



Geomorfología y parámetros superficiales: la interacción para el desarrollo de suelos en la Precordillera Oriental de San Juan, Argentina

Raúl Emmanuel OCAÑA^{1,2}, Daniel Germán FLORES^{1,2}, Antonia Yanina RIBAS FERNÁNDEZ^{1,2}, Cristian Daniel VILLARROEL¹, María Yanina ESPER ANGILLIERI¹, Ana Paula FORTE¹ y Rocio del Valle GALLARDO LEIVA²

¹CIGEOBIO (CONICET-UNSJ) Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Universidad Nacional de San Juan.

²Gabinete de Geología Ambiental, INGEO. Universidad Nacional de San Juan.

Email: emma_geol@hotmail.com

Editor: Andrés Bilmes

Recibido: 29 de mayo de 2023

Aceptado: 27 de noviembre de 2023

RESUMEN

El área de estudio se sitúa a 25 km al noroeste de la ciudad de San Juan, en un sector de la Precordillera Oriental. El objetivo principal es evaluar si las propiedades geomorfométricas y características superficiales de las superficies geomórficas aluviales, condicionan el desarrollo y distribución espacial del suelo y de los horizontes vesiculares. Se utilizó un modelo digital de elevación para el análisis geomorfométrico y mapas derivados del mismo. Durante los trabajos de campo se levantaron datos referidos a las propiedades superficiales y de suelos sobre tres unidades aluviales: una del Pleistoceno (nivel aluvial 3) y dos del Holoceno (nivel aluvial 2 y nivel aluvial 1). Luego se realizó una correlación de variables con el objetivo de elaborar un modelo basado en la relación general entre variables geomorfométricas (pendiente, distancia vertical a la red de canales, efecto del viento, índice de rugosidad topográfica), propiedades del horizonte vesicular (espesor y textura) y propiedades superficiales (cobertura rocosa y sedimentos). Los suelos analizados muestran la presencia de horizontes vesiculares en diez de los once perfiles edáficos. El mayor desarrollo del horizonte vesicular requiere valores bajos de pendiente y rugosidad y su mayor desarrollo ocurre en los niveles más antiguos vinculados con valores elevados de cobertura rocosa, efecto del viento y distancia vertical a la red de canales.

Palabras clave: geomorfometría, Entisol, Aridisol, Desierto del Monte, pavimento del desierto.

ABSTRACT

Geomorphology and superficial parameters: the interaction for soil development in the Precordillera Oriental of San Juan, Argentina. The study area is located 25 km northwest of the San Juan city, in a sector of the Precordillera Oriental. The main objective is to evaluate whether the geomorphometric properties and superficial characteristics of alluvial geomorphic surfaces condition the development and spatial distribution of the soil and vesicular horizons. A digital elevation model was used for geomorphometric analysis and maps derived from it. During the field work, data were collected regarding surface and soil properties on three alluvial units: one of the Pleistocene (alluvial level 3) and two of the Holocene (alluvial level 2 and alluvial level 1). Then a correlation of variables was carried out with the objective of developing a model based on the general relationship between geomorphometric variables (slope, vertical distance to the channel network, wind effect, topographic roughness index), vesicular horizon properties (thickness and texture) and superficial properties (rock and sediments covers). The soils analyzed show the presence of vesicular horizons in ten of the eleven soil profiles. The greatest development of the vesicular horizon requires low values of slope and roughness and its greatest development occurs in the oldest levels linked to high values of rock cover, wind effect and vertical distance to the channel network.

Keywords: geomorphometry, Entisol, Aridisol, Monte Desert, desert pavement.

INTRODUCCIÓN

Las regiones áridas-semiáridas albergan alrededor de 2000 millones de habitantes en una superficie de 67 millones de km² que poco a poco aumenta como consecuencia del cambio climático (León-Sobrino et al. 2019), que es propicio para la degradación del suelo, también conocida como desertificación. La desertificación conduce a altas tasas erosivas de suelo con importante pérdida de nutrientes (Sunico et al. 1996). Es importante señalar que el suelo es un cuerpo natural tridimensional donde se pueden establecer las plantas a pesar de las limitantes características fisicoquímicas que posean tales como valores extremos de pH y salinidad (Rajakaruna 2018). El análisis del suelo puede ser encarado desde diferentes perspectivas dependiendo de los objetivos del estudio, siendo importante la determinación de los aspectos geomorfológicos para caracterizar, cuantificar y obtener conclusiones sobre la evolución de los mismos (Strak et al. 2011).

Una geoforma típica del ambiente árido y semiárido es el abanico aluvial donde ocasionalmente se desarrollan horizontes vesiculares (V) (Springer 1958). El mismo es un horizonte principal de tipo mineral y estructura laminar (Anderson et al. 2002), caracterizado por la prevalencia de poros no interconectados y casi esféricos que regulan la hidrología superficial. Estos poros se forman debido a gases que quedan atrapados en el suelo durante ciclos de humedad y secado (Springer 1958, Evenari et al. 1985). Son formados por el aporte de polvo eólico limoso y constituyen un suelo de tipo cumúlico, que se distingue por el desarrollo de un sello superficial de grava gruesas o guijarros que conforman el pavimento del desierto, los que pueden ser un buen indicador de edad de las geoformas y estabilidad (McFadden et al. 1989, Bouza et al. 1993, Bouza y del Valle 1997). Los poros vesiculares son más comunes bajo fragmentos de roca superficial incrustados en el suelo en comparación con fragmentos de roca no incrustados, debido al sellado superficial más eficaz (Valentín 1994). Los horizontes vesiculares se forman mediante la adición de material de granulometría menor a 2 mm (principalmente arena fina, limos, arcillas y sales) a la sección superficial del perfil edáfico. El desarrollo de horizontes V promueve el movimiento de los clastos hacia la superficie, resultando favorable para atrapar sedimentos eólicos que se incorporan al suelo (Pelletier et al. 2007) y engrosan los horizontes de acumulación subsuperficiales. El agua es un factor imprescindible para el desarrollo de suelos en ambientes áridos (McDonald et al. 1996), haciendo que la infiltración controle los procesos de translocación (eluviación e iluviación) dentro del perfil de suelo (Evenari et al. 1985).

La acción neotectónica se relaciona directamente con el estado del suelo (desarrollo o erosión del suelo), debido a que impacta sobre las características geomorfométricas de las superficies geomórficas (Rodríguez et al. 2018, Rodríguez et al. 2021, Ocaña et al. 2022). También los suelos pueden ser susceptibles a erosionarse rápidamente por procesos geomorfodinámicos. Como consecuencia de lo expresado anteriormente, las propiedades de las unidades geomorfológicas como así también de los parámetros superficiales de los suelos, permiten elaborar modelos probabilísticos que ayudan a entender cómo los procesos pedológicos superficiales varían en relación con los procesos geomorfológicos de zonas áridas y/o la neotectónica. Wood et al. (2005) expresa que las características de la geomorfología determinan la formación y/o erosión del suelo. El objetivo principal de este trabajo es evaluar en una zona árida con actividad neotectónica, si las propiedades geomorfométricas y características superficiales de las superficies geomórficas aluviales condicionan el desarrollo y distribución espacial del suelo, y en particular, de los horizontes V.

La hipótesis principal se basa en que las propiedades geomorfométricas y los parámetros superficiales de las superficies geomórficas aluviales tienen un impacto significativo en el desarrollo y la distribución espacial del suelo y el horizonte V. Se espera que las áreas aluviales pedemontanas, de mayor complejidad geomórfica y de características superficiales, presenten una mayor variabilidad en la distribución del horizonte V.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se sitúa al noroeste de la ciudad de San Juan (Fig. 1a), específicamente sobre el piedemonte oriental de la loma de Ullum y loma de Las Tapias. La zona estudiada tiene un área aproximada de 60 km² y una altura media de 825 m s.n.m. (Fig. 1b), situada entre la latitud 6529396 mS y 6520602 mS y la longitud 533357 mE y 545248 mE (la zona 19J, proyección UTM, Datum WGS84).

En la zona de trabajo no existen datos meteorológicos, ubicándose las estaciones más cercanas dentro del valle de Tulum. Poblete y Minetti (1989), indican que el valle de Tulum y sus áreas próximas, se caracterizan por poseer un clima árido y seco. Según los datos climáticos que provee el Servicio Meteorológico Nacional en su sitio web <https://www.smn.gov.ar> para el periodo 1981-2010, el área ubicada en la región Centro-Sur de la provincia de San Juan, comprende un amplio rango de temperaturas anuales, determinando va-

lores medios máximos en verano de 26.2°C y valores medios mínimos en invierno de 10.5°C, siendo la temperatura media anual de 17.9°C. Las precipitaciones son escasas y alcanzan su mayor magnitud en época estival, con un promedio medio anual de 90.7 mm, dando origen a cauces temporales (Fig. 1). En el trabajo publicado por Beck et al. (2018), se presenta un mapa global entre 1980-2016, basado en el sistema de clasificación climática de Köppen (1936), donde expone que el área corresponde al tipo BWk. El viento tiene una velocidad media anual de 12.7 km/h, con dirección predominantemente desde el sureste.

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se emplaza en la Precordillera Oriental (Heim 1952, Ortiz y Zambrano 1981), en el borde oriental de lomas de Ullum y sur de la sierra de Villicum. Los afloramientos corresponden principalmente a rocas carbonáticas, lutitas negras, depósitos turbidíticos, diamictitas glacimarinas y oolitas ferríferas, las cuales fueron depositadas durante el Paleozoico (Borrello 1965, Bordonaro 1980, Baldis et al. 1982). Los depósitos continentales, del neógeno, están representados por limolitas, areniscas y conglomerados (Serafini et al. 1985), y se encuentran principalmente en las lomas de Ullum y las Tapias. Por último, en discordancia angular sobre los afloramientos neógenos se disponen sedimentos sueltos polimícticos y heterométricos de calizas, dolomías, riolitas y cuarzo de diverso espesor correspondientes a depósitos cuaternarios.

En cuanto a la estructura geológica local, el área de estudio es afectada por actividad tectónica pre-cuaternaria y cuaternaria. Baraldo et al. (2002) reconocen para el lapso Plioceno tardío - Holoceno, dos etapas primordiales de deformación. El sistema de fallamiento principal Villicum-Zonda-Pedernal es representado por tectónica cuaternaria y atraviesa el piedemonte occidental de la Precordillera Oriental con rumbo N20°E y longitud 145 km (Siame et al. 2002, Perucca y Vargas 2014). Este sistema delimita la sierra de Villicum al norte, sierra Chica de Zonda en el centro y sierra de Pedernal al sur. En el sector de loma de Las Tapias (norte del río San Juan), parte del fallamiento recibe el nombre de falla Las Tapias, con rumbo N22E°, buzamiento 78°E y longitud 18 km (Fig. 1d). Este corrimiento afecta a depósitos aluviales del Cuaternario que se sobreponen discordantemente a depósitos neógenos y forma escarpes orientados al oeste. Se distinguieron otras fallas inversas modernas que caracterizan el piedemonte de la Precordillera Oriental con rumbo promedio N40°E, que en superficie inclinan entre 30°E y 45°E y afectan los distintos ni-

veles de abanicos aluviales objeto de estudio de este trabajo. Estos depósitos fueron datados por Siame et al. (2002) con edades Pleistoceno-Holoceno (Fig. 1c).

GEOMORFOLOGÍA, SUELOS Y FITO GEOGRAFÍA

Las geoformas aluviales que consideramos en este estudio se disponen en el ambiente pedemontano local, asociándose principalmente con pavimentos de desierto y horizontes de suelos con acumulaciones de carbonatos y yeso (Ocaña et al. 2019).

