

Caracterización del sistema pavimentos del desierto y horizontes de suelos, en el sector central de la provincia de San Juan

Raúl Emmanuel OCAÑA¹, Aixa Ines RODRÍGUEZ², Daniel German FLORES¹ y Andrea Alejandra DIAZ³

¹CONICET-CIGEOBIO. Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Instituto de Geología: Gabinete de Geología Ambiental.

²CONICET. Universidad Nacional de San Juan. Instituto Geofísico-Sismológico Volponi. Instituto de Geología: Gabinete de Geología Ambiental.

³Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ingeniería. Instituto de Investigaciones Mineras. Gabinete de Ensayos Normalizados.

Email: emma_geol@hotmail.com

Editor: Alfonsina Tripaldi

RESUMEN

Este trabajo presenta un análisis del sistema pavimento del desierto y los horizontes de suelos, vinculados a sectores pedemontanos de una región árida del centro-oeste argentino. Se exponen los resultados del estudio realizado en dos regiones, en los piedemontes de la sierra Villicum y la sierra Pie de Palo. Estas dos zonas morfogenéticamente distintas fueron seleccionadas a partir de un mapa geomorfológico. En cada uno de los cuatro sitios seleccionados, se realizaron tres ensayos que consistieron en: 1- medición de la profundidad de infiltración de agua, 2- descripción de la cubierta detrítica, 3- análisis de perfiles de suelos representativos y 4- muestreo para determinaciones de propiedades fisicoquímicas. En tres de los perfiles se encontraron horizontes vesiculares, los cuales se asocian a suelos del Orden Entisol, mientras que el restante pertenece al Orden Aridisol. El mayor desarrollo de horizonte vesicular se asocia a superficies geomorfológicas antiguas ubicadas topográficamente en sectores elevados, con un porcentaje de concentración de arcillas alto (20 %) y menor profundidad de infiltración de agua (1 cm). Los pavimentos del desierto del piedemonte de Villicum son más homogéneos en cuanto al área de las gravas que lo componen ($\bar{x}=1,59 \text{ cm}^2$; $\sigma=3,25$) respecto al piedemonte en la sierra Pie de Palo ($\bar{x}=2,61 \text{ cm}^2$; $\sigma=7,69$). En la relación pavimento-horizontes subyacentes un alto porcentaje de cobertura de roca del pavimento (>90 %) ocasiona una disminución en el área de las vesículas y una alta relación vesícula/área total del horizonte superficial.

Palabras clave: *Clima árido, horizonte vesicular, gypsicreta, suelos de San Juan.*

ABSTRACT

Characterization of desert pavement systems and soil horizons, in the central sector of the San Juan province.

This paper presents an analysis of the desert pavement system and the soil horizons, linked to piedmont sectors of an arid region of the center-west of Argentina. We expose the results of the study carried out in two regions, in piedmonts of the Villicum and Pie de Palo mountain range. These two morphogenetically different zones were selected from a geomorphological map. In each of four selected sites, three essay were made: 1- the measurement of the water infiltration depth, 2- description of the detrital cover, 3- analysis of representative soil profile and 4- sampling to establish physicochemical properties. Vesicular horizons were found in three of the profiles, which are associated with soils of the Entisol Order, while the remaining belongs to the Aridisol Order. The greater development of the vesicular horizon relates to ancient geomorphological surfaces located topographically in high sectors, with a high concentration percentage of clays (20 %) and a lower depth of water infiltration (1 cm). The desert pavements of the Villicum piedmont are more homogeneous in terms of the area of the gravel that compose it ($\bar{x}=1.59 \text{ cm}^2$, $\sigma=3.25$) compared to the piedmont in the Pie de Palo mountain range ($\bar{x}=2.61 \text{ cm}^2$, $\sigma=7.69$). In the underlying pavement-horizons relationship, a high percentage of pavement rock cover (> 90 %) causes a decrease in the size of the vesicles and a high vesicle / total area of the superficial horizon.

Keywords: *Arid climate, vesicular horizon, gypsicrete, San Juan soils.*

INTRODUCCIÓN

La distribución climática actual de Sudamérica se define, entre otros factores, por la topografía de los Andes. El levantamiento cenozoico de la Cordillera de los Andes determinó un nuevo patrón de circulación, lo que dio como resultado un régimen climático árido a semiárido (Ehlers y Poulsen 2009). La zona de estudio se ubica en la ladera oriental de los Andes Centrales, en la provincia de San Juan (centro-oeste argentino). La misma está en su mayor parte incluida en la Diagonal árida (de Martonne 1935), franja de escasas lluvias que atraviesa sesgadamente el continente, desde el norte de Perú hasta las costas patagónicas.

Principalmente en los piedemontes y depresiones intermontanas que conforman el relieve del área estudiada en la provincia de San Juan (Flores *et al.* 2017, Suvires *et al.* 2017, Ocaña *et al.* 2017) se desarrollan pavimentos del desierto, que corresponden a depósitos detríticos (*regs*) alóctonos o autóctonos, con materiales parentales procedentes de sectores lejanos o proximales, respectivamente. Estas formaciones superficiales integradas por fragmentos rocosos, angulosos o redondeados, englobados en una matriz de material más fino de tamaño arena, limo y arcilla, se desarrollan sobre antiguos abanicos aluviales, terrazas, niveles de pedimentos o glaciares y sobre laderas (Mabbutt 1965). Se conocen como gibber en Australia, *hamada*, *reg* y *serir* en el Sahara (Mabbutt 1977). Los pavimentos del desierto y sus suelos expresan una asociación compleja de relieve y de elementos hidrológicos influidos por sus características superficiales (Wood *et al.* 2005). Además, tienen un importante rol en la dinámica de los procesos geomórficos, hidrológicos, edáficos y ecológicos (McFadden *et al.* 1998, Sarmast *et al.* 2017).

Debajo de los pavimentos del desierto se desarrollan horizontes de suelos vesiculares de estructura laminar (Av) (Springer 1958), confiriéndole principalmente a la porción superior del suelo ciertas propiedades hidráulicas, que modifican los mecanismos de infiltración y escurrimiento (Meadows *et al.* 2008). Los horizontes Av construidos en los ambientes de pavimentos del desierto señalan una evolución pe-

dogénica a lo largo del tiempo geológico (Springer 1958). Estudios llevados a cabo durante las últimas décadas demuestran que los horizontes Av se desarrollan mediante la adición de material eólico sobre la superficie del suelo y ciclos de humedecimiento-secado, que causan el crecimiento de poros vesiculares y posterior colapso de los poros para formar una estructura laminar (Miller 1971, Nettleton y Peterson 1983, Figueira y Stoops 1983, Turk *et al.* 2011). En Argentina, estudios anteriores vincularon el desarrollo de horizontes Av con Aridisoles de clima árido en la Puna y Patagonia (Figueira 1984, Bouza *et al.* 1993).

En este estudio se analizan dos zonas morfogénicamente diferentes para establecer una caracterización del sistema pavimento del desierto-suelos infrayacentes y determinar cómo son las condiciones de infiltración de agua sobre superficies geomorfológicas seleccionadas.

Ubicación del área de estudio

Se analizan dos sectores de estudio en

la depresión tectónica de Tulum, uno correspondiente al sur de la sierra Villicum (542000 m E – 6527000 m S, 750 m s.n.m.; zona I, Fig. 1) y el otro al sur de la sierra Pie de Palo (593000 m E – 6488000 m S, 830 m s.n.m.; zona II, Fig. 1). La depresión tectónica de Tulum se encuentra limitada al oeste por las provincias geológicas de Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano 1981) y por el este, sierras Pampeanas Occidentales (Camino 1979) y depresión del río Bermejo, con alturas topográficas entre los 560 y 3100 m s.n.m. Estas depresiones tectónicas plio-pleistocenas están rellenas por cientos de metros de sedimentos cuaternarios que cubren rocas de edad neógena o paleozoica (Rodríguez *et al.* 2018).

La provincia de San Juan presenta un clima árido (Le Houérou 1999). Poblete y Minetti (1989), utilizan la clasificación climática de Köppen (1938), basada en temperaturas medias y precipitaciones mensuales, para clasificar a la provincia como de régimen seco de desierto (BW). Más específicamente en las zonas de trabajo

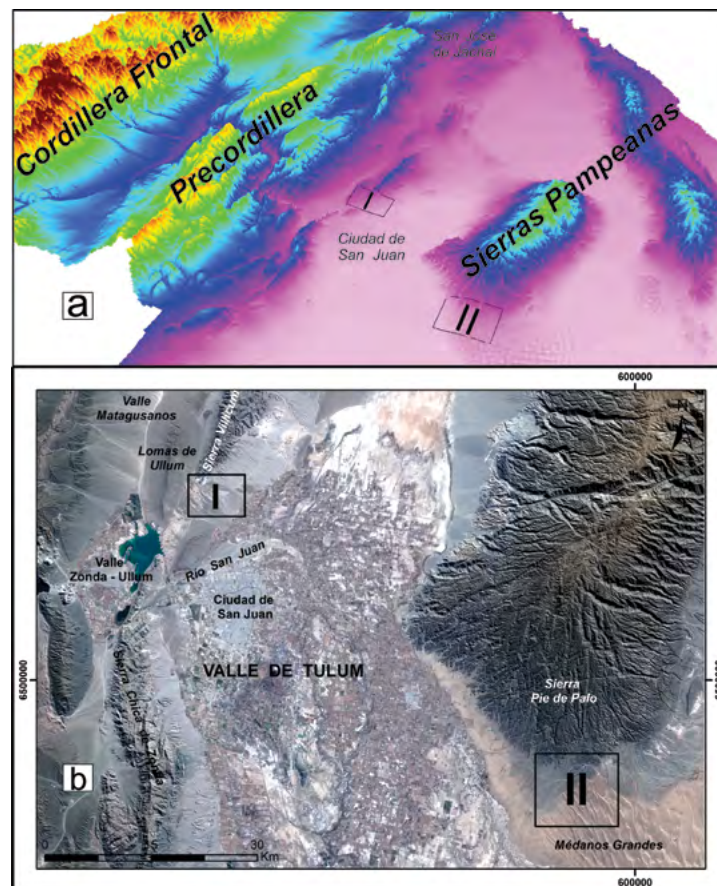


Figura 1. Localización de las zonas de estudio en el sector centro-sur de la provincia de San Juan. a) Modelo Digital de Elevación con las principales unidades morfoestructurales del centro-oeste de Argentina; b) Imagen satelital del sector en donde se desarrolla el valle de Tulum y ubicación de la Zona I (borde oriental de la Precordillera) y la zona II (sector occidental de las Sierras Pampeanas).

