

MINERALOGÍA DE ARENAS DEL MATERIAL PARENTAL DE SUELOS DEL NORESTE DE SANTIAGO DEL ESTERO, ARGENTINA

Lucas M. Moretti¹, Lidia A. Vizgarra², Héctor J.M. Morrás³, Leonardo M. Tenti Vuegen³, Darío M. Rodríguez³, Guillermo A. Schulz³

¹ Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. EEA Cerro Azul. Ruta Nacional 14 Km. 836 (3313) Cerro Azul, Misiones. moretti.lucas@inta.gob.ar

² Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. EEA Quimilí. Ruta Provincial 6 Km. 9 (3740), Quimilí, Santiago del Estero. Argentina.

³ Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Instituto de Suelos. De Los Reseros y Nicolás Repetto s/n (1686), Hurlingham, Buenos Aires. Argentina.

ARTICLE INFO

Article history

Received March 21, 2022

Accepted June 14, 2022

Available online June 14, 2022

Handling Editor

José I. Cuitiño

Keywords

Mineralogía de suelos

Génesis de suelos

Pedosedimento

Llanura chaqueña

Santiago del Estero

RESUMEN

El extremo noreste de Santiago del Estero se sitúa en el borde noroccidental de la cuenca de los Bajos Submeridionales (BBSS) en el sector distal del mega-abanico del río Salado. Para esta región se han reportado sedimentos eólicos (Formación Urundel), lacustres y fluviales, cuya génesis está vinculada con cambios climáticos y procesos neotectónicos del Cuaternario. La Formación Urundel se caracteriza por abundante cuarzo y ausencia de vidrio volcánico en las fracciones gruesas, e illita en la fracción arcilla. No obstante estudios recientes en la región revelaron la presencia de suelos y pedosedimentos compuestos por vidrio volcánico, illita, caolinita y minerales interestratificados illita-esmectita. El objetivo de este trabajo es profundizar en el conocimiento de la génesis y evolución de los suelos de este sector de los BBSS, a través del estudio mineralógico de la fracción arena de cinco perfiles ubicados en una toposecuencia. Se incluyen otros datos analíticos físicos y físico-químicos para complementar las interpretaciones. Los análisis permitieron diferenciar una paleosuperficie (P) en la base de los perfiles y dos unidades depositacionales (UD) sobreyacentes, que comprenden al pedosedimento (UD I) y a un material de poco espesor y de textura fina (UD II). También se reconoció un nivel de transición señalado como UD I-P. En todos los casos se identificó cuarzo, feldspatos, alteritas, vidrio volcánico ácido, micas, hornblendas y piroxeno, además de pseudo-arenas y granos recubiertos, donde las proporciones de cada uno varían tanto dentro como entre perfiles. Las paleosuperficies (P) y las UD I-P son ricas en cuarzo y pobres en vidrio volcánico, micas, minerales ferromagnesianos, pseudo-arenas y granos recubiertos. En el pedosedimento (UD I) esta relación se invierte, siendo notorio el incremento en vidrio volcánico, pseudo-arenas y granos recubiertos, mientras que en la UD II se registran en general porcentajes intermedios. Estas variaciones se corresponden con los valores de la susceptibilidad magnética (χ), la cual es mayor en el solum de los perfiles y disminuyen hacia la base en relación al menor contenido de minerales ferromagnesianos. Por su parte, el abundante contenido de pseudo-arenas detectado en el pedosedimento (UD I) implica una subestimación del porcentaje de arcilla en el análisis granulométrico, lo que es reflejado además, en valores anómalos de la CIC calculados para esa fracción. Los resultados sugieren

un modelo de evolución paisaje-suelo relacionado con los cambios ambientales del Cuaternario en la región, en donde las fluctuaciones climáticas y la dinámica tectónica del Pleistoceno Superior habrían provocado el reajuste en la red hidrográfica del río Salado, favoreciendo procesos de erosión de paleosuperficies y generando pedosedimentos. La mineralogía determinada para la paleosuperficie permite vincularla con los sedimentos del río Salado y con las areniscas cuarcíticas del sustrato prealuvial aflorante en el área. Por su parte, el pedosedimento se habría enriquecido en minerales de origen volcánico, donde la elevada proporción de vidrio los relaciona con la Formación Tezanos Pinto, descrita más al sur en la cuenca de los BBSS. Finalmente, la UD II correspondería a otro evento de depositación eólica que cubrió la superficie de la subcuenca, probablemente durante alguno de los ciclos áridos del Holoceno.