Las relaciones entre la geomorfología y la presencia y desarrollo de suelos en zonas áridas pedemontanas, han sido analizadas previamente por Ocaña et al. (2019), en donde mencionan que los horizontes V son vinculados a dos órdenes principalmente (Entisol y Aridisol), dependientes de ciertas características geomorfométricas. Además, para su desarrollo es necesario contar con pavimento del desierto y cantidades no muy elevadas de arenas principalmente (~ <40%). Ampliando el conocimiento de esta temática, en Ocaña et al. (2022) se determinó una relación directa entre la edad relativa de los niveles aluviales y el desarrollo del horizonte V sobre el abanico aluvial del río Talacasto, ubicado a 42 km al norte del área de estudio. Además, para este trabajo en particular, se tuvo en cuenta las dataciones absolutas de las superficies geomórficas determinadas por Siame et al. (2002), que podrían ayudar a establecer el desarrollo del suelo en función de la edad, considerando las variaciones geomorfométricas que pueden sufrir las superficies geomórficas.

El área de estudio se enmarca dentro de la Provincia Fito geográfica del Monte (Cabrera 1976) y las comunidades vegetales se caracterizan por ser xerófitas y suculentas, adaptadas para la extrema sequía. Las especies más representativas son: *Tephrocactus aoracanthus*, *Tephrocactus alexanderi*, *Larrea cuneifolia*, *Zuccagnia punctata*, *Opuntia sulphurea*, *Trichocereus strigosus*, *Pyrrhocactus sanjuanensis*, *Pappophorum caespitosum*, *Aristida mendocina*, *Bulnesia retama*, *Echinopsis leucantha*, *Neltuma chilensis* (ex *Prosopis chilensis*), *Ximenia americana*, *Trichocereus candicans*, *Atriplex lampa*, *Denmonza rodacantha*, *Atamisquea emarginata*, *Mentzelia parvifolia*, *Alliona incarnata*, *Schismus barbatus*, *Lycium boerhaviaefolium* (Almirón 2018).

METODOLOGÍA

Las geoformas fueron mapeadas mediante software Ar-

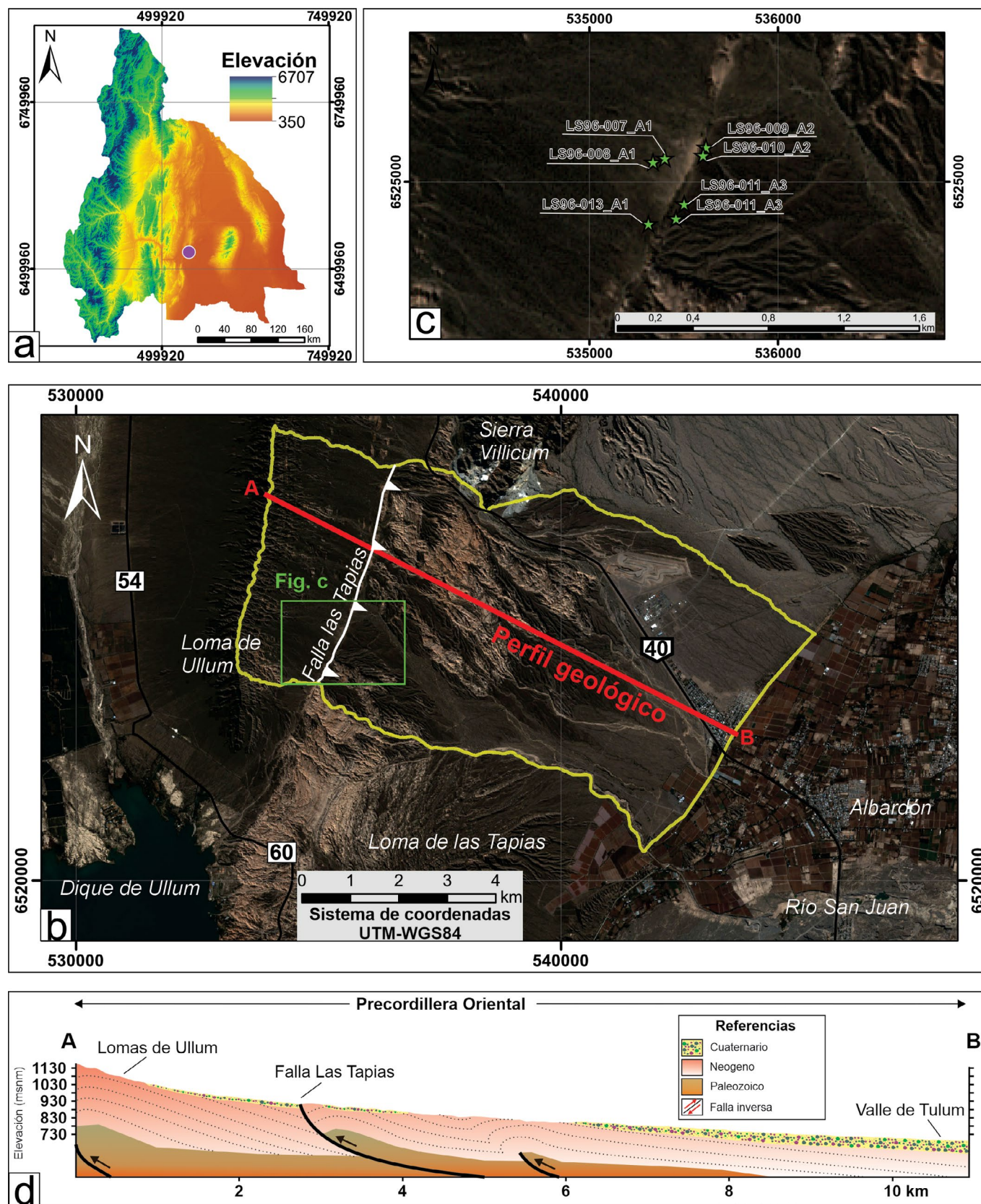


Figura 1. Área de estudio: a) Ubicación de la provincia de San Juan en contexto geográfico regional y mapa de altura topográfica de la provincia de San Juan; b) Combinación de bandas 432 (color natural) de imagen Sentinel 2A para la zona de estudio. En polígono amarillo se representa el área de estudio; c) Detalle de la localización de los sitios datados por Siame et al. (2002) en las inmediaciones de la falla lomas de las Tapias; d) Perfil geológico en sentido NO-SE.

cGIS 10.8 a partir de imágenes Sentinel 2A, descargadas desde la página de la agencia espacial europea (<https://sci-hub.copernicus.eu/dhus/#/home>) y Google Earth Pro®. Además, se procesó un modelo digital de elevación (MDE) ALOS PALSAR de 12,5 m de resolución espacial (<https://www.asf.alaska.edu>) para realizar determinaciones geomorfométricas. Las superficies geomórficas identificadas se clasificaron en unidad de Lomadas y unidad de Piedemonte, considerando aspectos como la génesis, dinámica, cronología y edad (Van Zuidam 1976). De forma complementaria, se efectuaron trabajos de campo en los que se definió con mayor detalle las geoformas aluviales presentes en el sector.

Los resultados obtenidos por Siame et al. (2002) fueron tomados como base para la caracterización geocronológica de los abanicos aluviales. Las unidades más antiguas corresponden a depósitos pre-cuaternarios que han sido afectados por la falla principal Villicum-Zonda-Pedernal (localmente llamada Las Tapias), dejando escarpes degradados y discontinuos de 10 m de altura (Siame et al. 2002). Las unidades cuaternarias, que son el principal objeto de estudio del presente trabajo, se definen como superficies geomórficas teniendo en cuenta lo propuesto por Ruhe (1956) y fueron divididas en 3: Nivel aluvial 1 (1.1 ± 0.3 , 1.4 ± 0.6 y 1.9 ± 0.8 ka), nivel aluvial 2 (5.3 ± 0.7 y 6.8 ± 1.0 ka) y nivel aluvial 3 (18.0 ± 2.3 y 18.7 ± 2.3 ka) ordenadas cronológicamente de la más moderna a la más antigua (Siame et al. 2002). Desde el punto de vista neotectónico, la falla principal ocasiona una diferencia de altura de 11 (± 1) m entre las superficies aluviales 3 y 1, con una diferencia de edad de 17 (± 2) ka y una tasa de elevación aproximada de 0.6 (± 0.1) mm/año. La diferencia de altura entre el nivel aluvial 3 y 2 es de 5 (± 2) m, con una diferencia de edad de 12 (± 3) ka y una tasa de elevación de 0.4 (± 0.2) mm/año. Por último, la diferencia de altura entre el nivel aluvial 1 y 2 es de 6 (± 2) m, una diferencia de edad de 5 (± 1) ka y una tasa de levantamiento de 1.1 (± 0.5) mm/año.

El análisis geomorfométrico fue realizado con el software SAGA GIS, obteniendo los mapas de Índice de Rugosidad Topográfica, Pendiente, Distancia vertical a la red de canales y Efecto del Viento. Además, a través de cálculos en la tabla de atributos del software ArcGIS se midió área, perímetro, largo y ancho del área de cada unidad geomórfica. Existen muchas variables geomorfométricas, sin embargo, se consideraron solo algunas de ellas por ser influyentes en el desarrollo del suelo, donde se destaca el gradiente de la pendiente, desde un punto de vista hidrológico, que proporciona información sobre el flujo terrestre y subterráneo, y la velocidad y la tasa de escorrentía (Moore et al. 1991). También se usó el efecto del viento desarrollado por Böehner y Antonic (2009), este método es útil para predicción de la erosión eólica, donde los

valores <1 indican áreas protegidas del viento y ≥ 1 representan áreas expuestas al viento, siempre tomando en consideración la dirección del viento especificada (Conrad 2002). Se calculó la distancia vertical a la red de canales, que es una variable que puede influir en el espesor de los horizontes V y la rugosidad topográfica que es una característica relacionada con la irregularidad de la superficie, la cual ha sido utilizada para proporcionar una medida rápida y objetiva de la heterogeneidad del terreno.

Trabajo de campo

Para llevar a cabo un análisis del sistema natural que involucre a los suelos y su entorno, se determinó su geoposicionamiento en el paisaje y el grado de incisión fluvial. También se midieron distintos parámetros superficiales, como la cobertura de pavimento del desierto (según la clasificación del United States Department of Agriculture de Estados Unidos, USDA) teniendo en cuenta: litología, distribución, forma y tamaño. La proporción cualitativa de barniz del desierto sobre los fragmentos de roca se determinó mediante observación directa (bajo=cuando posee pátina de coloración oscura y cubre la parte superficial de la roca; alto=cuando posee pátina de coloración azul y cubre la totalidad de la superficie de la roca). Para esto se estableció como referencia una superficie de 1 m².

El grado de desarrollo del pavimento del desierto se categorizó cualitativamente en bajo, moderado y alto dependiendo de la cobertura rocosa, partículas limosas o arcillosas que acompañan los intersticios de las rocas y el grado de entramado entre gravas (Well et al. 1985, McFadden et al. 1987). Es decir que, un pavimento del desierto de bajo desarrollo, es aquel con baja cobertura rocosa acompañada de abundante arena gruesa y bajo o nulo grado de empaquetamiento entre las gravas. Por su parte, el porcentaje de cobertura de pavimento del desierto (cobertura de rocas) y el porcentaje de sedimentos finos (menores a 2mm) se establecieron aplicando el método de Point Quadrat Modificado (Passera et al. 1983). Cabe aclarar que, mediante el método antes mencionado, también se obtienen los datos referidos a las coberturas de vegetación y mantillo que se muestran en el Cuadro 2, pero no se consideraron en el análisis estadístico de las variables.

Posteriormente, se realizaron once calicatas de suelo de los primeros 50-60 cm de profundidad para proporcionar evidencias de procesos pedogenéticos relacionados con pavimentos del desierto (McFadden et al. 1987). Entre las propiedades del suelo seleccionadas se determinó el espesor de los horizontes, color, estructura, consistencia en seco, presencia de yeso, carbonatos y raíces. Para cuantificar la reacción de HCl, se utilizó el método de observación directa de la reacción

obtenida al producirse el contacto entre el ácido y la superficie con CaCO_3 activo de los agregados. De esta forma se clasificó la reacción en baja, moderada y alta. Luego, de cada perfil de suelo se recolectó 1 kg de muestra de cada horizonte, para ser analizadas posteriormente en laboratorio.