se distinguen dos regímenes climáticos, con dos subvariedades que son: seco desértico frío (Bwwka), donde la temperatura del mes más cálido es mayor a 22° C y se ubica entre los 600 a 1800 m s.n.m., incluyendo los principales valles de la provincia como el Tulum y la faja de Precordillera Oriental. La otra subvariedad es seco desértico frío (Bwwkb), en la cual la temperatura del mes más cálido es menor a 22° C, la bajada pedemontana de la sierra Pie de Palo está caracterizada por este clima. La dirección predominante del viento es desde el cuadrante sur y sureste, aunque ocasionalmente durante los meses de agosto-septiembre y bajo determinadas condiciones atmosféricas, se produce una rotación de los vientos al oeste (viento Zonda) y norte que se caracterizan por su extrema sequedad y elevada temperatura. Respecto a las precipitaciones, totalizan en promedio unos 90 mm/año. La temperatura media en el Valle de Tulum de 17,5° C (Estación INTA, Pocito), siendo la máxima y mínima absoluta de 45°C y -6,8°C, respectivamente, con un período medio libre de heladas de 262 días que se extiende desde principios de octubre a fines de mayo.

Marco Geológico - Geomorfológico

El territorio sanjuanino tiene una sucesión de cordones montañosos y depresiones intermontanas longitudinales elongadas en sentido norte-sur (Aparicio 1966), que se originaron mediante un régimen tectónico compresivo (Cristallini y Ramos 2000). Los ríos permanentes San Juan y Jáchal, antecedentes al levantamiento de Precordillera, desarrollaron en el Pleistoceno Medio-Tardío extensos abanicos aluviales (megafans) y planicies aluviales (Suvires 2000). En el Pleistoceno Tardío-Holoceno temprano, parte de esos relieves han sido cubiertos por dunas y mantos eólicos, originando planicies mixtas fluvio-eólicas. Los relieves más bajos, planos o cóncavos, son ocupados por barreales y salinas entre 550 y 600 m s.n.m. Se elevan por encima de las planicies fluviales y barreales, espesos y grandes depósitos de dunas como mares de arena (Médanos Grandes que cubren superficies de 2400 km²) (Triplaldi 2002). El relieve de la provincia de San Juan

está afectado por procesos neotectónicos (Suvires 2004, Perucca y Vargas 2014), los cuales elevan los depósitos de edad cuaternaria y exponen rocas sedimentarias de edad neógena, y que de acuerdo a su propia naturaleza son erosionadas con relativa facilidad al quedar expuestas en superficie por la acción hídrica principalmente (Ocaña *et al.* 2016).

La Precordillera se caracteriza por presentar una variada morfología de neto control estructural, distinguiéndose en ella tres ámbitos morfológicos coincidentes con estilos estructurales que dan lugar a la separación de Precordillera Oriental, Central y Occidental (Ortiz y Zambrano 1981). La Precordillera Oriental, corresponde a un bloque con vergencia occidental, la misma estructura que caracteriza a Sierras Pampeanas (Baldis *et al.* 1982, Jordan *et al.* 1993, Zapata y Allmendiger 1996). Sierras Pampeanas Occidentales, en el área de estudio está representada por las sierras: Pie de Palo, Valle Fértil, La Huerta, entre otras, que cuentan con basamento metamórfico precámbrico.

La Precordillera Oriental está representada principalmente por afloramientos de rocas carbonáticas (Borello 1965, Bordonaro 1980) compuestas por calizas y dolomías correspondientes a las Formaciones La Laja, Zonda, La Flecha, La Silla y San Juan, las cuales fueron depositadas en forma continua durante el intervalo de tiempo que va desde el Cámbrico temprano hasta el Ordovícico temprano. Hacia el techo se produce un pasaje a lutitas negras de la Formación Gualcamayo de edad Llanvirniana (Peralta 1993) y sobre ella se apoyan en discordancia erosiva los conglomerados basales, areniscas y pelitas turbidíticas de la Formación La Canteira (Baldis *et al.* 1982). La Formación Don Braulio (Hirnantiano) está conformado en su base por diamictitas glacial-marinas y hacia el techo hay areniscas y oolitas ferríferas (Peralta 1993). Las secuencias estratigráficas continentales están representadas por limolitas, areniscas y conglomerados de la Formación Lomas de Las Tapias (Serafini *et al.* 1986), y se encuentran principalmente en las lomas de Ullum y las Tapias. Finalmente, en discordancia angular sobre los afloramientos neógenos se disponen sedimentos sueltos polimícticos y heterométricos de calizas, dolomías,

riolitas, cuarzo, etc, de espesor variable. En el extremo sur de las sierras pampeanas noroccidentales (Caminos 1979), sur de Pie de Palo, se reconocen principalmente dos grupos de unidades geológicas. El primero está conformado por una secuencia metamórfica de grado bajo a medio entre las que se destacan meta-sedimentos calcáreos, cuarcíticos y anfíbolitas, derivadas de rocas sedimentarias con intrusiones ígneas, débilmente migmatizadas y sobre ellas se han emplazado cuerpos graníticos y rocas filonianas (Dalla Salda y Varela 1984). La edad de esta secuencia es precámbrica con intrusiones paleozoicas. Por otro lado, el segundo grupo corresponde a una secuencia neógena compuesta por la Formación Niquizanga (Dalla Salda y Varela 1981), la cual está integrada por areniscas, limolitas, arcilitas y yeso-halita y se apoya en forma discordante sobre el basamento metamórfico. Por encima de esta unidad y en contacto concordante, se encuentran los conglomerados, areniscas y limolitas de la Formación Río del Camperito (Cuerda *et al.* 1983). En discordancia angular sobre los depósitos neógenos se dispone la cubierta cuaternaria, conformada por cuarcitas, anfíbolitas, gneis, etc. (Ramos y Vujovich 1995).

METODOLOGÍA

Se realizó una delimitación de las unidades geomorfológicas mediante el análisis de imágenes satelitales Sentinel 2A (Cuadro 1), empleando Sistemas de Información Geográfica y clasificando el relieve según su génesis y actividad de procesos geomórficos en cada unidad de relieve. Para llevar a cabo el análisis del sistema pavimento del desierto-suelos y ensayo de infiltración, se seleccionaron superficies geomorfológicas de distintas edades relativas con materiales genéticamente diferentes. Es por ello que se eligieron distintas áreas de depósitos no consolidados. Por un lado, el piedemonte oriental de la sierra Villicum (fragmentos de rocas sedimentarias), y por el otro el piedemonte meridional de la sierra Pie de Palo (fragmentos de rocas metamórficas). Las zonas elegidas no presentan modificaciones antrópicas.

CUADRO 1. Descripción de imágenes satelitales Sentinel 2A utilizadas para el mapeo geomorfológico.

Imagen satelital o Modelo digital de elevación empleado	Fecha de adquisición	Características			
		Bandas o combinación de bandas	Tamaño de pixel (m)	Proceso realizado	Especificaciones
Se utilizaron 2 imágenes satelitales Sentinel 2A, debido a que una sola no cubre el área de trabajo propuesta.	25/7/2017	Se combinaron las bandas 432 para realizar una imagen de color real.	10x10 para las bandas usadas (RGB).	Unión de las imágenes satelitales mediante el software Arcgis 10.2. Sobre este archivo ráster se le superponen capas vectoriales.	La superficie de cada imagen es de 100x100 km ² . N°filas: 10980, N°columnas: 10980. Tomada el 25 de julio del 2017 a las 14:27:51 hs. Cobertura nubosa del 1.26%. Ángulo zenit: 58,2° y Ángulo azimut: 32,9° Dirección de la órbita de detección: descendente
S2A_MSIL1C_20170725T142751_N0205_R053_T19HEE_20170725T143854.					
S2A_MSIL1C_20170725T142751_N0205_R053_T19JEF_20170725T143854.					

Trabajo de campo

En cada una de las zonas elegidas (I y II, Fig. 1), se realizaron descripciones detalladas de la capa superficial de las geoformas mediante el análisis de los fragmentos rocosos que conforman los pavimentos del desierto. Se estableció como referencia una superficie de 0,25 m² (50 cm x 50 cm), en la que se determinó para las gravas: cantidad, distribución, tamaño, área, circularidad, forma y porcentaje del barniz del desierto sobre ellas. En esta etapa se realizó la primera caracterización de las gravas del pavimento del desierto, describiendo tamaño y litología. Con el área medida de las gravas, se calculó el área cubierta por las mismas en el sector de estudio (0,25 m²).

Posteriormente se hicieron observaciones y descripciones morfológicas de perfiles edáficos (metodología de Schoeneberger *et al.* 2012) de los primeros 50 cm, ya que, según McFadden *et al.* (1987), esta profundidad de observación es la apropiada para proporcionar evidencias de procesos pedogenéticos relacionados con pavimentos del desierto. Durante estas tareas se determinaron algunas propiedades del suelo como: estructura, presencia de carbonatos y raíces. Luego en cada sitio de muestreo, se recolectaron 4 muestras de suelo por cada perfil edáfico para ser analizadas en laboratorio. Además, se estimó la cobertura de la vegetación mediante el método Point Quadrat Modificado (Passera *et al.* 1983) sobre transectas de 100 m de longitud ubicadas en las inmediaciones de las calicatas.

