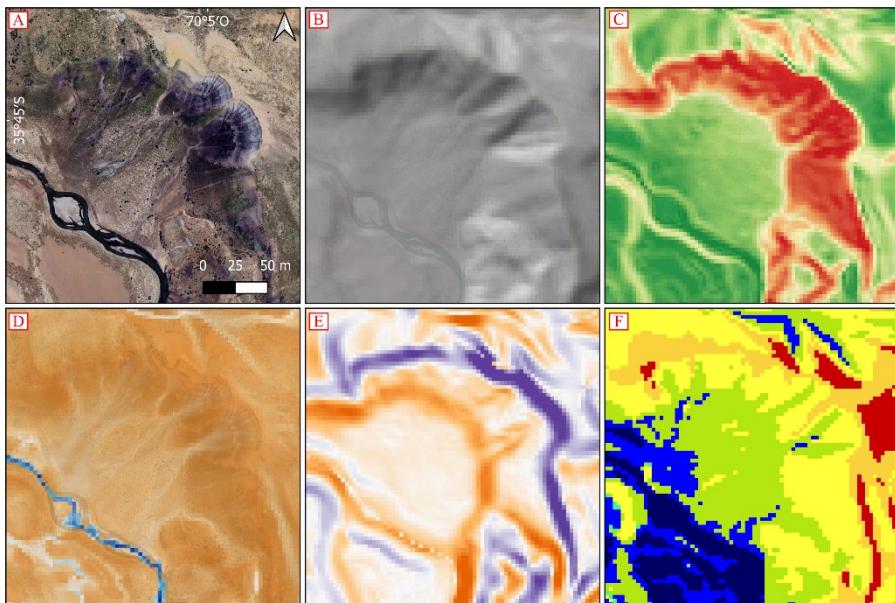


Figura 11. Morfometría de una ladera con remoción en masa. A) Imagen de Google Earth Pro, B) Mapa de sombras, C) Pendientes, D) ITH, E) Curvatura en perfil, F) Geomorphons.

La integración de estos parámetros morfométricos con las observaciones geomorfológicas proporciona una visión de la evolución del paisaje andino. La distribución de glaciares actuales y depósitos morrénicos antiguos indica que en épocas climáticas frías los glaciares descendieron a cotas más bajas. La coexistencia de depósitos glaciares, fluviales, aluviales y de remoción en masa refleja un paisaje modelado por múltiples procesos en interacción. Las diferencias entre subcuenca —desde zonas dominadas por glaciares y procesos periglaciares hasta áreas donde predominan los procesos fluviales y aluviales— muestran cómo la morfometría contribuye a interpretar la heterogeneidad geomorfológica y la dinámica ambiental a diversas escalas espaciales y temporales.

Discusión

Los resultados obtenidos en este estudio permiten una comprensión detallada de la morfología y dinámica de la cuenca del río Grande, con énfasis en los procesos geomorfológicos y sus correlaciones con parámetros morfométricos. La cuenca presenta una configuración compleja, resultado de la interacción entre procesos geomorfológicos, los cuales se manifiestan en una variabilidad tanto en la morfología del relieve como en las características hidrológicas y sedimentológicas. Estos hallazgos coinciden con investigaciones previas en cuencas andinas que destacan la

influencia predominante de los glaciares y procesos criogénicos en zonas de alta montaña (Aumassanne *et al.*, 2018; Del Águila, Ramos, López-Moreno & Benítez., 2021; Jagoe *et al.*, 2022).

El predominio de las geoformas glaciales, como circos, horns y morrenas, en las áreas de mayor altitud, particularmente en la SCA, confirma la influencia de los glaciares y procesos criogénicos en estas zonas. La combinación de parámetros como la altitud, la pendiente y el ITH facilita la retención de agua y la acumulación de nieve y hielo. Este enfoque se alinea con los estudios de Mahala (2020), que utiliza parámetros como líneas de drenaje y divisorias para analizar la configuración de las cuencas, y con los planteamientos de Minár y Evans (2008), que resaltan el papel de las discontinuidades de pendiente en la definición de unidades morfológicas. Asimismo, Grünewald *et al.* (2010) y Reato, Becht, Maldonado, & Viale (2023), destacaron cómo la exposición solar y la pendiente aceleran el flujo glaciar, promoviendo la formación de valles en forma de U y circos, lo que también fue observado en este estudio.