Análisis de laboratorio

Se determinaron algunas propiedades físicas (textura) y químicas (pH, Conductividad Eléctrica) de las muestras correspondientes a cada horizonte de suelo.

Para la determinación de la textura se siguió el procedimiento estipulado por las Normas NLT-179/77, dejando secar por 24 hs las muestras al aire y tamizándolas posteriormente para separar las fracciones de arenas y limo-arcilla, utilizando el criterio de clasificación granulométrica del Soil Survey Staff (1975). La fracción limo-arcilla fue usada para realizar el análisis granulométrico por el método del densímetro o sedimentación.

Las propiedades químicas medidas fueron el potencial de hidrogeno (pH) con equipo multiparamétrico marca HANNA HI 98194 y con pehachimetro marca Adwa Ad12, y la conductividad eléctrica (CE) medida con un conductivímetro marca Lutron modelo PCD-431. Estos parámetros se midieron sobre la fracción pasante de la malla 10 (2 mm), en una relación 1:2.5, utilizando agua destilada.

Análisis de datos

La relación general entre las variables geomorfológicas (pendiente, distancia vertical a la red de canales, efecto del viento, índice de rugosidad topográfica), propiedades del horizonte V (espesor y textura) y propiedades superficiales del suelo (cobertura rocosa y cobertura de sedimentos finos), se evaluó mediante el análisis de correlación de Pearson ($p < 0,5$). Los análisis de correlación se realizaron con el Programa InfoStat Estudiantil v.2020 (Di Rienzo et al. 2018).

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Geomorfología

El área de trabajo se dividió geomorfológicamente en dos grandes unidades: Lomadas y Piedemonte. La unidad de Lomadas abarca a las formaciones geológicas Mogna (Kelly 1962) y loma de Las Tapias (Serafini et al. 1985). Por otro lado, la unidad de Piedemonte, se localiza en el borde oriental de lomas de Ullum y abarca las geoformas de abanico aluvial, las cuales han sido identificadas y mapeadas en tres niveles de abanicos aluviales de diferente edad (de más joven a más antigua: nivel aluvial 1, nivel aluvial 2 y nivel aluvial 3, Fig.

2). Los niveles aluviales fueron identificados por Siame et al. (2002), en base a la elevación relativa y el grado de incisión fluvial en un área reducida, estableciendo, además, una cronología en base a las dataciones cosmogénicas realizadas en la superficie de los abanicos aluviales, que se ubican al este de la Formación Mogna.

En este trabajo se conserva la misma cantidad de unidades aluviales mapeadas y datadas por Siame et al. (2002) y se amplía a un área mayor. Además, se complementa con datos de campo como: posición en el paisaje, litología, pavimento y barniz del desierto, grado de incisión sobre las geoformas, tamaño y forma de las partículas que constituyen el depósito. El nivel aluvial 1 abarca la mayor parte del área y se localiza hacia ambos lados de la falla Las Tapias, siendo afectada por la misma (Fig. 2). El material clástico (riolita, grauvacas, calizas y cuarzo principalmente) que conforma esta unidad es proveniente de la loma de Ullum y la sierra Villicum. Su morfología superficial se caracteriza por un bajo desarrollo de pavimento del desierto y bajo barniz del desierto, acompañado por canales poco profundos y barras con incisión de 0,5 m de profundidad. Esta unidad corresponde mayoritariamente a guijarros subangulares, afectados por procesos hídricos en periodos estivales recientes.

Las superficies de los niveles aluviales 2 y 3, se desarrollan principalmente en el bloque elevado de falla Las Tapias (hacia el este de la falla, Fig. 2), afectado por la actividad neotectónica, sometiéndose a erosión retrocedente por el aumento de la pendiente superficial. Estos dos niveles son similares, hallando la misma composición litológica que en el nivel aluvial 1. En su morfología superficial se diferencian por sus elevaciones, siendo de mayor altura e incisión fluvial el nivel aluvial 3 respecto al 2. El nivel aluvial 2 posee alto recubrimiento de barniz y moderado pavimento de desierto. Esta superficie geomórfica se compone mayoritariamente de gravas gruesas subredondeadas. El nivel aluvial 3 presenta alto recubrimiento de barniz y alto desarrollo de pavimento del desierto, integrado mayoritariamente de gravas gruesas subredondeadas.

Nuestros resultados concuerdan con los encontrados en estudios realizados, sobre unidades de abanicos aluviales, por Siame et al. (2002), Ocaña et al. (2019), Flores et al. (2019) y Ocaña et al. (2020), en donde muestran que el grado de desarrollo del barniz y pavimento del desierto están relacionados con la edad de las superficies geomórficas. Además, a medida que la edad de los niveles es mayor, se incrementa el desarrollo de pavimentos del desierto y la cobertura de barniz del desierto, coincidente con lo expresado por Meadows et al. (2008).

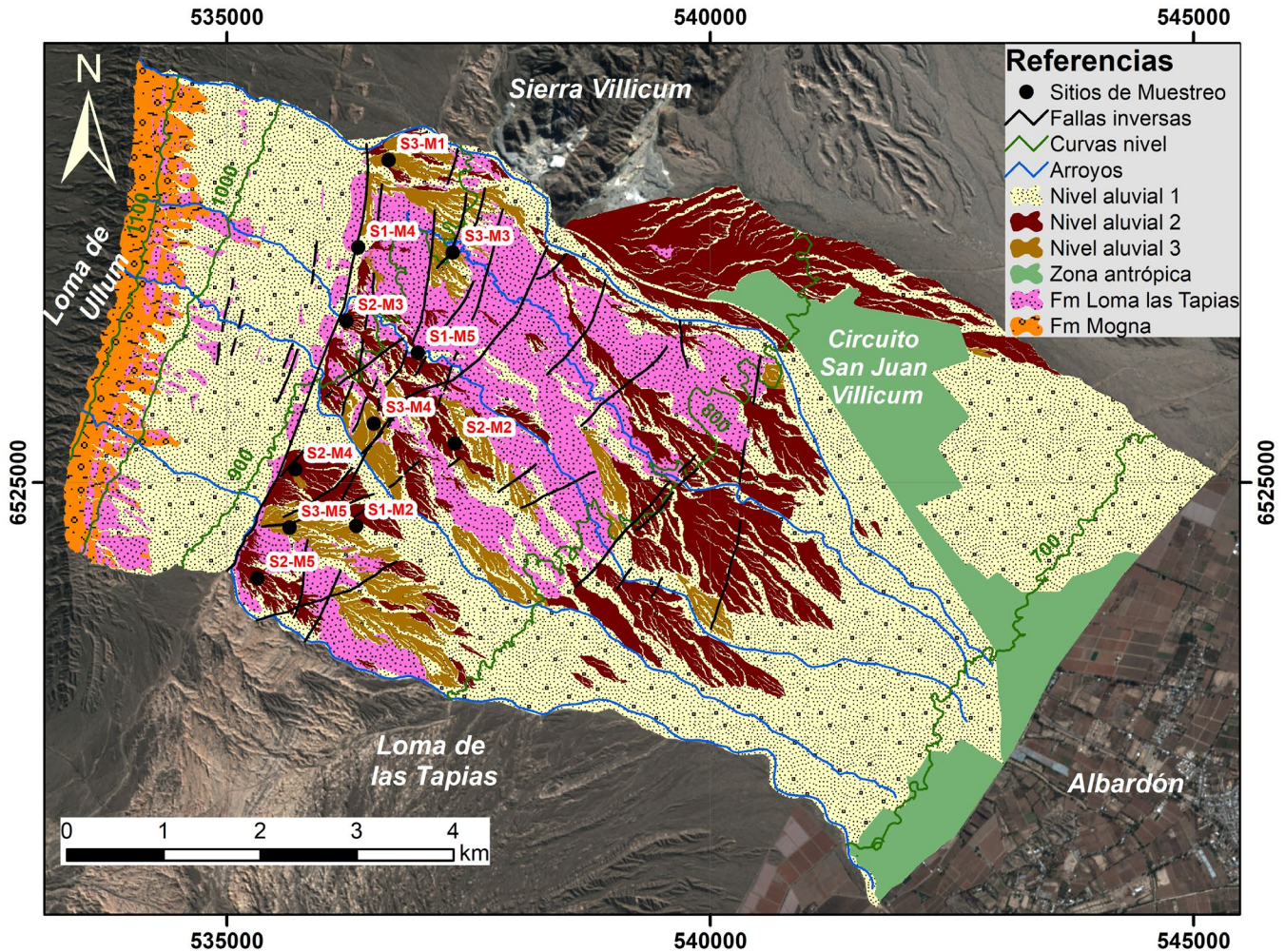


Figura 2. Mapa de unidades geomorfológicas de la zona de estudio

Geomorfometría

La zona de estudio cubre un área total de 56,2 km², donde el nivel aluvial 1 ocupa la mayor parte del área, siendo de 33.5 km², diferenciándose del nivel aluvial 2 que ocupa 8.4 km² y el nivel aluvial 3 que ocupa 2.5 km². La Formación Loma de Las Tapias representa 8.6 km² y la Formación Mogna 3.2 km² del área.

La máxima pendiente del área es de 24,4° y se presenta hacia el oeste de la zona de estudio, donde aflora la Formación Mogna y en el sector central donde aflora la Formación Loma de Las Tapias. Además, la pendiente disminuye en las superficies geomórficas a medida que la distancia a la falla Las Tapias aumenta hacia el sureste. La pendiente promedio para el nivel aluvial 1 es de 6.12°, para el nivel aluvial 2 es 3.34° y para el nivel aluvial 3 es de 2.39° (Fig. 3a, Cuadro 1).

La mayor distancia vertical a la red de canales se evidencia en lomas de Ullum con 85,3 m. Los valores que represen-

tan a la Formación Loma de Las Tapias son de más de 50 m. La mayor parte del área, está representada por los niveles aluviales cuaternarios y comprenden los siguientes valores de distancia vertical: 2.93 m para el nivel aluvial 1 que es la superficie geomórfica que suele ser afectada por procesos fluviales estivales, 9.12 m para el nivel aluvial 2 y 14.94 m para el nivel aluvial 3 (Fig. 3b, Cuadro 1).

Los valores de índice de rugosidad topográfica disminuyen a medida que las unidades geomorfológicas son más antiguas. Donde para el nivel aluvial 1 es de 0.93, en el nivel aluvial 2 de 0.53 y por último para el nivel aluvial 3 es de 0.43 (Fig. 3c, Cuadro 1).

El efecto del viento es bajo (menor a 0.75) en el sector comprendido entre la loma de Ullum y el escarpe del fallamiento inverso vinculado a la falla principal (falla Las Tapias). Los valores son altos (mayor a 0.9) para aquellas zonas que presentan geográficamente mayor exposición al viento, como aquellos sitios con elevada altura que se ubican en la cerca-

nía a la sierra Villicum, donde la pendiente es hacia el sureste y la dirección y sentido del viento es proveniente desde la dirección mencionada. Entre los niveles estudiados se destaca que el efecto del viento es de 0,93 en el nivel aluvial 1, 0,99 para el nivel aluvial 2 y 1,02 en el nivel aluvial 3 (Fig. 3d, Cuadro 1).

El análisis geomorfométrico respecto a las principales estructuras neotectónicas (Fig. 4a y b), muestran valores elevados del índice que mide la distancia vertical del nivel aluvial 3 respecto a las superficies más jóvenes (nivel aluvial 1 y 2), estos valores se deben a la cercanía de esta superficie geomórfica a la falla Las Tapias (Fig. 4c), lo que ocasiona el levantamiento tectónico relativo del bloque oriental (bloque de techo). Además, tanto en el bloque de techo como de piso, existen fallas inversas secundarias que ponen en contacto a las distintas unidades geomorfológicas y modifican las condi-

ciones geomorfométricas superficiales (Fig. 4c, perfil 1). A su vez, la altura favorece a la acción eólica sobre las superficies geomórficas, esto se refleja en los valores elevados del efecto del viento sobre el nivel aluvial 3 respecto al nivel aluvial 2 y 1. La pendiente y rugosidad de las superficies varían hacia ambos lados de las estructuras y dependen de la edad de las geoformas, tal es el caso que para el nivel aluvial 3 la pendiente y la rugosidad disminuyen, sucediendo lo contrario para las superficies geomórficas de menor edad (nivel aluvial 1) (Fig. 4c, perfil 2).