La simulación de lluvia fue el método usa-

do para determinar la profundidad de infiltración, ya que en esta región árida los suelos contienen gran proporción de fragmentos rocosos, lo cual dificulta la instalación de otros instrumentos. Sobre cada uno de los sitios seleccionados, se llevaron a cabo 3 ensayos de infiltración. Cada una de estas pruebas realizadas estuvo separada 30 m entre sí, debido a que la heterogeneidad de la superficie cuaternaria es alta. Luego se obtuvo un valor promedio de las mediciones obtenidas. Se usó una cantidad estándar de 8 litros de agua para el ensayo, los que se esparcieron en un área de 0,20 m². El tiempo cero es el instante en el cual se comienza el ensayo y en ninguno de los casos el tiempo de vertido de agua supera los 3'. Posteriormente se mide el área mojada superficial y se toma el tiempo cuando el agua de la superficie se infiltra en su totalidad quedando sin charcos. Finalmente, una vez transcurridos 10' se verifica cual fue la profundidad de infiltración en el suelo. Este ensayo fue propuesto por los autores para tener una visión del comportamiento del agua en distintas condiciones de pendiente superficial, cobertura vegetal, textura del horizonte Av y morfología de las vesículas.

Ensayos de laboratorio

Las muestras correspondientes a cada horizonte que integran los perfiles de suelos fueron secadas al aire y pesadas. Posteriormente se tamizaron en húmedo, separándola de la fracción mayor de 2 mm (gravas). Las fracciones menores a 2 mm fueron usadas para las determinaciones

analíticas. En primera instancia, mediante separación mecánica con tamiz de malla 200 (74 µm, serie ASTM) se separaron las arenas de los finos de cada muestra. Luego las fracciones menores a 74 µm, fueron analizadas mediante el equipo Sedigraph III para determinar el porcentaje de limos y de arcillas. Este equipo determina cuantitativamente el diámetro esférico equivalente de las partículas menores a 80 µm, limo-arcillosas. Un dato necesario para emplear este instrumento es conocer la densidad absoluta, la cual se estableció por medio de un picnómetro, obteniendo un valor de 2,68 gr/cm³.

El pH y la conductividad eléctrica (CE, µS/cm) para cada horizonte de suelo fue determinado usando una relación de suelo:agua 1:12. Los colores de las muestras fueron tomados en seco, por comparación con la tabla de colores de Munsell.

El software *ImageJ* fue utilizado para el análisis morfométrico de fotografías de alta resolución. Se trabajó cada imagen con diferentes herramientas, entre ellos los procesos *find edge*, *shadows*, *sharpen*, entre otros. Este software se usó en dos etapas. La primera fue sobre las fotografías de un sector superficial de los pavimentos en un área de 0,25 m², para cada uno de los cuatro sitios de trabajo. Para ello, mediante el uso del programa se abre una imagen y se aplican procesos para determinar la media (\bar{x}) y la desviación estándar (σ) del área y la circularidad de las gravas. La redondez es una expresión del grado de agudeza de las aristas y ángulos de las gravas que conforman el pavimento, lo que se obtiene midiendo los

tres ejes de las gravas (a-b, b-c y c-a) y promediando los valores obtenidos para luego clasificar el grado de redondez. En las descripciones de campo se clasificaron las gravas mediante tablas comparativas de redondez gráfica de partículas (Powers 1953). Además, trabajamos mediante fotografías de las superficies, lo cual imposibilita determinar redondez de modo cuantitativo, pero no así conocer la proyección de las gravas en un plano y establecer su circularidad, la cual se calcula mediante la relación de su área y perímetro usando la ecuación de Miller (1953), que es una medida del grado de semejanza a un círculo. Los valores de circularidad fluctúan entre 0 (forma alargada) y 1 (circular).

En la segunda etapa, mediante fotografías de muestras de *peds* del horizonte Av, se realizó el conteo y descripción de vesículas a través del mismo software. Cabe aclarar que en el sitio 4 no se encontró el horizonte Av (sobre el glacis cubierto de Pie de Palo), por lo tanto no se realizó este procedimiento. Se limpiaron 3 *peds* (área promedio de 12 cm²) de cada sitio de muestreo para quitar el polvo suelto que recubre las vesículas y lograr una observación más óptima en planta y perfil de los *peds*. Se trabajó cada imagen con diferentes herramientas, lo que permitió detectar vesículas con claridad, fisuras, clastos pequeños en el ped y algunas deflexiones en la dirección de las vesículas en perfil. Sobre cada fotografía se generó una grilla regular con el área de cada cuadrícula correspondiente a 200 mm². En cada cuadrícula se llevó a cabo un conteo vesicular para estudiar su distribución. Finalmente, sobre el total de las vesículas marcadas se usaron las herramientas de medida y análisis del software, para obtener la media (\bar{x}) y desviación estándar (σ) de los siguientes parámetros: área y perímetro de cada vesícula, relación de circularidad de cada vesícula y relación área de vesículas/área total del *ped*.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Relieves

Zona I: Las unidades morfo genéticas y morfodinámicas identificadas en la zona I (Fig. 2), corresponden a tres principales

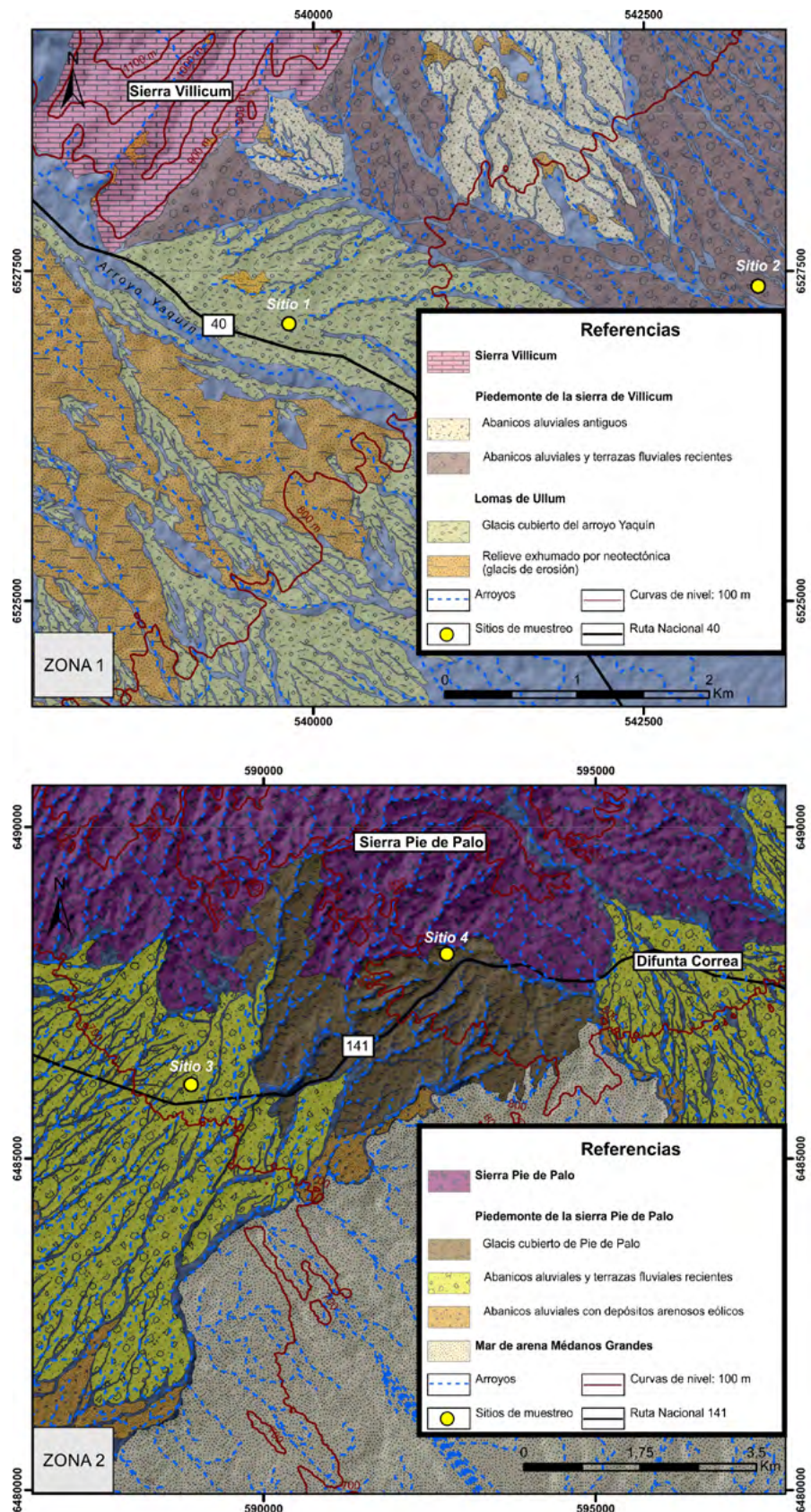


Figura 2. Mapas de unidades morfo genéticas y morfodinámicas. I. Zona de Villicum, II. Zona de Pie de Palo.

unidades de relieves: 1-sierra Villicum, unidad montañosa integrante del sistema morfoestructural de Precordillera Oriental; 2- unidad pedemontana y 3- Lomas de Ullum.

La sierra Villicum es una unidad montañosa constituida principalmente por rocas calizas del Paleozoico Inferior. Es limitada en su borde occidental por el sistema de fallamiento inverso denominado Villicum-Zonda, de gran longitud, que recorre de norte a sur diferentes depresiones tectónicas. (Baldis *et al.* 1982).

Dentro de la unidad de piedemonte se identifican tres elementos del relieve por su dinámica, actividad de procesos geomórficos y por su edad relativa. Ellos son: a) abanicos aluviales antiguos, b) abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes (con evidencias de procesos fluviales erosivos) y c) glacis cubierto antiguo (aparentemente sin presencia de procesos exógenos erosivos). Los últimos dos se extienden desde aproximadamente los 900 m s.n.m. hasta menos de los 800 m s.n.m., son de poca extensión, conformados por fragmentos de caliza y pedernal. En cambio, los glacis cubiertos están compuestos por riolitas, grauvacas, calizas y cuarzo, dispuestos en discordancia angular sobre afloramientos buzantes al E de rocas sedimentarias de edad neógena.