EXTENDED ABSTRACT

The northeast of Santiago del Estero province is located in the northwestern edge of the Bajos Submeridionales basin (BBSS), in the distal area of the Salado river mega-fan (Fig. 1a). The pre-alluvial substrate in this sector of the Chaco plain is composed by the quartzite sandstones of the Las Piedritas Formation. According to the sedimentary model proposed by Iriondo (1990), the parent materials of the soils are of aeolian, lacustrine and fluvial origin. The genesis of these materials is linked to climatic variations and the neotectonic activity of the Quaternary. The aeolian sediments in the area would correspond to the loess of the Urundel Formation (Iriondo, 1990), which has been characterized by abundant quartz and absence of volcanic glass in the coarse fractions, and illite in the clay fraction.

On the other hand, recent studies in the northeast of Santiago del Estero province revealed the presence of pedosediments, which were identified through micromorphological, mineralogical, chemical and physical analyses (Moretti *et al.*, 2020). Unlike the Urundel Formation, soils and pedosedimentary parent materials show different proportions of volcanic glass in the sand fraction, while the clay fraction is composed of illite, kaolinite, and illite-smectite interlayer minerals, among other characteristics.

Given the differences in mineralogy and origin between the mentioned sedimentary materials, the aim of this work is to improve the knowledge of the origin of the parent materials and their influence

in the soil genesis in this region, through the mineralogical study of the sand fraction.

Five soil profiles developed in different landscape positions were studied: an Entic Haplustoll (C-50) and a Typic Haplustoll (C-73) in the alluvial bajada unit; a Typic Argiustoll (C-16) in the slope unit; a Typic Haplustert (C-53) in the flood-plain unit; and a Typic Endoacuert (C-27) in the drainage network (Fig. 1b).

The qualitative and quantitative mineralogical study was carried out on the most representative sand fraction (very fine sand: 50-100 μm) by means of optical polarization microscopy. The analysis and interpretation of the mineralogical data was complemented by other previous analytical data (Moretti *et al.*, 2020): granulometry, cation exchange capacity of the clay fraction (CICarc), micromorphology on thin sections, and specific mass magnetic susceptibility (χ).

The results obtained (Table 1), allowed to identify a paleosurface (P) at the base of the profiles, and two overlying depositional units (UD). UD I includes the pedosediment and UD II consists of a few centimeters thick fine-grained material. A transitional level (UD I-P) between the paleosurface and the pedosediment was also differentiated. For all the profiles, the identified minerals were quartz, feldspars, alterites, acid volcanic glass, micas, hornblendes and pyroxenes, in addition to silt-clayey micro-aggregates (pseudo-sands) and grains coated with clay and iron oxides (Fig. 2c; d; e; f y Fig. 3a; b; c; d). In each case, their percentages vary both within the same profile and between profiles, with different trends according to the soil-landscape unit.

In the alluvial bajada, the Ap horizons (UD II) of both soils (C-50 and C-73) are characterized by lower contents of volcanic glass than those of the UD I; besides, a high proportion of hornblende is observed in the Ap of the Entic Haplustol. In the pedosediment (UD I), the percentage of volcanic glass increases, and then decreases towards the base of the profiles (P and UD I-P). At the paleosurface level (P), ferromagnesian minerals are very scarce, while quartz increases reaching the maximum values. In correspondence with the decrease of the ferromagnesian minerals, the χ values also decrease towards the base of the profiles. This co-variation suggests that the first magnitude differences in the magnetic signal are related to the mineralogical composition of the parent material.

On the other hand, the highest proportion of pseudo-sands and clay-coated grains -as in almost all the profiles- is observed in the pedosediment (UD I). These pseudo-sands and clay-coatings imply an underestimation of the fine fraction content obtained in the granulometric analysis of these materials, which is also revealed by the high and anomalous CICarc values ($>100 \text{ cmol}^+ \cdot \text{kg}^{-1}$). A greater degree of alteration of feldspars and the presence of sub-rounded quartz grains covered with iron oxides has also been observed (Fig. 3a; b). This fact also suggests that this material would have been affected by one or more previous cycles of pedogenesis and erosion.

The soil studied on the slope (C-16), has the highest content of volcanic glass in the pedosediment (UD I), together with the highest content of ferromagnesian minerals, micas and feldspars. Pseudo-sands increase with depth and decrease at the base of the profile (UD I-P). Surface UD II has not been identified in this soil, which may have been eroded from the slope. Here, the value of χ is also higher at UD I than at the base of the profile, in relation to its higher proportion of ferromagnesian minerals.