El índice de rugosidad topográfica es una propiedad del paisaje que, junto con la pendiente está relacionada con la distribución y disponibilidad de agua que actúa en procesos hidrológicos tales como la erosión por escorrentía superficial, siendo un caso claro de esta situación el nivel aluvial 1, que presenta altos valores de pendiente y de rugosidad. De

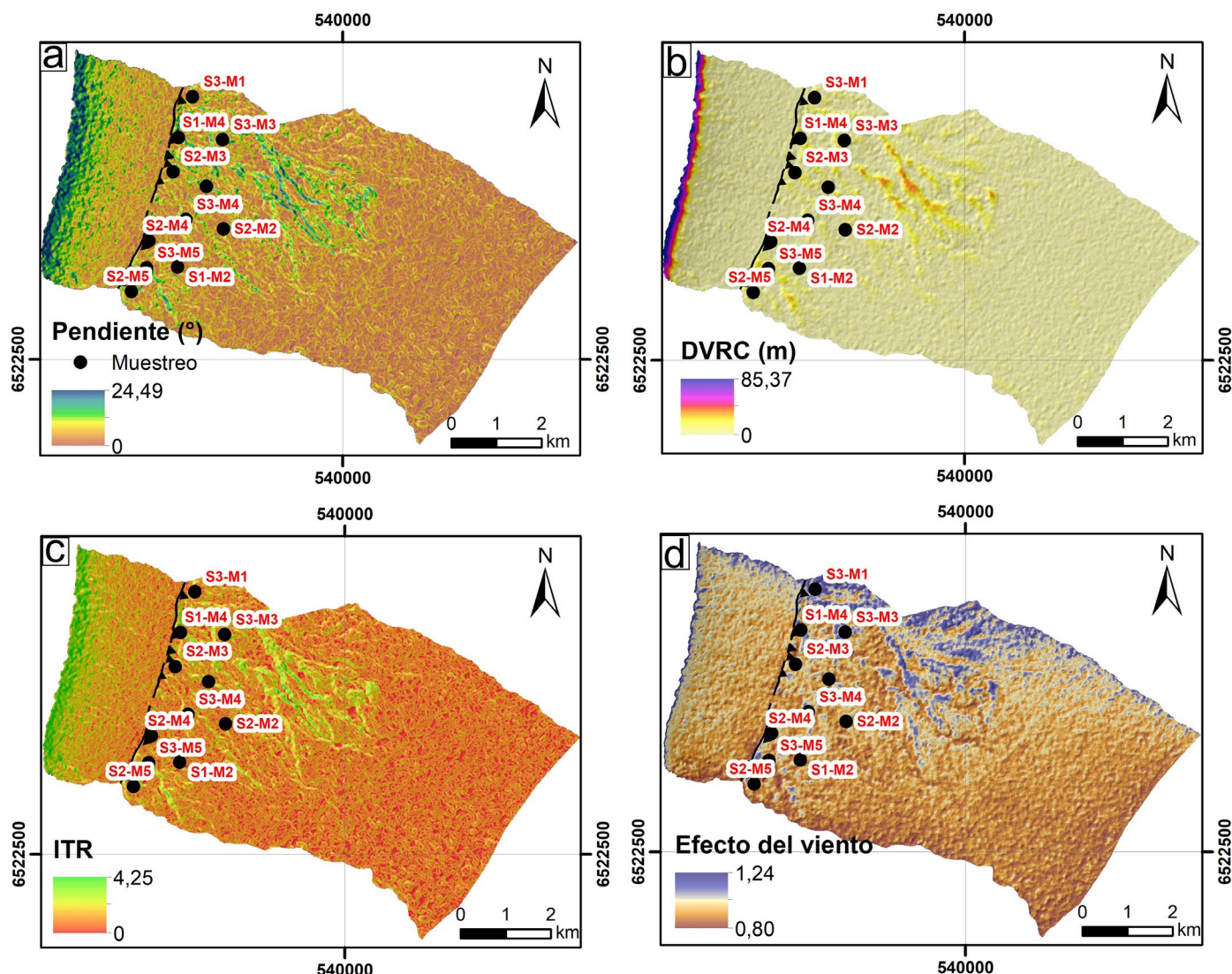


Figura 3. Mapas geomorfométricos del área de trabajo. a) Pendiente y puntos de muestreo. b) Distancia vertical a la red de canales (DVRC). c) Índice de rugosidad topográfica (IRT) y d) Efecto del viento.

acuerdo con Jester y Klik (2005), indican que la acción del viento es un proceso fundamental en la degradación del suelo en regiones áridas y que puede ser sustancialmente reducido por la rugosidad de la superficie del suelo, se puede reafirmar que, a menor efecto del viento, mayor es la rugosidad en la superficie de las geoformas y viceversa.

Suelos

Pavimento del desierto: Las cubiertas detríticas que se desarrollan sobre las tres superficies geomórficas aluviales definidas, comprenden litologías similares pero distinto porcentaje de cobertura rocosa.

En la superficie geomórfica aluvial más reciente (nivel aluvial 1, cuadro 2), el pavimento del desierto presenta una cobertura rocosa media del 35%. La litología de los pavimentos del desierto está conformada por rodados polimícticos subredondeados, compuestos por rocas ígneas volcánicas (riolitas) en un 60%, sedimentarias (calizas y grauvacas) en 25-35%, cuarzo 5% y de forma subordinada rocas ígneas faneríticas

Cuadro 1. Propiedades geomorfométricas (pendiente, efecto del viento, distancia vertical a la red de canales e índice de rugosidad topográfica) para cada nivel aluvial. Los valores se expresan en media y desviación estándar.

Propiedades geomorfométricas	Superficies geomórficas aluviales		
	Nivel aluvial 1	Nivel aluvial 2	Nivel aluvial 3
Pendiente (°)	6.12 ± 0.91	3.34 ± 1.61	2.39 ± 1.45
Distancia vertical a la red de canales (m)	2.93 ± 1.23	9.12 ± 5.7	14.94 ± 7.23
Índice de rugosidad topográfica (adimensional)	0.94 ± 0.09	0.53 ± 0.32	0.43 ± 0.25
Efecto del viento (adimensional)	0.93 ± 0.04	0.99 ± 0.06	1.02 ± 0.04

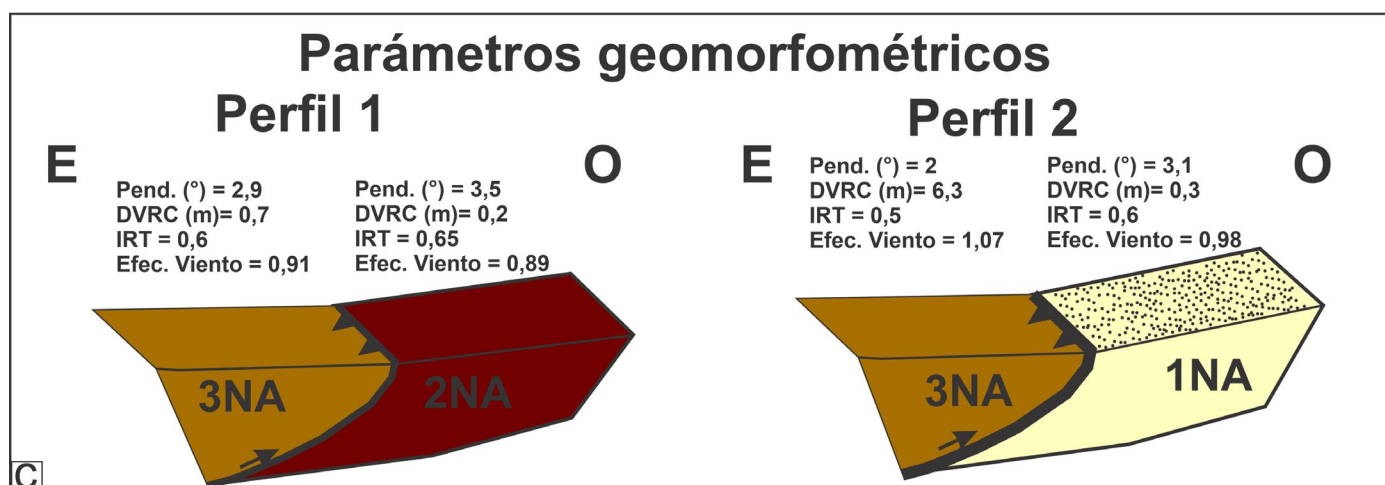
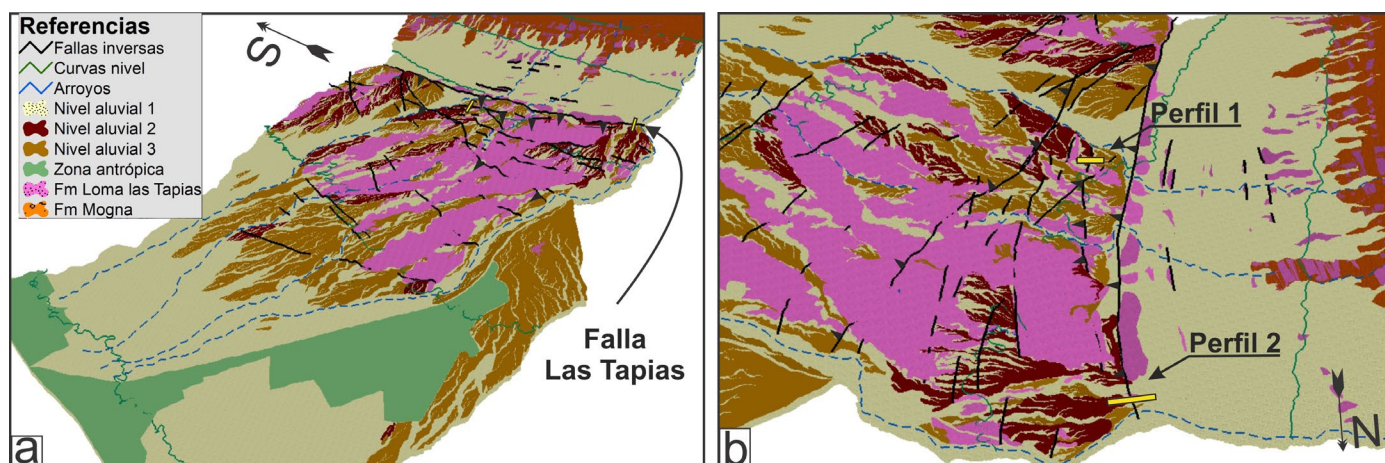


Figura 4. Análisis geomorfométricos: a) Vista al suroeste del modelo 3D con superposición de las unidades geomorfológicas; b) Vista al sur del modelo 3D donde se destacan, en amarillo, el perfil 1 donde se ponen en contacto, mediante falla inversa, los niveles aluviales 2 y 3, y el perfil 2, sobre la falla Las Tapias, donde se ponen en contacto los niveles aluviales 1 y 3; c) Cálculo de los parámetros geomorfométricos (Pendiente, DVRC: Distancia vertical a la red de canales, IRT: Índice de rugosidad topográfica y Efecto del viento) a ambos lados de las fallas inversas, para los dos perfiles seleccionados, donde se ponen en contacto las tres superficies geomórficas aluviales.

Cuadro 2. Propiedades de la cubierta superficial. Los valores de cobertura de roca, vegetación, mantillo y sedimento se expresan en media y desviación estándar.