Las Lomas de Ullum, son relieves de altura intermedia entre la sierra Villicum y los niveles de base de erosión actual, que se elevan hasta aproximadamente los 1250 m s.n.m. Hacia la parte oriental de estas lomas se encuentran el nivel de glacis cubierto del arroyo Yaquín. El abanico aluvial que se sobrepone a las sedimentitas neógenas está desconectado de su cuenca original por la actividad tectónica regional y neotectónica (Siame *et al.* 2002, Siame *et al.* 2006, Perucca *et al.* 2013, Meigs *et al.* 2006).

Finalmente, otra unidad de relieve destacable en el terreno corresponde a relictos de los niveles de glacis de erosión denominados en la zona I de la figura 2 como, relieves exhumados por la actividad neotectónica. Estos relieves son el resultado de la exhumación de las sedimentitas neógenas, rosadas, infrayacentes a depósitos clásticos cuaternarios grisáceos, por efecto de las distintas fallas inversas y activas que cruzan la zona y que las elevan a la

superficie. La erosión actúa sobre ellas en forma diferencial resultando relieves erosivos y en partes bad-lands.

Zona II: Las unidades morfogenéticas y morfodinámicas identificadas en la zona II (Fig. 2), corresponden a tres unidades principales de relieves: 1-Sierra Pie de Palo, unidad montañosa, (Sierras Pampeanas Occidentales); 2- Piedemonte o planicie aluvial pedemontana de la sierra Pie de Palo y 3- Los Médanos Grandes, conjunto de dunas y paleodunas.

La sierra Pie de Palo alcanza una altura máxima de 3162 m s.n.m. Es un bloque serrano de 80 km de longitud por aproximadamente 30 km de ancho, integrado por rocas metamórficas precámbricas-paleozoico inferior. Está limitado en su borde occidental por el sistema de fallamiento inverso Tulum, de gran longitud, que atraviesa longitudinalmente el valle homónimo (Zambrano y Suvires 2008).

Dentro del piedemonte de Pie de Palo se diferenciaron tres unidades del relieve por su dinámica y actividad de procesos así como por edad que corresponde a: a) glacis cubierto antiguo (sin presencia de procesos exógenos erosivos), b) abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes (con evidencias de procesos fluviales erosivos) y c) abanicos aluviales distales cubiertos por depósitos de arenas eólicas y por pequeñas dunas provenientes del avance del sistema eólico de Médanos Grandes hacia el N-NO. Estas tres unidades se desarrollan entre aproximadamente 800 a 600 m s.n.m. El mar de arena Médanos Grandes es un conjunto de grandes paleodunas pleistocenas y pequeñas dunas actuales que ocupan una superficie superior a los 2400 km² (Tripaldi 2002).

Pavimentos de Desierto (PD)

Los pavimentos del desierto se destacan en terreno o imágenes satelitales, por su coloración más oscura producto del barniz del desierto que cubre a los fragmentos rocosos. En las áreas analizadas las cubiertas detríticas presentan variaciones en el arreglo, litología, forma y tamaño de los fragmentos, como así también en los horizontes de suelos infrayacentes (Cuadro 2). La neotectónica produce cambios topográficos y en la morfodinámica local y regional, dejando niveles de diferentes relieves abandonados y a veces más

elevados que el resto, con una mayor exposición superficial (Zambrano y Suvires 2008, Siame *et al.* 2015). En estos se encuentran los pavimentos con cubiertas de barniz bien desarrolladas que cubren en más de un 70% la superficie de fragmentos y horizontes Av de hasta 5 cm de espesor.

La litología de los pavimentos del desierto pedemontanos de la zona I están conformados por rodados de rocas ígneas volcánicas y sedimentarias, correspondientes al glacis cubierto del arroyo Yaquín (Fig. 3a) y a un sector del piedemonte oriental de la sierra Villicum (Fig. 3d). Por su parte, los pavimentos de la zona II son gravas y bloques de esquistos, gneises, anfíbolitas, cuarzo, en un depósito aluvial potente de edad cuaternaria que cubren el piedemonte (Fig. 3g) o rocas sedimentarias rosadas de edad neógena (glacis cubierto, Fig. 3j).

En los pavimentos de Pie de Palo, en ocasiones se presentan gravas verticales, semienterradas. Estos procesos que exponen gravas en superficie, pasando a través de la zona de grano fino, son favorecidos por episodios estacionales de congelamiento del suelo (junio-septiembre) y por el desarrollo de grietas verticales profundas (Bouza y del Valle 1997, McFadden *et al.* 1998) (Fig. 3i).

Los PD 1 y PD 2, corresponden a pavimentos del desierto de los sitios 1 y 2, ubicados en el piedemonte de la sierra Villicum. Estos lugares tienen cobertura de vegetación de 4,9 % y 7,3 % respectivamente y las superficies están cubiertas con más del 92 % por gravas y bloques. Estos porcentajes son notablemente diferentes para los sitios 3 y 4 del piedemonte de Pie de Palo (PD 3 y PD 4), debido a que la cobertura de vegetación es de 28,7 % y 38 % y la cobertura de gravas es de 72,3 % y 62 % respectivamente.

En el PD 1 predominan gravas subredondeadas con tamaños de hasta 10 cm, con alto grado de empaquetamiento y cobertura de barniz del desierto, lo que hace que sea fácilmente diferenciable del resto de los pavimentos del desierto. En la superficie analizada (0,25 m²) se identificaron 1201 clastos y sus áreas varían entre 0,04 cm² y 56,5 cm², con una media de 1,59 por cm². La circularidad media es de 0,74 (Fig. 4a).

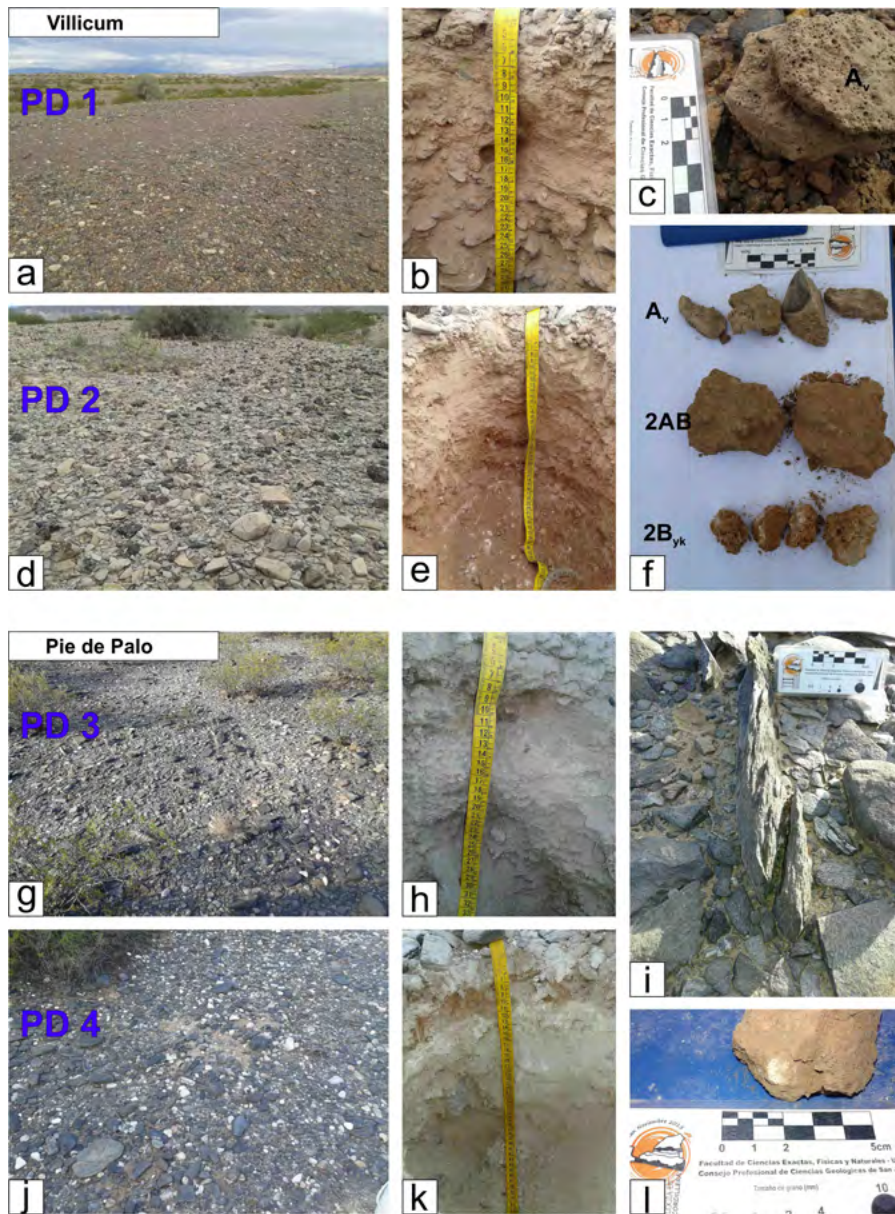


Figura 3. Características de los pavimentos de desierto, horizontes Av de suelos y barnices de desierto en las zonas de estudio (Villicum y Pie de Palo). PD 1: Glacis cubierto del arroyo Yaquín, a) Pavimento de desierto; b) Perfil de suelo; c) *Peds* del horizonte Av. PD2: Abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes del piedemonte de la sierra Villicum; d) Pavimento de desierto; e) Perfil de suelo; f) *Peds* del horizonte Av y horizonte gypsic. PD3: Abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes del piedemonte de la sierra Pie de Palo, g) Pavimento de desierto; h) Perfil de suelo; i) Procesos de ascenso vertical de gravas desde el perfil de suelo. PD4: Glacis cubierto de la sierra Pie de Palo, j) Pavimento de desierto; k) Perfil de suelo; l) Nódulos carbonaticos en *Peds* del horizonte A

422 fragmentos de formas subredondeadas (circularidad media = 0,75), estos son los más grandes respecto a los demás con un área máxima de 101,6 cm² y media de 3,8 por cm² (Fig. 4d).