Por otro lado, las áreas de menor altitud, donde los procesos fluviales y aluviales predominan, muestran un comportamiento diferente. En las SCM y SCB, los procesos de erosión y sedimentación están mejor definidos, con una red de drenaje más desarrollada que facilita el transporte de materiales hacia las zonas de acumulación. La curvatura en perfil y el ITH revelan cómo la energía del flujo disminuye en áreas de menor pendiente, favoreciendo la deposición de sedimentos y la formación de depósitos aluviales, como abanicos y conos. Este patrón está respaldado por investigaciones que destacan la relación entre la morfometría de la cuenca y su eficiencia en el transporte de sedimentos (Vittala, Govindaiah, & Honne Gowda, 2004; Prasannakumar *et al.*, 2010).

El análisis hipsométrico de las subcuencas muestra una evolución hacia un estado de madurez, con una curva que refleja un equilibrio entre la erosión y la sedimentación. Las diferencias en las pendientes y la altitud a lo largo de la cuenca contribuyen a las variaciones en la dinámica hidrológica y geomorfológica, siendo más pronunciadas en las SCA, donde la erosión predomina, y más suaves en las SCB, donde se produce la acumulación. Este patrón de madurez ha sido documentado en estudios previos que analizan la interacción entre procesos erosivos y sedimentarios en la modelación del paisaje fluvial (Pedrera *et al.*, 2009; Rózycka & Migoń, 2021).

Además, los mapas geomorfométricos derivados del MDE proporcionan una visión detallada de la rugosidad del terreno, las estructuras y las geoformas en piedemonte, lo que facilita la identificación de zonas susceptibles a la erosión y sedimentación. En particular, los mapas de sombras, pendientes y curvatura en perfil son herramientas útiles para comprender la dinámica de los cauces fluviales y los depósitos aluviales. Este enfoque es consistente con estudios que utilizan la curvatura como parámetro fundamental para interpretar procesos geomorfológicos en análisis de cuencas mediante herramientas SIG y teledetección (Florinsky, 1998; Pradhan *et al.*, 2006).

La relación entre los procesos geomorfológicos y los parámetros morfométricos observados confirma la importancia de la topografía y la exposición solar en la

evolución de la cuenca. La exposición solar afecta la retención de nieve y la temperatura, lo que influye en la dinámica de los glaciares y el derretimiento. Este hallazgo está alineado con estudios que señalan la orientación y la pendiente como variables para comprender los patrones de acumulación y erosión en terrenos montañosos (Giles, 1998; Kronholm & Schweizer, 2003; Grünwald *et al.*, 2010). Por otro lado, el ITH, como muestran estudios recientes que calibran el TWI/ITH con humedad de suelo y vegetación (Pradhan *et al.*, 2006; Kopecký *et al.*, 2021; Winzeler *et al.*, 2022), determinante en la acumulación de flujo y en la distribución del agua en la cuenca. Asimismo, la altitud y la pendiente son factores que intervienen en la intensidad de los procesos erosivos, con pendientes más pronunciadas favoreciendo la erosión y la formación de geoformas glaciares, mientras que pendientes más suaves facilitan la acumulación de sedimentos, un comportamiento observado en estudios sobre dinámica geomorfológica en sistemas andinos (Aumassanne *et al.*, 2018). La integración de datos de teledetección con análisis geomorfológicos confirma su utilidad en la evaluación de regiones de difícil acceso, reforzando su aplicación en el estudio de paisajes montañosos complejos (Pradhan *et al.*, 2006; Bahrami *et al.*, 2020; Moragues *et al.*, 2023).

Conclusiones

El análisis morfométrico y geomorfológico de la cuenca del río Grande ha permitido la caracterización de las geoformas y los procesos asociados en diferentes partes de la cuenca. Se han identificado diversas geoformas cada una reflejando diferentes procesos geomorfológicos predominantes. La variabilidad en la topografía y los procesos geomorfológicos a lo largo de la cuenca es evidente, destacando la influencia de la pendiente y el tipo de forma del terreno en el paisaje.

En términos de sectorización y delimitación de subcuenca, se observan diferencias entre las áreas alta, media y baja de la cuenca. La SCA, con sus pendientes pronunciadas y procesos de erosión, presenta una dinámica distinta a la de la SCB, donde predominan procesos de acumulación y sedimentación. Esto tiene implicaciones importantes para la planificación territorial, ya que afectan la dinámica de escurrimiento.

La información obtenida en este análisis puede ser de utilidad para el desarrollo de modelos hidrológicos y para la planificación de estrategias de manejo de cuencas. Proporciona una base sólida para entender cómo la cuenca responde a eventos climáticos extremos y cambios en la cobertura de nieve.