Cubierta superficial		Nivel aluvial 1	Nivel aluvial 2	Nivel aluvial 3
Tipos de cubierta (%)	Vegetal	53.1 ± 12.1	43.3 ± 6.7	44.7 ± 3.7
	Rocosa	35.1 ± 5	49.2 ± 5.3	48.1 ± 2.4
	Mantillo	3.3 ± 3.3	2 ± 1.6	1.8 ± 2.2
	Sedimentos	8.5 ± 5.3	5.4 ± 1.7	5.4 ± 0.3
Litología		Riolitas, calizas, grauvacas, cuarzo y otras rocas ígneas intrusivas		
Tamaño de las rocas (cm)		4-6	1-5	2-5
Forma de las rocas		Subredondeado	Subredondeado	Subangulosa
Barniz del desierto		Desarrollo bajo	Desarrollo moderado	Desarrollo alto

en 5%. El diámetro mayor de los clastos varía entre 4-6 cm y en otros sectores entre 7-10 cm. En general el desarrollo de barniz del desierto es bajo o inexistente.

El nivel aluvial 2 tiene una cobertura media de pavimento del desierto del 49% (Cuadro 2). Está comprendida por rodados polimícticos compuestos por rocas ígneas volcánicas (riolitas) en un 60%, sedimentarias (calizas y grauvacas) en 25-35%, cuarzo 5%. La forma de los clastos varía entre redondeados a subredondeados, variando en los fragmentos de cuarzo con formas subangulosas. El tamaño de los clastos varía entre 1-5 cm y en otros sectores parches con gravas de mayor tamaño (15-20 cm). En general el desarrollo de barniz del desierto es moderado a alto. En los pavimentos de este nivel se aprecian clastos con evidencia de termoclastismo. Este proceso de choque térmico es común en los ambientes semiáridos (Gutiérrez Elorza 2008).

El pavimento del desierto en el nivel más antiguo (nivel aluvial 3, Cuadro 2), tiene una media de cobertura de fragmentos rocosos del 48%. Se compone de clastos polimícticos variando entre rocas ígneas volcánicas (riolitas) en un 65%, sedimentarios (calizas y grauvacas) en 25-30% y de forma subordinada rocas ígneas faneríticas y cuarzo en 10%. La forma de los clastos es principalmente subangulosa causado por las fracturas que predominan en los fragmentos. El tamaño de los clastos varía entre 2-5 cm y en otros sectores entre 5-8 cm. El desarrollo del barniz del desierto es alto.

El bajo desarrollo de pavimento y barniz del desierto caracteriza a una superficie geomórfica joven (nivel aluvial 1). Además, para el nivel aluvial 2 y 3, alcanzan desarrollo moderados a altos de pavimento y barniz del desierto con tiempo suficiente para su formación. Esto se corrobora a través de las dataciones de ^{10}Be realizadas por Siame et al. (2002).

Perfiles de suelos típicos de cada unidad geomorfológica: En total se realizaron 11 calicatas en los tres niveles aluviales. Se describieron 3 en el nivel aluvial 1 (S1-M2, S1-M4 y S1-M5), 4 en el nivel aluvial 2 (S2-M2, S2-M3, S2-M4 y

S2-M5) y 4 en el nivel aluvial 3 (S3-M1, S3-M3, S3-M4 y S3-M5). Además, con el fin de caracterizar el contenido pedológico, se describe solamente el horizonte del solum del suelo, donde son más intensos los procesos pedogenéticos, sobre cada superficie geomórfica aluvial. Si bien se describe el perfil más representativo de cada superficie geomórfica aluvial (S1-M2, S2-M4, S3-M5), se incorporan las 8 calicatas como material complementario (Anexo 1).

El perfil de suelo sobre la superficie más joven (nivel aluvial 1, Cuadro 3), tiene poco desarrollo de horizontes (V y 2Ck), con un horizonte V de alta variabilidad del espesor que fluctúa entre 3 y 6 cm, y en ocasiones no se ha encontrado. El color es castaño claro en seco (7,5YR 6/4) y la textura es franca arenosa con estructura laminar moderada y delgada, de consistencia ligeramente dura. Este horizonte presenta vesículas menores a 2 mm de diámetros, encontrándose vacías sin ningún tipo de relleno. El límite con el horizonte inferior es abrupto y plano. Respecto a las propiedades químicas, el valor de pH más elevado medido fue de 8,6, y 0,0056 dS/cm de CE, lo que caracteriza a un horizonte fuertemente alcalino, con alta reacción al ácido clorhídrico. El horizonte inferior (2Ck), es de color castaño claro (7,5YR6/4) en seco. Está dominado por un alto porcentaje de gravas redondeadas polimícticas, con una fina capa (<1 mm) de cristales finos de carbonato de calcio en las caras inferiores y laterales (*pendants*). La textura es arenosa, no favoreciendo el desarrollo de la estructura del horizonte, debido a la muy baja proporción de partículas limo-arcillosas. Debido a una mayor proporción de cobertura vegetal respecto a las unidades más antiguas, es frecuente encontrar pocas raíces finas que suelen estar acompañadas por nódulos carbonáticos de consistencia blanda menores a 2 cm de diámetro y alta reacción al ácido. Los valores de pH son elevados de hasta 9,8 y 0,0072 dS/cm de CE. La acumulación de carbonato en forma de cristales finos y recubrimiento de gravas, ubica el proceso edáfico en la etapa I sensu Gile et al. (1966).

Cuadro 3. Propiedades morfológicas de los suelos analizados, representativos de cada una de las tres superficies geomórficas.

Superficies geomórficas		^a Propiedades morfológicas del suelo						
Morfogénesis y clasificación	Horizonte	Profundidad (cm)	^b Límite	^c Textura del suelo	^d Estructura	^e Color (en seco)	pH	CE (dS/cm)
Torriortente típico								
	^f PD							
Nivel aluvial 1	V	0-6	A, s	sl	pl, 2, tn	7.5YR6/4	8.6	0.0056
	2Ck	6-60		s	sg	7.5YR6/4	9.8	0.0072
Haplocalcid típico								
	^f PD							
Nivel aluvial 2	Vk	0-9	A, s	l	pl, 2, tn	5YR6/4	9.2	1.885
	2Btk	9-30	G, w	sl	sbk, 2, co	5YR5/3	8.6	1.780
	2Ck	30-70		s	sg	5YR6/3	8.3	0.0045
Calcigypsid típico								
	^f PD	----						
Nivel aluvial 3	Vy	0-9	A, s	sl	pl, 2, tn	5YR6/4	8.3	1.450
	2Btyk	9-35	G, w	sl	sbk, 2, co	7,5YR6/4	9.2	0.011
	2Cyk	35-55	C, w	s	sg	5YR5/4	8.3	0.0097
	2Cy	55-70		s	sg	5YR6/3	8.7	0.0185

^aEl muestreo y las descripciones del suelo se realizaron en base a Schoeneberger et al. (2012).

^bGrado de definición: A, abrupto; C, claro; G, gradual. Topografía: s, plana; w, ondulada.

^cl, franco; sl, franco arenoso; s, arenosa.

^dTipo: sg, sin estructura; sbk, bloques subangulares; pl, laminar. Grado: 2, moderada. Tamaño: co, gruesa; tn, delgada.

^eColores establecidos usando la tabla de colores de Munsell.

^fPD, pavimento del desierto.

En los suelos desarrollados sobre la superficie de edad intermedia (nivel aluvial 2, Cuadro 3), se ha determinado la siguiente secuencia: Vk, 2Btk y 2Ck. El horizonte Vk tiene un espesor que varía entre 5 y 9 cm, siendo de color castaño rojizo claro (5YR6/4) en seco, con textura franca a franca arcillosa. La estructura es de tipo laminar moderada y delgada, de consistencia ligeramente dura, con un límite inferior abrupto y plano. En ocasiones se han encontrado pocas gravas polimícticas menores a 5 cm, con precipitación de carbonato de calcio en las caras inferiores. Las vesículas de los agregados tienen un tamaño que varía entre 1 y 3.5 mm y suelen estar rellenas por carbonatos. Además, las vesículas suelen estar acompañadas de nódulos de carbonatos. Los valores más altos medidos para el pH son de 9.2 y 1.88 dS/cm en la CE, clasificándose como fuertemente alcalino. Por debajo del horizonte V, se desarrolla un horizonte de acumulación (2Btk) que se extiende hasta los 30 cm de profundidad, color castaño rojizo (5YR5/3) en seco, con textura franco arenosa (Fig. 5a). La estructura es en bloques subangulares, moderada y gruesa, de consistencia blanda. El paso al horizonte inferior es gradual y ondulado. En este horizonte hay gravas polimícticas con acumulación de cristales de carbonatos en las caras inferiores, acompañado por abundantes nódulos carbonáticos muy gruesos y cementados (mayor a 5 mm) (Fig. 5b). La

reacción al ácido es alta, lo que se refleja en el valor de pH con 8,6 (moderadamente alcalino) y en la CE con 1,78 dS/cm. El horizonte inferior de esta secuencia edáfica analizado en esta unidad, se extiende al menos hasta los 70 cm de profundidad (2Ck). El color es castaño rojizo claro (5YR6/3) en seco, de textura arenosa, lo que condiciona la formación de la estructura. Las gravas polimícticas dominan este horizonte, con la precipitación de carbonatos en forma de cristales sobre las caras inferiores (*pendants*). También hay pocos nódulos carbonáticos de tamaño mediano y dureza fuerte. El pH es de 8,3 (moderadamente alcalino) y la CE de 0,004 dS/cm, con alta reacción al ácido. El tipo de concentraciones carbonáticas en los horizontes B y C permite establecer un desarrollo pedogenético en etapa II sensu Gile et al. (1966).

El perfil tipo sobre la unidad geomórfica más antigua (nivel aluvial 3, Cuadro 3) es el que tiene mayor cantidad de horizontes (Vy, 2Btyk, 2Cyk y 2Cy). Comenzando por el horizonte Vy tiene un espesor de hasta 9 cm, color castaño rojizo claro (5YR6/4) en seco, con textura franco arenosa y estructura laminar moderada y delgada de consistencia ligeramente dura. En ocasiones hay pocas gravas polimícticas menores a 3 cm de tamaño con precipitación de carbonato y yeso, además están acompañados por nódulos de la misma composición. Las vesículas son finas y varían entre 1 y 3 mm de diámetro.