Perfiles de suelos

En general, los perfiles de suelos analizados se caracterizan por poseer un horizonte superior Av por debajo de los pavimentos descritos con anterioridad. Los Av son horizontes minerales maestros (Turk *et al.* 2011) de suelos áridos con aporte de polvo eólico (Anderson *et al.* 2002). Los suelos evolucionan sobre 4 superficies geomórficas de distinta litología (aluvial-coluvial) con predominancia de gravas y bloques. La adición de material eólico transportado y depositado sobre el suelo desarrolla el horizonte Av.

En cuanto a su textura, los horizontes Av muestran un predominio textural franco limoso de colores pardos-rosados cerca de la superficie (Fig. 3b, 3e, 3h y 3k), inmediatamente por debajo del pavimento del desierto, aumentando a texturas arenosas francas cuando incrementa la profundidad (Cuadro 2). Presentan estructura laminar, que a diferencia de los horizontes B, presentan estructuras blocosas moderadas y fuertes (Fig. 3f y l), favorecidas por el proceso de iluviación.

Los suelos S1, S2 y S3 son Entisoles, en donde los horizontes Av presentan alto porcentajes de limo (más del 45 %), pero en profundidad al pasar a los horizontes infrayacentes, aumenta considerablemente el porcentaje de arena a más del 80 %. Esto indica procesos pedogenéticos de ganancia por adición de arena fina eólica. Los suelos 1 y 2 (Glacis cubierto del arroyo Yaquín y Abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes, Zona I) presentan características similares entre sí, como son: la presencia de carbonato de calcio pulverulento y en pequeños nódulos de consistencia débil, en ocasiones vinculados a raíces finas. Los agregados cristalinos de yeso, tienen consistencia fuerte y aparece a profundidades mayores a los 40 cm acompañado con carbonato de calcio en menor proporción (Fig. 3b y e). El suelo 1 tiene la particularidad de tener horizontes con predominancia de gravas (2c y 3c) en donde precipita yeso y carbonato (*pendants*).

El PD 2 generalmente tiene menos empaquetamiento y cantidad de gravas que en PD 1, la longitud es de hasta 15 cm, aunque en ocasiones los bloques superan los 25 cm y están cubiertos por biocostras fácilmente distinguibles en las tonalidades claras típicas de las rocas carbonáticas. El área media de las gravas es de 3,77 por cm² y la circularidad media es de 0,7, siendo relativamente las más angulosas (Fig. 4b).

Los fragmentos rocosos de los PD 3 y PD 4 presentan menor empaquetamiento y cobertura rocosa que en Villicum y mayor heterogeneidad de tamaño. En ocasiones pueden estar incrustados en el suelo, pero generalmente están libres sobre la superficie. En PD 3 la cantidad de gravas es de 627, el área máxima detectada es de 91 cm² y la media es 2,6 por cm². La circularidad es de 0,75 que caracterizan formas subredondeadas (Fig. 4c). En PD 4, hay

El suelo 3 (Abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes), posee 4 cm de espesor del horizonte Av, de estructura laminar gruesa, con grado de desarrollo moderado (Fig. 3h). Los horizontes inferiores contienen pocas gravas angulosas finas y estructura en bloques subangulares con presencia de nódulos calcíticos de hasta 3 cm. Las raíces finas y yeso pulverulento se localizan en los límites de los horizontes. El suelo 4 (Fig. 3k), se ubica sobre una de las superficies geomorfológicas más antiguas (glacis cubierto de Pie de Palo), el perfil presenta un horizonte A de 5 cm de espesor en superficie, con escasos nódulos carbonáticos de consistencia débil y subsuperficialmente continúan horizontes gypsicos y petrogypsicos (2B_{ym}), con estructura laminar muy gruesa y fuerte grado de desarrollo. Los horizontes gypsicos contienen muy pocas gravas con revestimiento completo de yeso y en los petrogypsicos hay ausencia de gravas (Cuadro 2).

Las vesículas de los horizontes Av analizadas en este trabajo no están conectadas, tienen en sus paredes rasgos de iluviación argílica y sus formas son esféricas o cilíndricas. En un corte vertical tienen diámetro máximo de 6 mm de ancho y 2 mm de profundidad (Fig. 5a). La mayoría se observan vacías y solo algunas fueron rellenas por la precipitación de sulfatos a través del tiempo.

La comparación entre los perfiles de suelos S1 y S2 de la zona I, muestran diferencias significativas en cuanto al espesor del horizonte Av y la relación limo/arcilla (I/a). En el S1 ubicado en un ambiente más antiguo, el horizonte Av alcanza 5 cm de espesor y la relación I/a = 2,5, mientras que en la unidad más actual y sujeta a los procesos eólicos (S2), el horizonte Av alcanza los 2 cm de espesor y una relación I/a = 5,5. Esto indica que la proporción de arcilla aumenta con la edad del suelo y por consiguiente con la edad de la superficie geomórfica.

En el S3, localizado en el nivel de abanico aluvial reciente, también condicionado por procesos eólicos actuales, el horizonte Av alcanza un máximo de 4 cm de espesor y una relación I/a = 3,1, mientras que el perfil S4 ubicado en el nivel más alto, inactivo y abandonado no presenta desarrollo de horizonte Av y la relación I/a = 3,8 en el

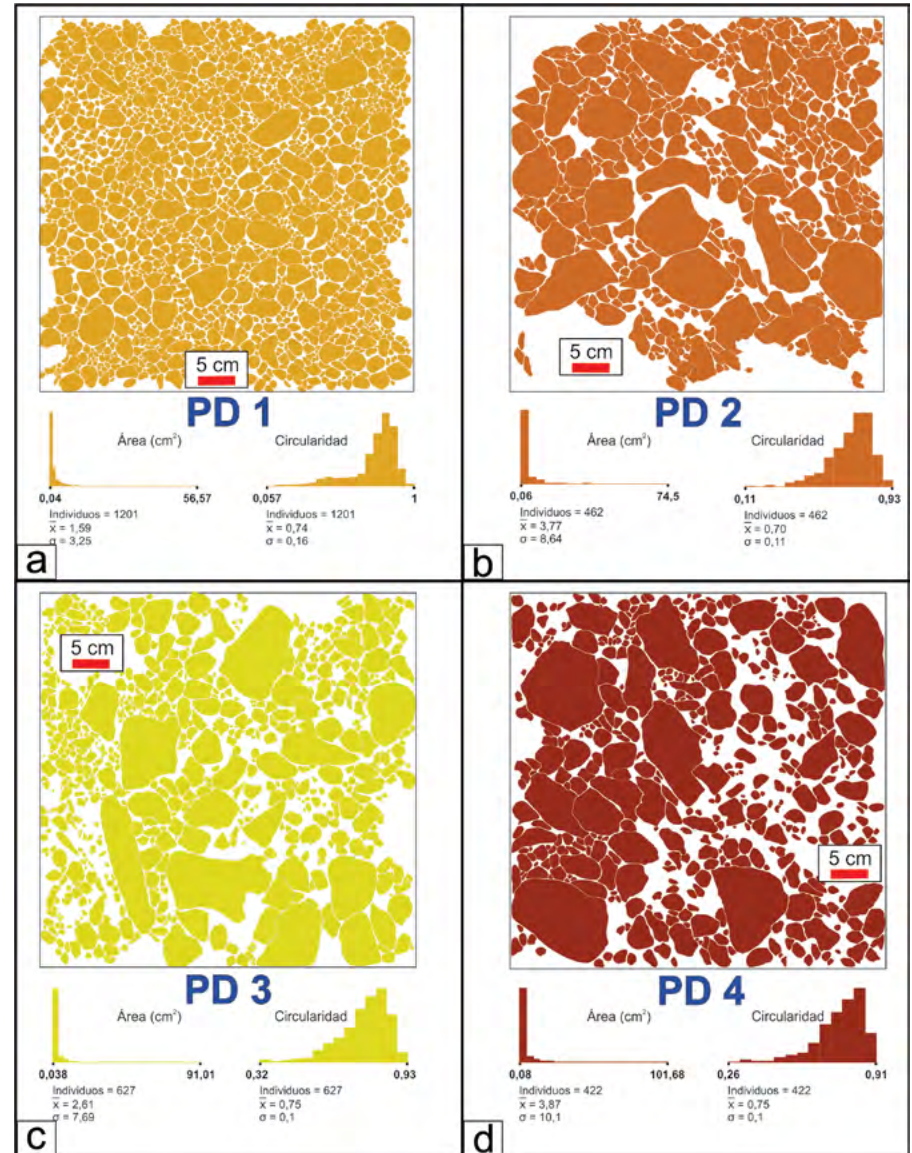


Figura 4. Datos estadísticos de área y circularidad de las gravas que conforman el pavimento del desierto en cada sitio estudiado.

horizonte A. Los horizontes Av muestran valores importantes de limo, que rondan el 50 %. Esto ocasiona una reducción de la permeabilidad y la cohesión principalmente.

En las descripciones de los perfiles de suelos, se identificaron discontinuidades litológicas y texturales entre los horizontes A y B, que indican al menos dos eventos de deposición, los cuales fueron afectados posteriormente por procesos pedológicos, en donde principalmente se da un desarrollo progresivo de acumulación de yeso en función de la edad relativa de las superficies geomorfológicas (Gile *et al.* 1966) como sucede con el desarrollo de horizontes gypsicos en el suelo del sitio

4. La distribución y características de los tipos de suelos, está en relación con el ambiente fisiográfico sobre el que se desarrollan (Suviere 2004).

En cuanto a su relación con las propiedades hidráulicas, se destaca la baja conectividad entre vesículas mediante canales de conexión no visibles en forma macroscópica, lo cual indica un descenso de la profundidad de infiltración y aumento de la escorrentía superficial, aunque no se descartan la existencia de microcanales. Por otro lado, la iluviación de partículas finas en las paredes les da impermeabilización y cierta resistencia, manteniendo su forma en el tiempo (Fig. 6). Se observaron grietas poligonales en la superficie de suelo,

CUADRO 2. Propiedades morfológicas de los suelos en estudio. Muestras de suelos y descripciones de acuerdo con Schoeneberger *et al.*, 2002.