The Vertisol located in the flood-plain landscape unit (C-53) shows similar mineralogical characteristics than the soils of the alluvial bajada (C-50 and C-73). On the contrary, the Vertisol found in the drainage pathway (C-27) presents a vertical distribution of the components of the coarse fraction that differentiates it from the rest of the profiles in the toposequence. This profile has the highest contents of mica in UD II (Ap-Bt-Btss1), and the highest values of volcanic glass in the UD I (2Btss2-2Bt). It also has

a low proportion of pseudo-sands and clay-coated grains throughout the profile, which correlates with low CICarc values. It is interpreted that in this profile the pseudo-sands were not preserved due to the particular hydric conditions in this position of the landscape, the effects of expansion-contraction and the greater degree of soil development. In this profile, higher contents of ferromagnesian minerals have been identified in the UD I and II interface (Btss1 and 2Bt horizons), together with an increase in the χ values.

Results suggest a model of landscape-soil evolution that could be related to the environmental changes of the Quaternary in the region. Climatic oscillations and tectonic dynamics during the Late Pleistocene led to readjustment in the hydrographic network of the Salado River, which would have promoted erosion processes of paleosurfaces (P) and generating pedosediments (UD I). The paleosurfaces (P), with high quartz and very low volcanic glass contents, would be related to the sediments of the Salado River and with the quartzite sandstones of the Las Piedritas Formation. The pedosediment (UD I), characterized by the high content of pseudo-sands, would have been enriched in minerals of volcanoclastic origin, which are very scarce in the paleosurface (P). This mineralogical association relates these eolian contributions to the Tezanos Pinto Formation, which covers the landscape in the southern sector of the BBSS basin. Depositional unit II (UD II) is composed of intermediate quartz and volcanic glass contents, and by high mica and hornblendes contents. This unit would correspond to a younger eolian event that covered the sub-basin surface, probably during some of the arid cycles of the Holocene. This material is not present on the slope unit of the studied sub basin, since it was probably removed by erosion. Finally, under a more humid climate and in a geomorphologically more stable environment, the pedogenesis of these deposits occurred.

Keywords: soil mineralogy; soil genesis; pedosediment; Chaco plain; Santiago del Estero.

INTRODUCCIÓN

La región chaqueña argentina se caracteriza desde el punto de vista geomorfológico, por extensas planicies de agradación fluvial, vinculadas a la

formación de grandes abanicos aluviales que nacen en los sistemas orogénicos de las Sierras Subandinas y la Precordillera (Iriondo, 1993). En este contexto, el extremo noreste de la provincia de Santiago del Estero se ubica en el sector distal del mega-abanico del río Salado, en el borde noroccidental de la cuenca hidrográfica de los Bajos Submeridionales (BBSS) (Fig. 1). Esta última tiene una superficie de 3,3 millones de ha, y consiste en una llanura poligénica sujeta a modelado fluvial y eólico (Giraut et al., 2001).

De acuerdo con el modelo sedimentario propuesto por Iriondo (1993; 1997), para esta región de la llanura chaqueña, los materiales parentales de los suelos son de naturaleza eólica, lacustre y fluvial. Los primeros corresponden al loess de la Formación Urundel (Iriondo, 1990), mineralógicamente caracterizado por la presencia de abundante cuarzo y ausencia de vidrio volcánico en las fracciones gruesas, e illita en la fracción arcilla. Por otra parte, estudios geopedológicos recientes realizados en una subcuenca (La Esperanza) ubicada en el límite de Santiago del Estero y Chaco, permitieron establecer la relación paisaje-suelo y aportaron información acerca de la génesis y evolución de materiales parentales y suelos en la región. Una síntesis de estos trabajos es presentada en Moretti et al. (2020), donde uno de los principales aportes fue la identificación de pedosedimentos, detectados por observación directa en cortes delgados de suelo, e indirectamente a partir de análisis físicos y químicos. En lo que respecta a la composición mineralógica de la fracción arena de los suelos y pedosedimentos, el estudio micromofológico reveló la presencia de cuarzo, feldespatos, micas, hornblenda y vidrio volcánico ácido. Por su parte, mediante difracción de rayos x en la fracción arcilla se detectó illita, caolinita y minerales interestratificados illita-esmectita en distintas proporciones a lo largo de los perfiles.