Las técnicas geomáticas, como el análisis de MDE y el método Geomorphons, son herramientas efectivas para la comprensión detallada de los procesos geomorfológicos. Estas técnicas permiten una visualización y clasificación adecuada de las formas del relieve, facilitando la interpretación de la dinámica geomorfológica.

Por último, la integración de parámetros morfométricos y topográficos, como el ITH y Geomorphons, ha permitido diferenciar las geoformas asociadas a riesgos geológicos. Por ejemplo, la identificación de zonas saturadas y áreas de alta curvatura,

junto con las geoformas fluviales y de remoción en masa. Esta información es útil para la planificación y gestión de riesgos en la cuenca del río Grande.

Referencias

- Aumassanne, C., Gaspari, F. J., Beget, M. E., Sartor, P. D., Oricchio, P., & Di Bella, C. M. (2018). Morfometría de la cuenca alta del río Colorado, Argentina. *Boletín Geográfico*, 40(5), 13–29.
- Bahrami, S., Capolongo, D., & Mofrad, M. R. (2020). Morphometry of drainage basins and stream networks as an indicator of active fold growth (Gorm anticline, Fars Province, Iran). *Geomorphology*, 355, 107086.
- Barrera, R. O. (1959). Estudio preliminar sobre los caracteres geográficos de Valle Hermoso en la alta cuenca del río Grande. *Boletín de Estudios Geográficos*, 5(24), 120–156.
- Busnelli, J., & Horta, L. R. (2014). Morfometría de cuencas montanas y metamorfosis fluvial, Tucumán. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(1), 11–20.
- Chavare, S., & Potdar, M. (2014). Drainage morphometry of Yerla River Basin using geoinformatics techniques. *Neo Geographer*, 3(3), 40–45.
- COIRCO (2018). Comité Interjurisdiccional del Río Colorado. (2018). Programa integral de calidad de aguas del río Colorado – Calidad del medio acuático (Informe técnico). Recuperado de <https://www.coirco.gov.ar>
- Cruz Romero, B., Gaspari, F. J., Rodríguez Vagaria, A. M., Carrillo González, F. M., & Téllez López, J. (2015). Análisis morfométrico de la cuenca hidrográfica del río Cuale, Jalisco, México. *Investigación y Ciencia*, 23(64), 26–34.
- Da Silva Alves, K. M. A., Dávila, M. C. P., García, E. D. Z., De Lira, D. R., & De Araujo Monteiro, K. (2021). Caracterización morfométrica de la cuenca del Salado Bajo, Región de Atacama, Chile. *Investigaciones Geográficas*, 62, 90–105.
- Deems, J. S., Fassnacht, S. R., & Elder, K. J. (2006). Fractal distribution of snow depth from lidar data. *Journal of Hydrometeorology*, 7(2), 285–297.
- Del Águila, S., Ramos, D. F., López-Moreno, J. I., & Benítez, S. (2021). Morphometric characterization of two high Andean river basins in the Peruvian Andes. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 12(2), 538–562.
- Espósito, M. A., Moreiras, S. M., & Correas-González, M. (2023). Geomorfología de la cuenca del río del Cobre, Malargüe, Mendoza (35°S): un aporte al entendimiento de la inestabilidad de laderas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 80(2), 240–255.
- Florinsky, I. V. (1998). Combined analysis of digital terrain models and remotely sensed data in landscape investigations. *Progress in Physical Geography*, 22(1), 33–60.
- Garreaud, R. D., Alvarez Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., & Zambrano Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21, 6307–6327.
- Gaspari, F. J., & Delgado, M. I. (2010). Caracterización morfométrica geoespacial. Estudio de caso: arroyo Belisario, Argentina. *Tecnociencia Chihuahua*, 4(3), 154–163.