Horizonte	Prof. (cm)	Color (seco) ^b	Estructura ^c	Límite ^d	Textura	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	pH	CE (μs/cm)
S1: Glacis cubierto del arroyo Yaquín (Zona I)										
PD ^a	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
A _v	0 - 5	7,5YR8/2	lam, gr, 3	a, pl	franco limoso	30,3	49,7	20	8,7	0,4
2B _k	5 - 9	7,5YR8/6	bl sub, m, 2	cl, ond	franco arenoso	82	11	7	8,3	3,2
2C	9 - 16	7,5YR8/4	bl sub, m, 1	a, i	arenoso	89,8	8,5	1,7	7,6	5,4
3C	16 - 45	7,5YR8/2	sin estructura		arenoso franco	85,2	13,4	1,4	8,7	3,7
S2: Abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes (Zona I)										
PD ^a	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
A _v	0 - 2	7,5YR8/2	lam, gr, 2	a, pl	franco limoso	28	61	11	8,7	0,4
2AB	2 - 21	7,5YR8/3	bl sub, mf, 2	cl, ond	arenoso franco	88,3	10,5	1,2	8,3	3,6
2B _{yk}	21 - 29	7,5YR8/4	bl sub, m, 3	g, ond	arenoso franco	87,4	10,3	2,3	8,1	6,4
2B _{ykm}	29 - 45	7,5YR7/8	bl ang, m, 3		arenoso	91	7,2	1,8	8,4	6,7
S3: Abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes (Zona II)										
PD ^a	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
A _v	0 - 4	7,5YR8/4	lam, gr, 2	a, pl	franco limoso	38	47	15	8,9	0,3
2B ₁	4 - 9	7,5YR7/3	bl sub, m, 3	cl, pl	arenoso	92	6,1	1,9	9,8	1
2B _{yk2}	9 - 17	7,5YR8/3	bl sub, f, 3	g, i	arenoso	93,2	5,7	1,1	8,5	2,6
2C	17 - 45	7,5YR8/2	bl sub, mf, 3		arenoso	95	4,3	0,7		
S4: Glacis cubierto de Pie de Palo (Zona II)										
PD ^a	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
A	0 - 5	7,5YR6/8	bl sub, m, 2	a, pl	arenoso	91,2	7	1,8	9	1,8
2B _{y1}	5 - 13	5YR8/1	bl sub, m, 3	g, ond	gypsico	----	----	----	----	----
2B _{ym2}	13 - 16	5YR8/2	lam, mgr, 3	g, ond	petrogypsico	----	----	----	----	----
2B _{y3}	16 - 50	5YR8/1	bl sub, m, 3		gypsico	----	----	----	----	----

^aPD, pavimento del desierto. ^bColor: Tablas de Munsell para determinar el color de la muestra. ^cEstructura: Tipo: lam, laminar; bl ang, bloques angulares; bl sub, bloques subangulares. Clase: mf, muy fino; f, fino; m, moderado; gr, grueso; mgr, muy grueso. Grado de desarrollo: 1, débil; 2, moderado; 3, fuerte. ^dLímite inferior: Definición: a, abrupto; cl, claro; g, gradual. Topografía: s, plana; w, ondulada; i, irregular.

las cuales son el resultado de periodos secos y posteriormente rellenas por materiales muy finos. Estas grietas pueden actuar como zonas de transferencia de agua durante las lluvias, arrastrando y acumulando partículas finas en el horizonte B (Fig. 5b).

Características morfométricas de las vesículas de los peds

Suelo 1 (Villicum) - Glacis cubierto del arroyo Yaquín: El área media de las vesículas en esta unidad es de 0,33 mm² y una relación de vesículas/área total de 0,25. Se caracterizan por estar heterogéneamente distribuidas en todas las grillas (Fig.

6). Las vesículas de estos peds representan la mitad de área que las vesículas en los peds correspondientes a los sitios 3 y 4 de Pie de Palo. En cuanto a la forma de

las vesículas, la media de distribución de circularidad es de 0,58 (Fig. 7a). En perfil, los peds analizados tienen algunas fisuras y pocos clastos angulosos. Poseen 271

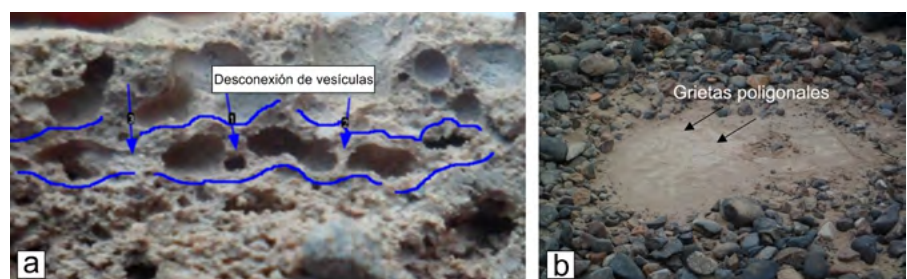


Figura 5. a) Detalle de la desconexión de las vesículas en muestras macroscópicas; b) grietas poligonales de la superficie del suelo.

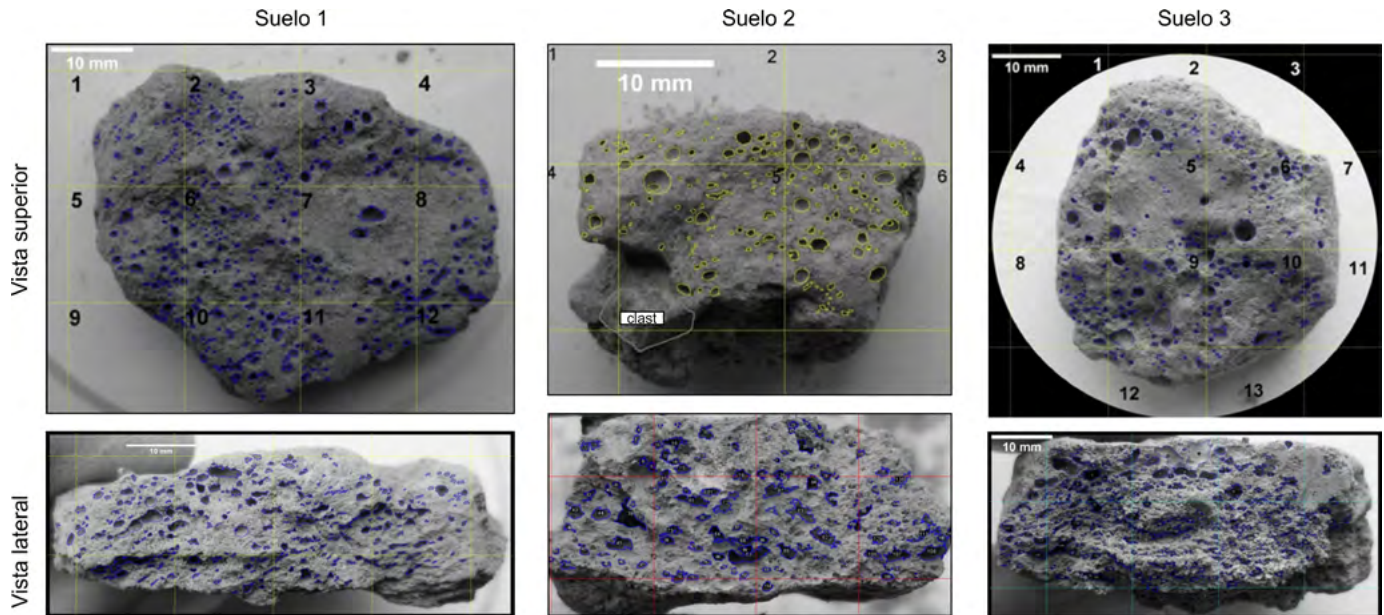


Figura 6. Vistas en perfil y planta de los peds de horizontes Av en grillas de 200 mm².

vesículas, la mayoría se encuentran vacías o con relleno de arcillas, yeso y en menor medida carbonato. En general las vesículas son pequeñas (0,45 mm²) y predominan las formas alejadas de la circularidad (0,54), están distribuidas de manera aleatoria o se ubican siguiendo algún plano preferencial, como las fisuras (Fig. 7b). *Suelo 2 (Villicum) - Abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes*: Las vesículas se concentran en la grilla 5 y 6 (Fig. 6). Si bien la muestra es más pequeña, se observó que la relación vesículas/área total es de 0,32. El área media es de 0,24 mm² y en su mayoría son relativamente circulares (0,73) (Fig. 7c). En perfil, los peds presentan mayor cantidad de espacios vacíos de forma más alargados. Las mismas se alinean de modo subvertical y no horizontal como en los demás casos. Además, las vesículas no se acercan tanto a la circularidad (0,5) como en los análisis de vista superior. El área media es de 0,45 por mm² (Fig. 7d).

Suelo 3 (Pie de Palo) - Abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes: Las vesículas de los peds presentan en su mayoría formas redondeadas y en algunos casos circulares, con un área media de 0,52 por mm². La figura 7e, muestra la distribución de circularidad, la media es de 0,64. Los peds de los horizontes Av de Pie de Palo presentan una relación vesículas/área total de 0,16. En perfil, se observa la existen-

cia de gran cantidad de espacios vacíos, de forma alargados. La circularidad media de las vesículas es de 0,49. En algunas de las grillas analizadas (Fig. 6), las vesículas son más grandes, y se encuentran alineadas. En cambio, en otras grillas tienen menor área y se concentran en mayor cantidad debajo de clastos, el área media es de 0,54 por mm² (Fig. 7f). En ocasiones las vesículas bordean clastos presentes en los peds de suelo, realizando una deflexión alrededor de la interrupción.