De acuerdo con las diferencias composicionales arriba señaladas, el objetivo de este trabajo es profundizar en el estudio mineralógico de la fracción arena de los suelos de la subcuenca La Esperanza. Para tal fin se realiza la identificación, caracterización y cuantificación a grano suelto en muestras de perfiles representativos de diferentes posiciones del paisaje. De esta manera, se busca avanzar en el conocimiento del origen de los materiales parentales y su influencia en la génesis de los suelos para este sector de la región chaqueña.

DESCRIPCIÓN DEL ÁREA EN ESTUDIO

Ubicación

La cuenca hidrográfica de los Bajos Submeridionales abarca el noreste de la provincia de Santiago del Estero, suroeste de Chaco y el norte de Santa Fe (Giraut et al., 2001) (Fig. 1a). Desde el punto de vista fisiográfico también se denomina Bajos Submeridionales a una extensa depresión de dirección submeridional, que se extiende en el sureste de Chaco hasta el sector centro-sur de la provincia de Santa Fe, cubriendo en esta última un área de 2,6 millones de ha (Gollán & Lachaga, 1939, Popolizio et al., 1980).

El área en estudio comprende el sector santiagueño de la subcuenca La Esperanza, delimitada por Vizgarra et al. (2018a), en el extremo noroccidental de la cuenca hidrográfica de los BBSS (Fig. 1a;b).

Clima, vegetación natural y cultivos

El sector noreste de la provincia de Santiago del Estero pertenece a la región natural del Chaco subhúmedo central, con una precipitación media anual entre 650-900 mm y una temperatura media anual de 19,6°C (Boletta, 2001). La vegetación predominante es de tipo arbóreo, y está compuesta por lo que usualmente se denomina “los tres quebrachos”, y que comprende *Schinopsisbalansae*, *Schinopsislorentzii* y *Aspidosperma* quebracho-blanco (Morello et al., 2012). El uso actual de las tierras es principalmente agrícola y en menor medida ganadero. Los cultivos estivales predominantes son soja, maíz, girasol y algodón, en tanto que en época invernal se produce trigo y cebada.

Marco geológico-geomorfológico

La región pertenece a la gran cuenca sedimentaria “Chacoparanaense” (Ramos, 1999), la cual tiene una historia compleja relacionada con distintos procesos de subsidencia extensional. En el noreste de Santiago del Estero, el sustrato prealuvial comprende a la Formación Las Piedritas, compuesta por capas de areniscas cuarcíticas silicificadas dispuestas en estratos irregulares delgados, que alcanzan unos 25 m de espesor (Peri, 2012; Peri et al., 2014). Su origen estaría relacionado al alto estructural o Dorsal de Charata, que interrumpió progresivamente la