- Gaspari, F. J., Rodríguez Vagaría, A. M., Senisterra, G. E., Denegri, G., Delgado, M. I., & Besteiro, S. (2012). Caracterización morfométrica de la cuenca alta del río Sauce Grande, Buenos Aires, Argentina. *Revista Electrónica del Comité del Medio Ambiente AUGM DOMUS*, 4, 43–158.
- Gaspari, F. J., Rodríguez Vagaría, A. M., Senisterra, G., Denegri, G., Besteiro, S., & Delgado, M. L. (2013). Elementos metodológicos para el manejo de cuencas hidrográficas. En *Curso de manejo de cuencas hidrográficas* (pp. 48–58). Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad Nacional de La Plata.
- Gerstenecker, C., Läufer, G., Steineck, D., Tiede, C., & Wrobel, B. (2005). Validation of digital elevation models around Merapi Volcano, Java, Indonesia. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5(6), 863–876.
- Giles, P. T. (1998). Geomorphological signatures: classification of aggregated slope unit objects from digital elevation and remote sensing data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(7), 581–594.
- Grünewald, T., Schirmer, M., Mott, R., & Lehning, M. (2010). Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment. *The Cryosphere*, 4(2), 215–225.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). Geomorfología. Pearson Educación.
- Halcrow, H. (2013). Cuenca del río Colorado: Determinación de áreas de riesgo hídrico. Programa Multisectorial de Preinversión III, Préstamo BID 1896/OC-AR. Comité Interjurisdiccional del Río Colorado.
- Horton, R. E. (1932). Drainage-basin characteristics. *Transactions of the American Geophysical Union*, 13(1), 350–361.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167–194.
- IANIGLA, (2018). Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales. Inventario Nacional de Glaciares. Informe de la subcuenca del río Grande (sectores norte y sur), cuenca del río Colorado. IANIGLA-CONICET, Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable.
- IGN, (2022), Instituto Geográfico Nacional. Modelo digital de elevaciones – Mapa. nomenclatura oficial de los ríos. Recuperado en Febrero 2024 de <https://www.ign.gob.ar/NuestrasActividades/Geodesia/ModeloDigitalElevaciones/Mapa>
- IGN, (2023), Instituto Geográfico Nacional. (2023). Modelo Digital de Elevaciones de Argentina MDE-Ar versión 2.1. Recuperado en Febrero de 2024 de <https://www.ign.gob.ar>
- Jagoe, L. M., Gianni, G. M., Fosdick, J. C., Dávila, F. M., & Aguilar, G. (2022). Landscape evolution in the Guañacos fold-and-thrust belt (37°S): Insights from geomorphological and morphometric analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 120, 103889.
- Jasiewicz, J., & Stepinski, T. (2013). Geomorphons: A pattern recognition approach to classification and mapping of landforms. *Geomorphology*, 182, 147–156.
- Kopecký, M., Macek, M., & Wild, J. (2021). Topographic Wetness Index calculation guidelines based on measured soil moisture and plant species composition. *Science of the Total Environment*, 757, 143785.

- Kronholm, K., & Schweizer, J. (2003). Snow stability variation on small slopes. *Cold Regions Science and Technology*, 37(3), 453–465.
- Lastochkin, A. N., Zhirov, A. I., & Boltramovich, S. F. (2018). System-morphological approach: Another look at morphology research and geomorphological mapping. *Geomorphology*, 303, 486–503.
- Lavandaio, E. O. L., Marengo, H. G., & Rosas, M. A. (2023). Mapa geológico de la provincia de Mendoza [Escala 1:500.000]. Repositorio de SEGEMAR. Recuperado de <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/4284>
- Legarreta, L., & Uliana, M. (1996). El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina – 1. Facies sedimentarias. En R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina* (Anales 29, pp. 399–416). Servicio Geológico Minero Argentino.
- Mahala, A. (2020). The significance of morphometric analysis to understand the hydrological and morphological characteristics in two different morpho-climatic settings. *Applied Water Science*, 10(1), 1–16.
- Meloche, F., Gauthier, F., & Langlois, A. (2023). Snow mechanical properties variability at the slope scale, implication for snow mechanical modeling. *EGU Sphere*, 2023, 1–28.
- Méndez, W., & Marcucci, E. (2006). Análisis morfométrico de la microcuenca de la quebrada Curutí, estado Vargas-Venezuela. *Revista Geográfica Venezolana*, 47(1), 29–55.
- Minár, J., Drăguț, L., Evans, I. S., Feciskanin, R., Gallay, M., Jenčo, M., & Popov, A. (2024). Physical geomorphometry for elementary land surface segmentation and digital geomorphological mapping. *Earth-Science Reviews*, 248, 104631.
- Minár, J., & Evans, I. S. (2008). Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. *Geomorphology*, 95(3–4), 236–259.
- Moragues, S. N., Lenzano, M. G., Jeanneret, P., Gil, V., & Lannutti, E. D. (2023). Landslide susceptibility mapping in the northern part of Los Glaciares National Park, Southern Patagonia, Argentina, using remote sensing, GIS and frequency ratio model. *Quaternary Science Advances*, 13, 100150.
- Nullo, F. E., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, I., Baldauf, P., Bouza, P., & Zanettini, J. C. M. (2005). Hoja geológica 3569-III / 3572-IV, Malargüe, provincia de Mendoza (Boletín 346, 85 p.). Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Olaya, V., & Conrad, O. (2009). Geomorphometry in SAGA. *Developments in Soil Science*, 33, 293–308.
- Pedrera, A., Pérez-Peña, J. V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J. M., & Azor, A. (2009). Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology*, 105(3–4), 218–231.
- Pradhan, N. R., Tachikawa, Y., & Takara, K. (2006). A downscaling method of topographic index distribution for matching the scales of model application and parameter identification. *Hydrological Processes*, 20(6), 1385–1405.