Resultados de las características de las vesículas entre los distintos perfiles de suelos

Los peds que poseen mayor cantidad de vesículas y circularidad en la grilla de 200 mm² corresponden al perfil de suelos del piedemonte de la sierra Villicum (suelo 2). Además, éste posee la mayor cantidad de clastos por unidad de área. Le siguen en cantidad de vesículas los peds de suelos del glacis cubierto del arroyo Yaquín (suelo 1) y el que menor cantidad posee son los peds de los abanicos pedemontanos de la sierra Pie de Palo (suelo 3), sin embargo, este último presenta las vesículas de mayor área (Fig. 7).

En los suelos de la zona I, las vesículas son más numerosas, pero de menor área que las existentes en el suelo S3 de la zona II. Los suelos de esta última zona de

Pie de Palo se ubican próximos al avance de las dunas desde el sur.

En un estudio de suelos de Patagonia, Bouza *et al.* (1993), demostraron la existencia de arrastre de partículas finas, en especial arcillas desde el techo al piso de las vesículas, ocasionando depositación y recubrimientos en las bases de las vesículas, este recubrimiento es de algunos micrones de espesor y contribuye a la impermeabilización vesicular. Por otro lado, el porcentaje de la cobertura rocosa y el gradiente térmico de la superficie causan vesículas grandes que se generan debido a la evaporación y expansión de aire atrapado en los espacios porales del suelo. La mayor cobertura de pavimento del desierto actúa como capa aisladora del suelo, reteniendo más humedad y reduciendo el área de las vesículas (Bouza *et al.* 1993). Nuestros resultados muestran un comportamiento similar de los pedimentos a los presentados por Bouza *et al.* (1993), ya que la tendencia indica que el área de las vesículas disminuye a medida que aumenta la cobertura de pavimento del desierto. Se agrega además, que la circularidad de las vesículas es mayor cuando el área de las vesículas disminuye (S2; Circularidad=0,73 y área=0,24 mm²) y viceversa (S3; Circularidad=0,53 y área=0,52 mm²).

Estudios de infiltración

En ambas zonas de estudio se hicieron

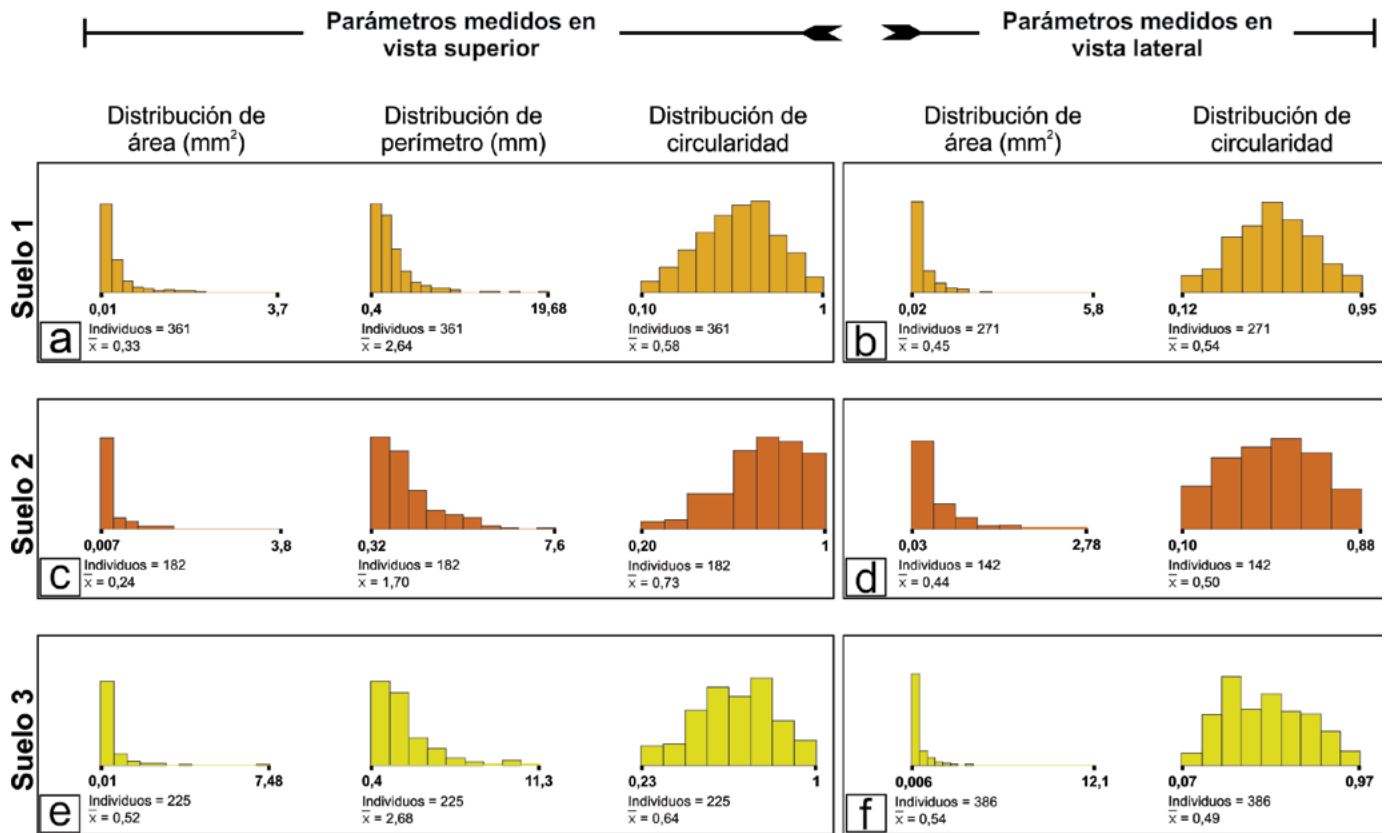


Figura 7. Datos estadísticos de los parámetros medidos con las vesículas de los peds, en vistas superiores e inferiores de los peds (ver peds en figura 6). Suelo 1 (Glacis cubierto del arroyo Yaquín), suelo 2 (Abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes) y suelo 3 (Abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes).

ensayos de infiltración (Cuadro 3), obteniendo valores de la profundidad de infiltración a los 10', y del área mojada superficial a los 3'- 4'. La máxima profundidad de infiltración de 4 cm fue alcanzada en el perfil S2 y la mínima en el S4 de 0,7 cm. En este último caso, el perfil no presenta horizonte Av, pero si tiene el desarrollo de un horizonte petrogypico a partir de los 5 cm de la superficie del suelo hasta más de los 50 cm de profundidad.

La infiltración es baja en aquellos lugares en donde el porcentaje de arcilla del horizonte Av es alto (20%), como sucede en el glacis cubierto del arroyo Yaquín (S1) (Cuadro 2). La mayor superficie o área mojada obtenida en los ensayos correspondió a los 3'50" con un valor de 3,3 m², perteneciente a S4, seguida por S1 con 1,4 m², en S3 se registró 1,1 m² y finalmente S2 fue el sitio en donde se midió la menor área mojada de 0,8 m². Se desprende de estos valores que la profundidad de infiltración de agua en estos suelos está en relación directa con la actividad y menor edad de la superficie geomorfológica. Los

CUADRO 3. Datos de infiltración de las zonas de estudio.

		Tiempo (m's'')	Acción	Área mojada (m ²)	Profundidad de Infiltración (cm)
Villicum	Perfil S1	0'	CE	0	-
		4'50"	SCS	1.4	-
		10'	CS	-	1
	Perfil S2	0'	CE	0	-
		4'20"	SCS	0.8	-
		10'	CS	-	4
Pie de Palo	Perfil S3	0'	CE	0	-
		9'40"	SCS	1.1	-
	Perfil S4	10'	CS	-	2
		0'	CE	0	-
		3'50"	SCS	3.3	-
		10'	CS	-	0.7

CE: Comienzo del ensayo, SCS: Sin charcos superficiales, CS: corte en el suelo para comprobar la profundidad mojada.

suelos ubicados en unidades recientes tienen valores más altos de infiltración que los ubicados en depósitos antiguos. Los valores de infiltración tomados en

cada zona indican que hay una relación inversamente proporcional al desarrollo del horizonte A. La estructura pedogenética de los horizontes de suelo juegan un

rol fundamental en la infiltración sobre el perfil de suelo, ya que a medida que el grado de desarrollo de los *peds* aumenta, la infiltración disminuye.

CONCLUSIONES

En áreas pedemontanas de la Provincia de San Juan, la evolución del relieve a lo largo del Cuaternario ha favorecido el desarrollo de formaciones superficiales altamente expuestas a la aridez regional, consideradas aquí como un sistema integrado entre la formación superficial clasificada como pavimento del desierto (*regs*) y un suelo desarrollado inmediatamente por debajo. En comparación con estudios realizados por otros autores, en donde los horizontes Av están ligados a suelos del Orden Aridisol, en este trabajo se describen horizontes Av vinculados a suelos del Orden Entisoles.

La cobertura elevada de clastos (92,7 %) en los abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes de la zona Villicum (S2), es un factor limitante, por que ocasionan una disminución del área media de vesículas (0,24 mm²) y elevan la relación de circularidad (0,73) y vesículas/área total (0,32). La elevada relación l/a se interpreta como determinante de una mayor profundidad de infiltración (4 cm) a través del perfil de suelos. Los *peds* del horizonte Av del glacis cubierto del arroyo Yaquín (S1), son los que presentan menor cantidad de arenas (30 %) y circularidad de las vesículas (0,58) y mayor porcentaje de arcillas (20 %), debido a que son suelos que tienen mayor tiempo de desarrollo que los demás, y es aquí en donde se da una de las menores profundidades de infiltración (1 cm). En los abanicos aluviales y terrazas fluviales recientes de la zona de Pie de Palo (S3) la baja cobertura relativa de pavimento del desierto (72,3 %), provoca que las vesículas de los *peds* tengan mayor área media (0,52 mm²) y menor relación vesículas/área (0,16). El glacis cubierto de Pie de Palo (S4) no presenta horizonte Av, esto es debido a que el primer horizonte tiene la particularidad de tener un porcentaje de arena alto, aportado desde el frente de dunas localizado hacia el sur (Médanos Grandes), y bajo contenido de limo-arcilla, necesarios para

formar y dar consistencia a la estructura de las vesículas. Es decir que para el desarrollo del horizonte Av es necesario contar con pavimento y cantidades no muy elevadas de arenas principalmente (~ <40 %).