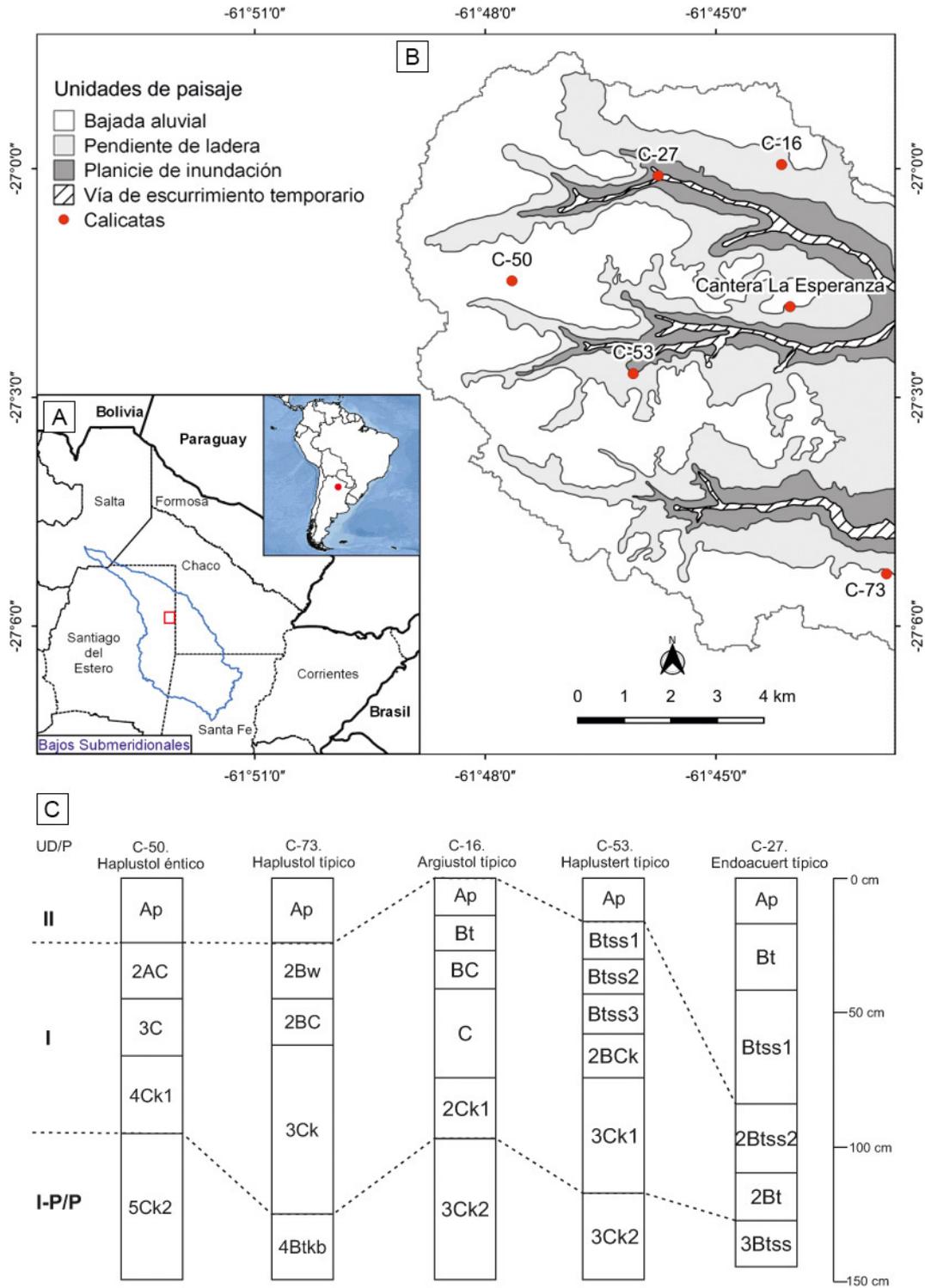


Figura 1. a) Cuenca de los Bajos Submeridionales y ubicación del área en estudio (recuadro rojo); **b)** Mapa geomorfológico de la Subcuenca La Esperanza y ubicación de los perfiles estudiados. Referencias: C-50: Haplustol éntico; C-73: Haplustol típico; C-16: Argiustol típico; C-53: Haplustert típico; C-27: Endoacuert típico; **c)** Perfiles de suelo. UD/P: unidad depositacional/paleosuelo.

Figure 1. a) Bajos Submeridionales basin and location of the studied area (red box); **b)** Geomorphological map of the La Esperanza sub-basin and location of the studied profiles. References: C-50: Entic Haplustoll; C-73: Typic Haplustoll; C-16: Typic Argiustoll; C-53: Typic Haplustert; C-27: Typic Endoacuert; **c)** Soil profiles. UD/P: depositional unit/paleosoil.

pendiente natural del abanico del río Salado hacia fines del Pleistoceno (Peri, 2012). Esta unidad litoestratigráfica es correlacionada por Miró y Martos (2002) con las areniscas fluviales pliocenas de la Formación Ituzaingó, mientras que Coriale (2006) lo hace con las areniscas de edad jurásica-cretácica de la Formación Tacuarembó. No obstante, Peri y Rossello (2010) sostienen que la edad y significado geológico de estos registros sedimentarios son aún inciertos. Para el área en estudio, Peri (2012) ha reportado afloramientos de la Formación Las Piedritas en la cantera La Esperanza (Fig. 1b), en la que reconoció litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada en artesas, litofacies con cementación silíceas y litofacies de pseudobrecha.

La sedimentación cenozoica en la cuenca estuvo controlada por los grandes sistemas fluviales y aluviales efímeros, luego modificados por la acción eólica. Para el área en estudio, ubicada en el sector distal del mega-abanico aluvial del río Salado, conjuntamente con los depósitos fluviales se han identificado sedimentos lacustres y eólicos, vinculados a la alternancia de períodos secos y fríos, con otros húmedos y más cálidos ocurridos durante el Cuaternario (Iriondo, 1993; 1997; Sayago, 1995).