- Prasannakumar, V., Shiny, R., Geetha, N., & Vijith, H. (2010). Applicability of SRTM data for landform characterisation and geomorphometry: A comparison with contour-derived parameters. *International Journal of Digital Earth*, 4(5), 387–401.
- Pulwicki, A., Flowers, G. E., Radić, V., & Bingham, D. (2018). Estimating winter balance and its uncertainty from direct measurements of snow depth and density on alpine glaciers. *Journal of Glaciology*, 64(247), 781–795.
- Reato, A., Becht, A., Maldonado, G., & Viale, M. (2023). Hydrochemical and isotopic composition of periglacial springs in northern Patagonia, Argentina. *Catena*, 227, 107089.
- Revuelto, J., Billecocq, P., Tuzet, F., Cluzet, B., Lamare, M., Larue, F., & Dumont, M. (2020). Random forests as a tool to understand the snow depth distribution and its evolution in mountain areas. *Hydrological Processes*, 34(26), 5384–5401.
- Robertson, K., Jaramillo, O., & Castiblanco, M. (2013). Guía metodológica para la elaboración de mapas geomorfológicos a escala 1:100.000. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), Subdirección de Ecosistemas e Información Ambiental.
- Robinson, J. S., Sivapalan, M., & Snell, J. D. (1995). On the relative roles of hillslope processes, channel routing, and network geomorphology in the hydrologic response of natural catchments. *Water Resources Research*, 31(12), 3089–3101.
- Różycka, M., & Migoń, P. (2021). Morphometric properties of river basins as indicators of relative tectonic activity: Problems of data handling and interpretation. *Geomorphology*, 389, 107807.
- Salas Aguilar, V. M., Pinedo Álvarez, C., Viramontes Olivas, O. A., Báez González, A. D., & Quintana Martínez, R. M. (2011). Morfometría de la cuenca del río Nazas-Rodeo en Durango, México, aplicando tecnología geoespacial. *Tecnociencia*, 5(1), 34–42.
- Shrimali, S. S., Aggarwal, S. P., & Samra, J. S. (2001). Prioritizing erosion-prone areas in hills using remote sensing and GIS: A case study of the Sukhna Lake catchment, Northern India. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 3(1), 54–60.
- Sreedevi, P. D., Subrahmanyam, K., & Ahmed, S. (2005). The significance of morphometric analysis for obtaining groundwater potential zones in a structurally controlled terrain. *Environmental Geology*, 47, 412–420.
- Stepinski, T., & Jasiewicz, J. (2011). Geomorphons: A new approach to classification of landform. En T. Hengl, I. S. Evans, J. P. Wilson, & M. Gould (Eds.), *Proceedings of Geomorphometry 2011* (pp. 109–112). Redlands.
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 1117–1142.
- Strahler, A. N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. En V. T. Chow (Ed.), *Handbook of Applied Hydrology* (pp. 4–39). McGraw-Hill.
- Thomas, J., Joseph, S., & Thrivikramaji, K. P. (2010). Morphometric aspects of a small tropical mountain river system, the southern Western Ghats, India. *International Journal of Digital Earth*, 3(2), 135–156.

- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. En R. L. Schuster & R. J. Krizek (Eds.), *Landslides: Analysis and control* (pp. 11–33). National Academy of Sciences. <https://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr176/176-002.pdf>
- Vittala, S., Govindaiah, S. S., & Honne Gowda, H. (2004). Morphometric analysis of sub-watersheds in the Pavagada area of Tumkur District, South India using remote sensing and GIS techniques. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 32(4), 351–362.
- Wilson, J. P., & Gallant, J. C. (2000). Secondary topographic attributes. En J. P. Wilson & J. C. Gallant (Eds.), *Terrain analysis: Principles and applications* (pp. 87–131). Wiley.
- Winzeler, H. E., Fink, M., Hobi, M. L., Conrad, O., & Zimmermann, N. E. (2022). Topographic Wetness Index as a proxy for soil moisture in a hillslope catena. *Land*, 11(10), 1663.