Los valores de profundidad de infiltración, tomados en cada sitio de muestreo, dependen de los atributos de cada unidad geomorfológica, entre ellos la clasificación genética, cronológica y principalmente morfodinámica. De este modo unidades de relieves relativamente antiguas presentan una profundidad de infiltración más baja que las geoformas más jóvenes y sujetas a procesos actuales.

Las obras de mitigación a riesgos de aluviones deberán contemplar las diferencias existentes en el mosaico de unidades geomorfológicas que integran una cuenca, para tomar acciones diferentes en cada una de ellas. Si bien lo genético es importante para estos casos, es muy necesario diferenciar los relieves por edades y funcionalidad.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a los revisores, Dr. Fernando Peireyra, al Dr. Diego Fernández y a la labor editorial realizada por la Dra. Alfonsina Tripaldi. Todos ellos contribuyeron significativamente a la mejora de este artículo. Los autores también agradecen el apoyo del proyecto PROJOVI (Resol. 26/18-CS) financiado por la UNSJ y a CONICET por el financiamiento de la beca.

REFERENCIAS

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.

Aparicio, E. 1966. Rasgos Geomorfológicos de la provincia de San Juan. *Acta Cuyana de Ingeniería* 8: 81-131.

Baldis, B., Uliarte, E., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A. 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina, Actas IV: 399-445, Buenos Aires.

Bordonaro, O. 1980. El Cámbrico en la quebrada de Zonda, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35: 26-41.

Borello, A. 1965. Sobre la presencia del género *Kootenia* en el Cámbrico de San Juan. II Jornadas Geológicas Argentinas, Actas: 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 extraandino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 157-168.

Bouza, P., del Valle, H. y Imbellone, P. 1993. Micromorphological, physical, and chemical characteristics of soils crust types of the central Patagonia region, Argentina. *Arid Soil Research and Rehabilitation* 7: 355-368.

Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. 223-292, Córdoba.

Cristallini, E. y Ramos, V. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° SL). *Tectonophysics* 317: 205-235.

Cuerda, A., Varela, R. y Iñiguez, A. 1983. Secuencia salífera en el Terciario de Niquizanga. Sierra Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38: 412-420.

Dalla Salda, L. y Varela, R. 1981. Informe preliminar sobre la geología de la hoja 21-d Villa Colón (Inédito). Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.

Dalla Salda, L. y Varela, R. 1984. El metamorfismo en el tercio sur de la sierra de Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39: 68-93.

De Martonne E. 1935. Problèmes des régions arides sud-américaines. *Annales de Géographie*, JSTOR.

Ehlers T. y Poulsen C. 2009. Influence of Andean uplift on climate y paleoaltimetry estimates. *Earth y Planetary Science Letters* 281: 238-248.

Figueira, H. 1984. Horizonte vesicular: Morfología y génesis en un aridisol del norte de la Patagonia. *Ciencia del Suelo* 2: 121-129.

Figueira, H. y Stoops, G. 1983. Application of micromorphometric techniques to the experimental study of vesicular layer formation. *Pedologie* 33: 77-89.

Flores, D., Suvires, G. y Ocaña, E. 2017. Actividad geomorfológica y colonización vegetal en depósitos de abanicos aluviales del desierto del monte central de Argentina. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 43: 293-308.

- Gile, L., Peterson, F. y Grossman, R. 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in deserts soils. *Soil Science* 101: 347-360.
- Jordan, T., Allmendinger, R., Damanti, J. y Drake, R. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology* 101: 135-156.
- Köppen, W. 1938. Des geographischen System der klimate. in Köppen and Geiger: Handbuch der klimatologie, Borhtraeger, Berlín.
- Le Houérou, H. 1999. Estudios e investigaciones ecológicas de las zonas áridas y semiáridas de Argentina. Informe IADIZA-CRICYT, Mendoza.
- Mabbutt, J. 1965. Stone distribution in a stony tableland soil. *Soil Research* 3: 131-142.
- Mabbutt, J. 1977. Desert Landforms. The MIT Press, Cambridge, Massachusetts.
- McFadden, L., McDonald, E., Wells, S., Anderson, K., Quade, J. y Forman, S. 1998. The vesicular layer of desert soils: genesis and relationship to climate change and desert pavements based on numerical modeling, carbonate translocation behavior, and stable isotope and optical dating studies. *Geomorphology* 24: 101-146.
- McFadden, L., Wells, S. y Jercinovich, M. 1987. Influences of eolian and pedogenic processes on the origin and evolution of desert pavements. *Geology* 15: 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.
- Meigs A., Krugh W., Schiffman C., Vergés J. y Ramos V. 2006. Refolding of thin-skinned thrust sheets by active basement-involved thrust faults in the eastern Precordillera of western Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 589-603.
- Miller, D. 1971. Formation of vesicular structure in Soil. *Soil Science Society of America Proceedings* 35: 635-637.
- Miller, V. 1953. A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee. Office of Naval Research, Geography Branch, Project NR 389-042, Technical Report, 3, Columbia University.
- Nettleton, W. y Peterson, F. 1983. Aridisols, in Wilding, L.P., Smeck, N.E. and Hall, G.F., eds., *Pedogenesis and Soil Taxonomy II, The Soil Orders, Developments in Soil Science IIB*: Elsevier, p. 165-215, Amsterdam.
- Ocaña, E., Flores, D., Alcayaga, G. y Suvires, G. 2017. Geomorphology of Talacasto alluvial fan, Precordillera of San Juan, Argentina. *Journal of Maps* 13: 929-935.
- Ocaña, E., Suvires, G. y Flores, D. 2016. Evolución del relieve de un frente montañoso y respuesta del sistema erosivo fluvial ante el forzamiento causado por la actividad tectónica (Andes centrales, provincia de San Juan, Argentina). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 33: 329-341.
- Ortiz, A. y Zambrano, J. 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 59-74, Buenos Aires.
- Passera, C., Dalmasso, A. y Borseto, O. 1983. Método de "Point Quadrat Modificado". Actas del Taller de Arbustos Forrajeros. Grupo Regional FAO-IADIZA, 7180 p., Mendoza.
- Peralta, H. 1993. Estratigrafía y consideraciones paleoambientales de los depósitos marinos clásticos de la Precordillera Oriental de San Juan. XII Congreso Geológico Argentino, Actas: 128-137, Mendoza.
- 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.
- Perucca, L., Audemard, F., Pantano, A., Vargas, N., Avila, C., Onorato, M., Lara G. y Esper Angillieri, M. 2013. Fallas cuaternarias con vergencias opuestas entre Precordillera Central y Oriental, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 291-302.
- Poblete, A. y Minetti, J. 1989. Los mesoclimas de San Juan, Primera y Segunda parte: San Juan, Argentina, Centro de Investigaciones de San Juan, Universidad Nacional de San Juan, Informe técnico N° 11, Boletín N° 4.
- Powers, M. 1953. A New roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology* 23: 117-119.
- Ramos, V. y Vujovich, G. 1995. Hoja Geológica San Juan., escala 1:250000. Informe preliminar. Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico, 178 p., Buenos Aires.
- Rodríguez, A., Ocaña, E., Suvires, G., Leiva, F. y Martínez, M. 2018. Estructuras tectónicas en un valle árido y su potencial hídrico subterráneo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75: 425-440.
- Sarmast, M., Farpoor, M. y Boroujeni, I. 2017. Soil and desert varnish development as indicators of landform evolution in central Iranian deserts. *Catena* 149: 98-109.
- 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, Lincoln, NE.
- Serafini, R., Bustos, N. y Contreras, V. 1986. Geología de la Formación Lomas de Las Tapias (Nov. nom), Quebrada de Ullum, Provincia de San Juan. 1° Jornadas sobre Geología de Precordillera. Asociación Geológica Argentina, Serie A: 77-82, Buenos Aires.
- Siame, L., Bellier O., Sébrier M., Bourlès 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: 241-260.
- Siame, L., Bellier, O. y Sebrier, M. 2006. Active tectonics in the Argentine Precordillera and western Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 604-619.
- Siame, L., Sébrier, M., Bellier, O., Bourlès, D., Costa, C., Ahumada, E., Gardini, C. y Cisneros, H. 2015. Active basement uplift of Sierra Pie de Palo (Northwestern Argentina): Rates and inception from 10Be cosmogenic nuclide concentrations. *Tectonics* 34: 1129-1153.
- 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.
- Suvires, G. 2000. Geomorfología de la provincia de San Juan. Tomo I, in: Argentina, Recursos y Problemas ambientales de la zona árida, Caracterización ambiental, IADIZA: 79-103, Mendoza.
- Suvires, G. 2004. Distribución de los suelos en función del relieve y de la neotectónica en la región sureste de la provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 376-384.
- Suvires, G., Rodríguez, A. y Ocaña, E. 2017. Relieve, suelos y pavimentos: Sistema de mosaicos naturales del desierto Sanjuanino. *Revista Ojo del Cóndor* 8: 18-21.
- Tripaldi, A. 2002. Sedimentología y evolución del campo de dunas de Médanos Grandes (provincia de San Juan, Argentina). *Asociación Argentina de Sedimentología* 9: 65-82.
- Turk, J., Houdeshell, C. y Graham, R. 2011. A

- proposed master V horizon for the designation of near surface horizons with vesicular porosity. Unpublished proposal submitted to the National Cooperative Soil Survey Program, USDA National Resources Conservation Service.
- 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: 205-230.
- Zambrano, J. y Suvires, G. 2008. Actualización en el límite entre las sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera Oriental, en la provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 110-116.
- Zapata, T. y Allmendinger, R. 1996. Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-skinned triangle zone. *American Association of Petroleum Geologists bulletin* 80: 359-381.

Recibido: 10 de octubre, 2018

Aceptado: 5 de junio, 2019