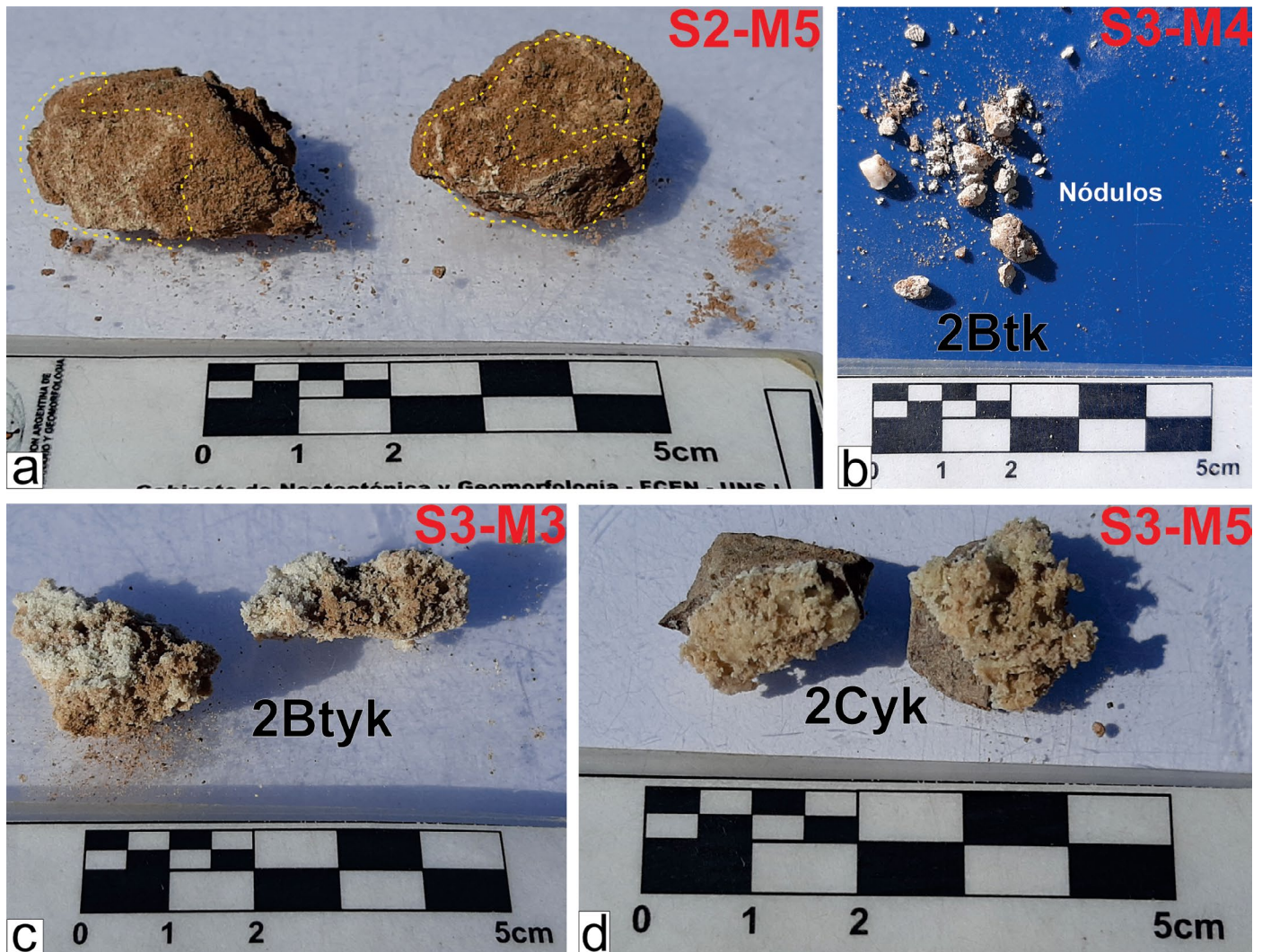


Figura 5. Muestras de suelos: a) Agregados con carbonato de calcio secundario; b) Nódulos carbonáticos; c) Cristales de yeso y carbonato en menor proporción en horizonte de acumulación; d) *Pendants* en yeso en gravas. Identificación de muestreo en el extremo superior derecho.

Respecto a las mediciones químicas, el pH es de 8,3 (moderadamente alcalino) y la CE de 1,45 dS/cm, con alta reacción al ácido. El límite con el horizonte inferior es abrupto y plano.

El horizonte subyacente (2Btyk) tiene una textura franco arenosa, de color castaño claro (7,5YR6/4) en seco, que puede alcanzar hasta los 35 cm de profundidad. Tiene una estructura en bloques subangular moderada gruesa de consistencia moderadamente dura (Fig. 5c). Hay pocas gravas polimícticas con cristales de yeso y carbonatos en las caras inferiores (*pendants*). Los sedimentos finos están acompañados por una matriz de cristales de yeso y nódulos carbonáticos de hasta 4 cm. Estas concentraciones se encuentran ocasionalmente junto a pocas raíces finas (1 mm). Este horizonte presenta una alta reacción al ácido, siendo fuertemente alcalino, con un pH de 9.2 y 11.5 de CE. El límite con el horizonte inferior es gradual y ondulado. Se determinaron 2 horizontes principales C, en primer lugar, se determinó un

horizonte (2Ctk) sin estructura, que llega hasta los 55 cm de profundidad, de color castaño rojizo (5YR5/4) en seco y textura arenosa (Fig. 5d). Contiene abundantes nódulos carbonáticos gruesos de dureza fuerte y cristales de yeso en las caras inferiores de las gravas, lo cual es una característica importante para diferenciarlo del horizonte inferior, siendo el límite claro y ondulado. El pH es de 8,3 (moderadamente alcalino) y la CE es de 0.009 dS/cm. El último horizonte (2Cy) se extiende por debajo de los 55 cm de profundidad, de color castaño rojizo claro (5YR6/3) en seco, textura arenosa y sin estructura. Respecto al horizonte superior en este caso hay gravas finas con abundantes cristales de yeso. La reacción al ácido es moderada con un pH de 8.7 y una CE de 0.018 dS/cm. Según Gile et al. (1966), se determinó que el desarrollo pedogenético de esta unidad se encuentra en la etapa III.

Horizontes vesiculares: Los horizontes vesiculares se encontraron en 10 de los 11 sitios de muestreo, no hallándose

en S1-M4, que corresponde al nivel aluvial 1 (superficie geomórfica más joven). El espesor del horizonte V en este nivel es muy variable fluctuando entre 3 (S1-M2) y 6 cm (S1-M5), y contienen vesículas finas de 1-2 mm para el primero y 0.5-1 mm para el segundo. Para el caso del nivel aluvial 2, el espesor varía entre 5 y 9 cm (S2-M3 y S2-M2 respectivamente), y el tamaño de las vesículas oscilan entre 1 y 4 mm de diámetro. El nivel aluvial 3 tiene espesores del horizonte V que son similares a los desarrollados en el nivel aluvial 2, variando de 6 (S3-M5) y 9 cm (S3-M3). Sus vesículas poseen diámetro de 0.5 a 3 mm. En líneas generales se observa que las vesículas de los agregados de todos los horizontes V analizados son esféricas y no están conectadas entre sí. La mayoría se encuentran vacías, pero algunas pocas están rellenas por yeso.

Los horizontes V del nivel aluvial 1 (Fig. 2, para las ubicaciones de los puntos de muestreo) muestran un predominio de texturas franco-arenosas, los horizontes V sobre las unidades de edad intermedia (nivel aluvial 2) son de textura franco, especialmente para aquellos V que están en zonas topográficamente elevadas en cercanía a la falla principal (S2-M4 y S2-M5), pero a medida que la distancia a la falla aumenta, disminuye el porcentaje de arena y aumenta levemente el limo o la arcilla, acercándose al dominio textural de franco arcilloso (S2-M2) y franco limoso (S2-M3). Los horizontes V ubicados sobre la superficie geomórfica más antigua (nivel aluvial 3) se corresponden con texturas franco arenosas, donde, en dos de los sitios de muestreo el contenido de arenas es elevado cuando se localizan en cercanía a la falla principal (S3-M1 y S3-M5). Sin embargo, cuando la distancia del sitio de muestreo aumenta respecto a la falla principal, hay un aumento del limo y la arcilla (S3-M3 y S3-M4). En términos generales, los horizontes V contienen concentraciones que varían entre el 22% y 49% de limo y hasta un 24% de arcilla. Estos valores son similares a los obtenidos en otras zonas

áridas de la Precordillera (Ocaña et al. 2022) y en el oeste de los Estados Unidos (Turk y Graham 2011).

Mayoritariamente los horizontes V son de carácter básico, con pH mayor a 7, alcanzando valores de hasta 9.8, debido a la presencia de sales solubles, que, además, también impactan en la CE que varía entre 0.002 y 1.88 dS/cm. Por otro lado, los horizontes V sobre las superficies aluviales 2 y 3, presentan concentraciones de carbonato de calcio pulverulento y cristales de yeso en las caras inferiores de las gravas, acompañado de nódulos en ocasiones (Fig. 6a). La diferencia que se aprecia es que en el nivel aluvial 2 predominan los carbonatos y en el nivel aluvial 3, se destaca un aumento en la cantidad de yeso con presencia de gravas en donde precipita yeso y carbonato en menor proporción (*pendants*). La deposición de yeso y carbonato es favorecida en los desiertos de climas áridos, donde la acumulación se encuentra en aquellas geoformas elevadas, que a su vez son más antiguas, coincidiendo con resultados previos en la zona (Ocaña et al. 2022), donde principalmente el yeso es aportado por la acción eólica.

Respecto al origen del yeso, en el área de estudio no se han identificado ascensos de agua freática vinculada a procesos neotectónicos, además el nivel freático en pozos cercanos a la zona de estudio, indican profundidades que superan los 50 m (Villarreal et al. 2018), por lo que es poco probable el aporte de yeso por medio freático. Por otro lado, no existen rocas yesosas que puedan justificar las acumulaciones de yeso en los perfiles de suelo.

El viento es considerado como agente constructor de campos eólicos y de transporte del yeso (Coque 1960, Watson 1985, Drake 1997, entre otros), existiendo depósitos eólicos (Tripaldi 2002) y suelos petrogypsicos (Ocaña et al. 2019) en zonas cercanas al área de estudio. La acumulación de yeso está asociado a los niveles aluviales más antiguos, estando

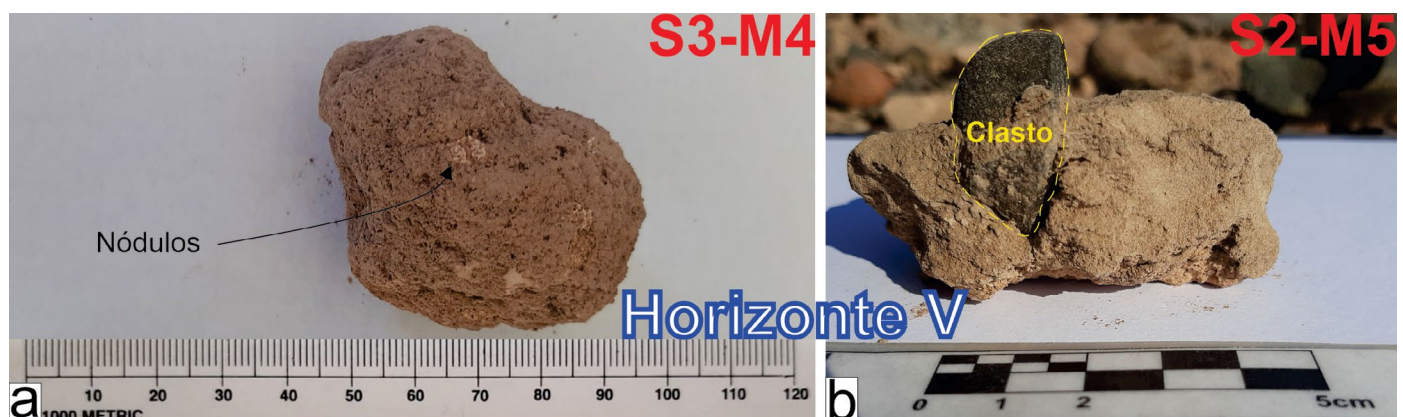


Figura 6. Muestras de horizontes V: a) Agregado con nódulos carbonáticos; b) Agregado con clasto que pertenece a la parte superior del horizonte. Identificación de muestreo en el extremo superior derecho.

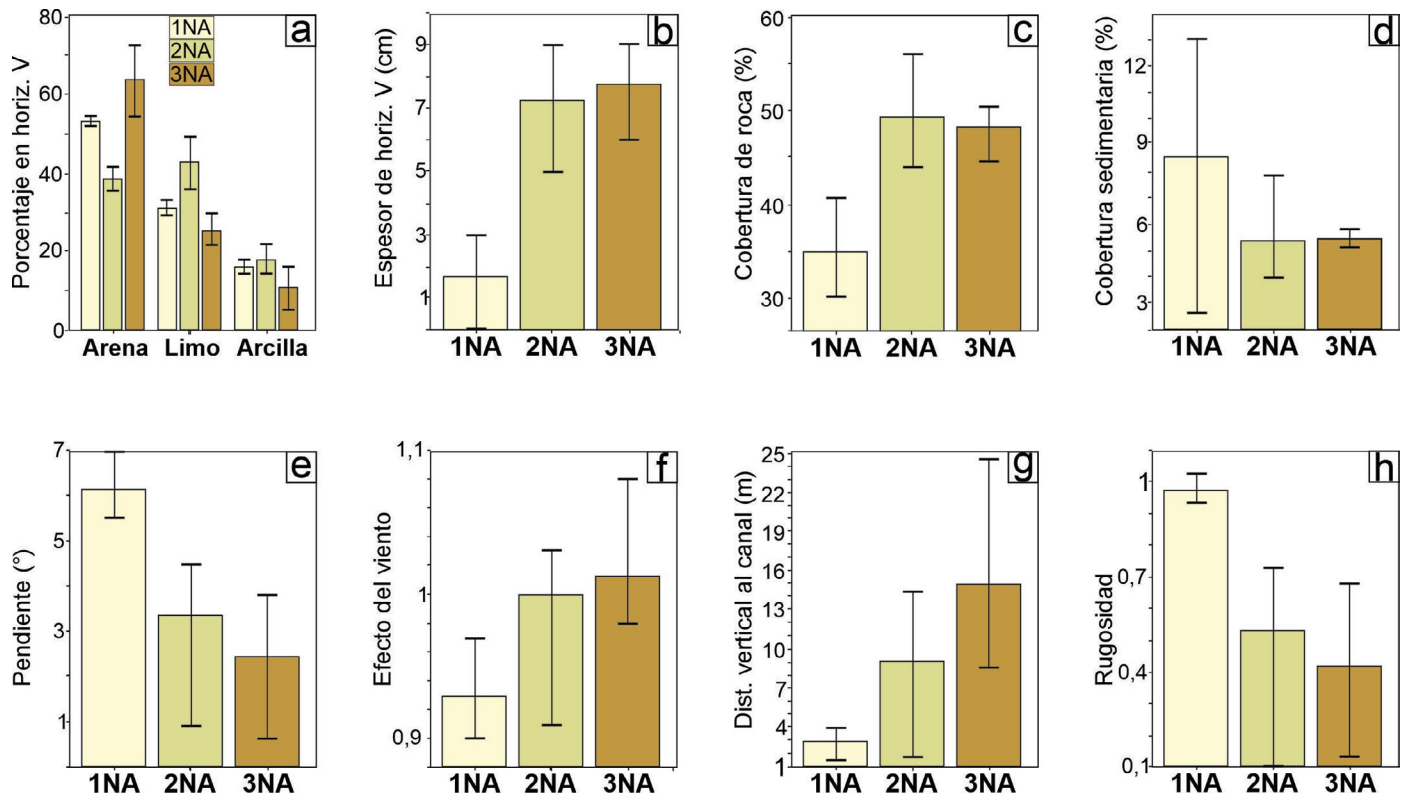


Figura 7. a-b) Gráficos de barra con los valores medio, mínimo y máximo de cada variable analizada para las tres unidades aluviales. Variables de suelo: a) Porcentaje de arena, limo y arcilla de los horizontes vesiculares de las 3 unidades aluviales; b) espesor de horizonte V. c-d) Parámetros superficiales: c) cobertura de roca superficial; d) cobertura de sedimentos superficial. e-g) Variables geomorfológicas: e) Pendiente, f) Efecto del viento, g) Distancia vertical a la red de canales, h) Índice de rugosidad topográfica.

genéticamente relacionado con el fuerte régimen de vientos y aridez, responsables de la construcción inicial del sistema eólico de Médanos Grandes (Tripaldi 2002). Así, el polvo yesífero, más liviano, se habría depositado más allá de la zona de dunas, cubriendo uniformemente el relieve.

Las acumulaciones de yeso y los depósitos eólicos tuvieron una superficie de sedimentación cronológicamente relacionada, justificando entonces la afectación de los niveles aluviales más antiguos y no los más jóvenes. Procesos pedogenéticos posteriores a la acumulación, favorecieron la lixiviación del yeso en profundidad permitiendo la acreción en los horizontes. Según Tripaldi (2002) las grandes acumulaciones eólicas que caracterizaron en un inicio al sistema eólico se habrían originado aproximadamente a finales del Pleistoceno.

La presencia de clastos pequeños en los horizontes V en las superficies aluviales 2 y 3 (Fig. 6b) responden la acción coevolutiva del pavimento del desierto-suelo, logrando un equilibrio temporal (McAuliffe 1994), donde la deposición eólica en la superficie y el desarrollo y engrosamiento de horizontes V promueven el movimiento de clastos hacia la superficie (McFadden et al. 1987, Valentine y Harrington 2006). Este proceso aumenta la rugosidad superficial y mejora la capacidad de adicionar sedimentos en los horizontes V (Pelletier et al. 2007).

Relación entre perfiles de suelos y parámetros superficiales de las unidades geomórficas

Se efectuó un análisis de los 3 grupos de variables: características superficiales (cobertura de roca y cobertura sedimentaria), características del suelo (espesor del horizonte V, arenas, limos y arcillas) y variables geomorfológicas (pendiente, efecto del viento, distancia vertical a la red de canales y rugosidad). El análisis se realizó especialmente entre aquellas correlaciones con $cc > 0.5$ y un grado de significancia $p < 0.05$.

El análisis de correlación estadística señala que el aumento del espesor del horizonte V está influenciado negativamente por la pendiente de las superficies geomórficas ($cc = -0.84$, $p < 0.001$) (Fig. 7e), donde sobre los sitios de mayor pendiente, aumenta la erosión y el posterior transporte de los sedimentos hacia lugares de menor altura y pendiente (Birkeland et al. 2003), disminuyendo la adición en el perfil del suelo. La superficie geomórfica más joven (nivel aluvial 1) es la que menor espesor del horizonte V y mayor pendiente presenta (Figs. 6b y 6e), y a medida que la edad de la superficie geomórfica es más antigua, el espesor de V aumenta y disminuye la pendiente, concordando con McDonald (1994) y McAuliffe (1994).

En pendientes pronunciadas, la tasa de pedogénesis es atenuada debido a que la distribución de las partículas que lo forman está controlada por los procesos geomórficos de ladera (Hirmas et al. 2011). Por otro lado, a medida que aumenta la pendiente, generalmente aumenta la rugosidad de la superficie del suelo ($cc= 0.98$, $p < 0.001$), hallándose los máximos valores sobre las superficies geomórficas de menor edad (nivel aluvial 1) (Fig. 7h).

Los horizontes V del ambiente árido, se conforman de proporciones elevadas de la fracción limo-arcillosa, más aún cuando la edad de la superficie geomórfica aumenta. Anderson et al. (2002) plantearon que cuanto más antigua es la superficie geomórfica, mayor es la elevación (Fig. 7g) y espesor del horizonte V. Además, Wang et al. (2020) han demostrado que los suelos se nutren con hasta casi un 90% de material proveniente de fuentes emisoras cercanas. En los suelos analizados no se han encontrado relaciones significativas entre el espesor del horizonte V y la cantidad de arena, limo y arcilla de la que se compone ($cc= -0.05$, $p= 0.87$, $cc= 0.06$, $p= 0.86$, $cc= -0.05$, $p= 0.89$ respectivamente) (Fig. 7a).

La cobertura rocosa sobre las superficies geomórficas se relaciona con la edad de las mismas, ya que es baja para el nivel aluvial 1 ($\bar{x}= 35$, D.E.= 5) en comparación con la superficie aluvial 3, donde aumenta el porcentaje y homogeneidad de la cobertura rocosa ($\bar{x}= 48$, D.E.= 2,4) (Fig. 7c), por consiguiente, disminuye la cobertura de sedimentos (Fig. 7d). A su vez la cobertura rocosa se correlaciona positivamente con el espesor de V ($cc= 0.62$, $p= 0.04$), pero con valores marginales para el efecto del viento ($cc= 0.52$, $p= 0.09$) y la distancia vertical a la red de canales ($cc= 0.57$, $p= 0.06$).

Si bien se cree que la alta cobertura de roca puede actuar como un agente de retención de las partículas arrastradas por el viento para luego ser incorporadas al horizonte V y favorecer así su desarrollo, en este trabajo no se han encontrado correlaciones entre la cobertura rocosa y las principales texturas del suelo como son la arena, limo y arcilla ($cc= -0.1$, $p= 0.76$, $cc= 0.22$, $p= 0.54$; $cc= -0.16$, $p= 0.64$ respectivamente). Estas condiciones de la cobertura de roca permiten la incorporación de material eólico en las superficies geomórficas de mayor edad con baja pendiente, reduciendo la erosión y transporte de materiales por escorrentía y favoreciendo la infiltración y adición de materiales a los horizontes del suelo. Cabe mencionar que la cobertura de fragmentos de roca cumple funciones importantes en las superficies geomórficas y en el suelo, protegiendo la superficie del suelo, ya que evita que el epipedón eólico sea eliminado por erosión hídrica o eólica (Ingelmo et al. 1994).

Respecto a las relaciones entre las variables geomorfométricas, cuando la superficie geomórfica es más antigua,

mayor es el efecto del viento (Fig. 7f) y aumenta la distancia vertical a la red de canales ($cc= 0.86$, $p= < 0.001$), hallándose en superficies geomórficas jóvenes valores bajos del efecto del viento y altura. A su vez, el mayor desarrollo de horizonte V depende de variaciones de las propiedades geomorfométricas como efecto del viento, rugosidad y cobertura de roca.

CONCLUSIONES

En el piedemonte oriental de la Precordillera Oriental, se observa una dinámica geomorfológica notoria en paisajes áridos, manifestada a través de variaciones en los parámetros geomorfométricos. Esta dinámica, predominantemente dirigida por procesos erosivos, se ve significativamente influenciada por la actividad neotectónica, la cual ha ejercido un impacto sustancial en la configuración del paisaje. Como resultado de estos procesos, se generan distintos tipos de suelos con variados grados de desarrollo, distribuidos en diversas superficies geomórficas.

Geomorfométricamente, el área se destaca por su baja a moderada pendiente, variando en los niveles aluviales con pendientes altas para el nivel aluvial 1 y moderadas a bajas para el nivel aluvial 2 y 3. La distancia vertical a la red de canales de los niveles aluviales, es representada de menor a mayor altura por los niveles aluviales 1, 2 y 3 respectivamente. El efecto del viento es alto en el nivel aluvial 3, estas zonas presentan geográficamente mayor exposición al viento, debido a la mayor altura. Los valores más elevados de rugosidad se presentan, el nivel aluvial 1, comparándolo con los demás niveles aluviales.

Los perfiles de suelos analizados corresponden a dos órdenes taxonómicos: Entisol y Aridisol. Los perfiles edáficos en los tres niveles aluviales permiten deducir que en general, los suelos desarrollados sobre estas superficies geomórficas presentan acumulación de yeso y/o carbonatos entre sus horizontes. El perfil de suelo es más desarrollado en aquellas superficies intermedias y más antiguas, asociados al aumento de las tasas de acumulación de carbonatos, arenas y arcilla iluvial. De este modo, la evolución del suelo respecto a la edad es: Torriortente típico (nivel aluvial 1), Haplocalcid típico (nivel aluvial 2) y Calcigypsid típico (nivel aluvial 3).

Los horizontes V son de mayor espesor en aquellas unidades geomorfológicas más antiguas cuando se desarrollan en sectores topográficamente elevados, con baja pendiente (las pendientes pronunciadas favorecen la erosión del horizonte superficial) y alto porcentaje de cobertura de pavimento del desierto, pero de forma inversa, disminuye la rugosidad. Además, el efecto del viento es mayor en las unidades más

antiguas asociado a su posición elevada respecto a la red de canales.

De este modo, en este trabajo se establece que las propiedades geomorfológicas de las superficies geomórficas condicionan el desarrollo de los suelos en las áreas pedemontanas de este ambiente árido. Estas características se consideran determinantes en la distribución, presencia, desarrollo y/o erosión de suelos. Además, la presencia del horizonte V es un buen indicador para correlacionar cronológicamente superficies geomórficas de que en zonas áridas hay desarrollo de suelos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo financiero del proyecto PROJOVI (2020-2022) financiado por la UNSJ, al gabinete de Geología Ambiental (INGEO) que aportó los elementos de trabajo utilizados durante las tareas de campo y al Departamento de Geología por permitirnos disponer del laboratorio de Sedimentología y Suelos.

REFERENCIAS

Almirón, M. 2018. Vegetación del Monumento Natural y Paisaje Protegido Loma de Las Tapias. Departamentos Ullum y Albardón, San Juan (Argentina). *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica* 53 (3): 385-403.

Anderson, K., Wells, S. y Graham, R. 2002. Pedogenesis of vesicular horizons, Cima Volcanic Field, Mojave Desert, California. *Soil Science Society of America Journal* 66: 878- 887.

Baldis, B., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A. 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *Actas, 5° Congreso Latinoamericano de Geología* 4: 399-445. Buenos Aires.

Baraldo J., Cardinali A., Weidmann R. y Monetta A. 2002. Evidencias estructurales de transcurrencia en el sistema Villicum-Zonda, Precordillera Oriental, San Juan, Argentina. *15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1*: 207-212. Calafate.

Beck, H., Zimmermann, N., McVicar, T., Vergopolan, N., Berg, A. y Wood, E. 2018. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data* 5: 180-214.

Birkeland, P., Shroba, R., Burns, S., Price, A. y Tonkin, P. 2003. Integrating soils and geomorphology in mountains—an example from the Front Range of Colorado. *Geomorphology* 55 (1-4): 329-344.

Böhner, J. y Antonic, O. 2009. Land-surface parameters specific to top-climatology, En: Hengl, T., Reuter, H. (eds.): *Geomorphometry - Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science* 33: 195-226. Amsterdam

Bordonaro, O. 1980. El Cámbrico en la Quebrada de Zonda, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (1): 26-40.

Borrello, A. 1965. Sobre la presencia del género *Kootenia* en el Cámbrico de San Juan. *2° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1*: 57-62. Buenos Aires.

Bouza, P. y del Valle, H. 1997. Génesis de pavimentos de desierto en el ambiente pedemontano del Bajo de la Suerte, noreste del Chubut extra-andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(2): 157-168.

Bouza, P., del Valle, H. e Imbellone, P. 1993. Micromorphological, physical, and chemical characteristics of soil crust types of the central Patagonia region, Argentina. *Arid Land Research and Management* 7(4): 355-368.

Cabrera, A. 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería. Editorial ACME (segunda edición). Tomo 2*: 1-85. Buenos Aires.

Conrad, O. 2002. Digitales Gelände-Modell (DiGeM) Terrain Analysis Software. <http://www.geogr.uni-goettingen.de/pg/saga/digem>.

Coque, R. 1960. L'évolution des versants en Tunisie présaharienne. *Zeitschrift für Geomorphologie* 1: 172-177.

Di Rienzo, J., Casanoves, F., Balzarini, M., González, L., Tablada, M. y Robledo, C. 2018. InfoStat versión 2018. Grupo InfoStat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina, URL: <http://www.infostat.com.ar>.

Drake, N. 1997. Recent aeolian origin of surficial gypsum crusts in southern Tunisia: geomorphological, archaeological and remote sensing evidence. *Earth Surface Processes and Landforms* 22: 641-656.

Evenari, M., Noy-Meir, I. y Goodall, D. 1985. Hot deserts and arid shrublands, 12A: 365 p. New York.

Flores, D., Ocaña, E. y Rodríguez, A. 2019. Relationships between landform properties and vegetation patterns in the Cerro Zonda Mt., Central Precordillera of San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 96, 102359.

Gile, L., Peterson, F. y Grossman, R. 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in deserts soils. *Soil Science*. 101(5): 347-360.

Gutiérrez Elorza, M. 2008. *Geomorfología*. Editorial Pearson educación S.A., 920 p. Madrid.

Heim, A. 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan, Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 7(1): 11-70.

Hirmas, D., Graham, R. y Kendrick, K. 2011. Soil-geomorphic significance of land surface characteristics in an arid mountain range, Mojave Desert, USA. *Catena* 87: 408-420.

Ingelmo, F., Cuadrado, S., Iban, A. y Hernandez, J. 1994. Hydric properties of some Spanish soils in relation to their rock fragment content: implications for runoff and vegetation. *Catena* 23 (1-2): 73-85.

Jester, W. y Klik, A. 2005. Soil surface roughness measurement - methods, applicability and surface representation. *Catena* 64: 174-192.

Kelly, J. 1962. *Geología de las sierras de Moquina y perspectivas petrolí-*

- feras, Dpto. de Jáchal, provincia de San Juan. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Gerencia de Exploración, (inédito), Buenos Aires.
- Köppen, W. 1936. Das geographische System der Klimate, En: Köppen, W. and Geiger, G. (eds) Handbuch der Klimatologie, Gebrüder, Borntraeger: 1-44, Berlin.
- León-Sobrino, C., Ramond, J., Maggs-Kölling, G. y Cowan, D. 2019. Nutrient acquisition, rather than stress response over diel cycles, drives microbial transcription in a hyper-arid Namib Desert soil. *Frontiers in Microbiology* 10: 1054.
- McAuliffe, J. 1994. Landscape evolution, soil formation, and ecological patterns and processes in Sonoran Desert bajadas. *Ecological Monographs* 64(2): 111-148.
- McDonald, E. 1994. The relative influences of climatic change, desert dust, and lithologic control on soil-geomorphic processes and soil hydrology of calcic soils formed on quaternary alluvial-fan deposits in the Mojave Desert, California. Ph.D. Diss. The University of New Mexico, Albuquerque.
- McDonald, E., Pierson, F., Flerchinger, G. y McFadden, L. 1996. Application of a soil-water balance model to evaluate the influence of Holocene climate change on calcic soils, Mojave Desert, California, USA, *Geoderma* 74(3): 167-192.
- McFadden, L., Ritter, J. y Wells, S. 1989. Use of multiparameter relative-age methods for age estimation and correlation of alluvial fan surfaces on a desert piedmont, eastern Mojave Desert, California. *Quaternary Research* 32(3): 276-290.
- McFadden, L., Wells, S. y Jercinovich, M. 1987. Influences of eolian and pedogenic processes on the origin and evolution of desert pavements. *Geology* 15(6): 504-508.
- Meadows, D., Young, M., y McDonald, E. 2008. Influence of relative surface age on hydraulic properties and infiltration on soils associated with desert pavements. *Catena* 72: 169-178.
- Moore, I., Grayson, R. y Ladson, A. 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes* 5: 3-30.
- Ocaña, R., Flores, D., Pittaluga, A. y Cortez, V. 2020. Aplicación de índices geomorfológicos, para el análisis del sistema erosivo fluvial de la cuenca Matagusanos, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77(1): 174-191.
- Ocaña, R., Flores, D., Ribas, Y. and Esper, M. 2022. V horizon development and factors associated in different geomorphological units of an arid-region alluvial fan. Pre-Andes of San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 118: 103980.
- Ocaña, R., Rodríguez, A., Flores, D. y Díaz, A. 2019. Caracterización del sistema pavimentos del desierto y horizontes de suelos, en el sector central de la provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76(2): 115-128.
- Ortiz, A. y Zambrano, J. 1981. La provincia geológica precordillera Oriental. 8° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 34-42. San Luis.
- Passera, C., Dalmasso, A. y Borsetto, O. 1983. Método de point quadrat modificado. En: Candia, R. y Braun, R. (eds), Taller sobre Arbustos Forrajeros de Zonas Áridas y Semiáridas: 71-79. Buenos Aires.
- Pelletier, J., Cline, M. y DeLong, S. 2007. Desert pavement dynamics: numerical modeling and field-based calibration. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group* 32(13): 1913-1927.
- Perucca, L. y Vargas, N. 2014. Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina. *Boletín de la sociedad geológica mexicana* 66: 291-304.
- Poblete, A. y Minetti, J. 1989. Los mesoclimas de San Juan. Primera y Segunda parte. Informe Técnico N° 11 del Centro de Investigación de San Juan (CISA). UNSJ. Boletín 4: 1-89. San Juan.
- Rajakaruna, N. 2018. Lessons on evolution from the study of edaphic specialization. *The Botanical Review* 84: 39-78.
- Rodríguez, A., Ocaña, E., Flores, D., Martínez, P. y Casas, A. 2021. Environment diagnosis for land-use planning based on a tectonic and multidimensional methodology. *Science of The Total Environment* 800: 149514.
- Rodríguez, A., Ocaña, E., Suvires, G., Martínez, P. y Leiva, F. 2018. Estructuras tectónicas en un valle árido y su potencial hídrico subterráneo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(3): 425-440.
- Ruhe, R. 1956. Geomorphic surfaces and the nature of soils. *Soil science* 82(6): 441-456.
- Schoeneberger, P., Wysocki, D., Benham, E. y Soil Survey Staff. 2012. Field book for describing and sampling soils, Version 3.0. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, 1-300. Lincoln.
- Serafini, R., Bustos, N. y Contreras, V. 1985. Geología de la Formación Lomas de Las Tapias (Nov. nom), Quebrada de Ullum, Provincia de San Juan. 1° Jornadas sobre Geología de Precordillera. Serie A: 77-82, Buenos Aires.
- Siame, L., Bellier, O., Sébrier, M., Boulès, D., Leturmy, P., Perez, M. y Araujo, M. 2002. Seismic hazard reappraisal from combined structural geology, geomorphology and cosmic ray exposure dating analyses; the Eastern Precordillera thrust system (NW Argentina). *Geophysical Journal International* 150(1): 241-260.
- Soil Survey Staff, 1975. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. Agriculture Handbook 1-436. Washington.
- Springer, M. 1958. Desert pavement and vesicular layer of some soils of the desert of the Lahontan Basin, Nevada. *Soil Science Society of America Proceedings* 22: 63-66.
- Strak, V., Dominguez, S., Petit, C., Meyer, B. y Loget, N. 2011. Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: Insights from experimental modeling. *Tectonophysics* 513: 1-19.
- Sunico, A., Bouza, P. y del Valle, H. 1996. Erosion of subsurface horizons in Northeastern Patagonia, Argentina. *Arid Soil Research and Rehabilitation* 10: 359-378.

- 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: 65-82.
- Turk, J. y Graham, R. 2011. Distribution and Properties of Vesicular Horizons in the Western United States. *Soil Science Society of America Journal* 75(4): 1449-1461.
- Valentín, C. 1994. Surface sealing as affected by various rock fragment covers in West-Africa. *Catena* 23: 87-97.
- Valentine, G. y Harrington, C. 2006. Clast size controls and longevity of Pleistocene desert pavements at Lathrop Wells and Red Cone volcanoes, southern Nevada. *Geology* 34(7): 533-536.
- Van Zuidam, R. 1976. Geomorphological development of the Zaragoza Region, Spain. Processes and land forms related to climatic changes in a large Mediterranean river basin. Tesis doctoral. 1-122. Holanda.
- Villarroel, C., Estévez, G., Ortiz, A., Ponce, D., Ocaña, E., Forte, A. y Gianni, R. 2018. Hidrogeología general de la cuenca subterránea de Matagusanos y sector del abanico aluvial de Talacasto, San Juan. 14° Congreso Latinoamericano de Hidrogeología, Volumen 2: 259-266. Salta.
- Wang, X., Cai, D., Zhu, B., Lou, J., Li, D., Zhang, Chen, S., Xu, Y., Cai, W., Su, L. y Che, H. 2020. Dust-sized fractions from dustfall and physical weathering in the Gobi Desert. *Aeolian Research* 43: 100565.
- Watson, A. 1985. Structure, chemistry and origins of gypsum crusts in southern Tunisia and the central Namib Desert. *Sedimentology* 32: 855-875.
- Wells, S., McFadden, L., Dohrenwend, B., Turrin, B., Mahrer, K. 1985. Late Cenozoic landscape evolution of lava flow surfaces of the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin* 96: 1518-1529.
- Wood, Y., Graham, R. y Wells, S. 2005. Surface control of desert pavement pedologic process and landscape function, Cima Volcanic field, Mojave Desert, California. *Catena* 59(2): 205-230.