Además de la influencia climática, la región estuvo afectada por procesos neotectónicos que provocaron cambios graduales en la dirección de escurrimiento del río Salado (Castellanos, 1968; Peri y Rossello, 2010). El desplazamiento hacia el sur de este sistema fluvial se relaciona con la avulsión de canales y la aparición de fallamientos longitudinales, denominados chaco-pampeano-bonaerenses (Castellanos, 1968). En el límite de las provincias de Santiago del Estero y Chaco, el curso del río Salado es interrumpido por los bloques tectónicos elevados de las Lomadas de Otumpa (Rossello y Bordarampé, 2005), lo que también ha provocado cambios geomorfológicos e hidrológicos (Peri y Rossello, 2010).

De acuerdo con el modelo sedimentario propuesto por Iriondo (1993; 1997) para la región chaqueña, los materiales eólicos presentes en el área de estudio se corresponderían con el loess de la Formación Urundel de edad Pleistoceno Superior (Iriondo, 1990), y cuya área fuente es atribuida a las cuencas de los ríos Parapetí, Pilcomayo y Bermejo que drenan los Andes bolivianos. Desde el punto de vista mineralógico, esta unidad se caracteriza principalmente por cuarzo e illita, con hornblenda y plagioclasas alteradas

como componentes menores, y ausencia de vidrios volcánicos. En el noroeste de Santa Fe y suroeste del Chaco, la Formación Urundel se correlaciona con el loess de la Formación Tezanos Pinto del Pleistoceno Superior (Iriondo, 2012). A diferencia de la Formación Urundel, estudios mineralógicos realizados en la denominada Dorsal occidental (noroeste de Santa Fe), señalan que la Formación Tezanos Pinto se caracteriza por la dominancia de illita en la fracción fina, y vidrio volcánico, feldespatos y micas en las fracciones gruesas. Esta asociación mineralógica sugiere que en el Chaco Meridional los materiales de la Dorsal Occidental provienen de las Sierras Pampeanas y de los Andes, en tanto en los sectores más bajos correspondientes al Chaco Deprimido (o Bajos Submeridionales desde el punto de vista fisiográfico) se encuentran también minerales de origen norandino que habrían sido aportados por los antiguos cursos del río Salado (Morrás y Delaune, 1981, 1985; Morrás *et al.*, 1980; Morrás, 1999a;b, 2017). Debe también señalarse que en el extremo noroccidental de la provincia de Santa Fe, de mayor proximidad a la subcuenca La Esperanza, se ha reportado la probable existencia de un área diferenciada por mayores contenidos de feldespatos y magnetita, entre otros minerales (Bertoldi de Pomar, 1969; Morrás y Delaune, 1985).

Origen de los materiales parentales y génesis de suelos en el área de estudio

Una serie de estudios pedológicos y cartográficos recientes, realizados en el ámbito de la subcuenca La Esperanza, han permitido establecer un modelo geopedológico para este sector de la cuenca de los BBSS (Moretti *et al.*, 2017; 2018; 2020; Vizgarra *et al.*, 2018a; 2018b; 2022). En este sentido, se han identificado cuatro unidades de paisaje-suelo que en este trabajo son descritos como: 1) Bajada aluvial; que corresponde al piedemonte oriental de las Lomadas de Otumpa, cuyo límite está definido por una cresta topográfica, denominada Alto El Mercado (Vizgarra *et al.*, 2022). Consiste en una planicie suavemente ondulada, con una pendiente promedio de 0,3% hacia el E. Esta unidad está caracterizada por la presencia de Molisoles de escaso desarrollo; 2) Pendiente de ladera; constituida por pendientes de bajo gradiente (0,54% en promedio) donde predominan las de dirección NNE y ENE. En esta posición del paisaje se reconocen Alfisoles

y Molisoles de mayor desarrollo; 3) Planicie de inundación; comprende sectores planos y bajos adyacentes a vías de escurrimiento temporario. Aquí dominan suelos muy desarrollados del orden Vertisol; y 4) Vía de escurrimiento temporario; de dirección predominante O-E. También dominada por Vertisoles, pero con drenaje deficiente (Fig. 1b).

Diversos análisis realizados en perfiles de suelos representativos de cada unidad de paisaje (Moretti *et al.*, 2020) han puesto en evidencia características sumamente originales. Por un lado, las observaciones de campo y los datos granulométricos revelan que los suelos están constituidos por una superposición de materiales de distinta granulometría (Tabla 1). En líneas generales, los horizontes superficiales son de textura más fina (~40-45% de arcilla), mientras que los horizontes de la parte media y basal de los perfiles son de textura más gruesa (~10-25% de arcilla). No obstante, los estudios micromorfológicos mostraron que estos últimos presentan microagregados densos, subredondeados, con límites lisos y netos de 1 a 4 mm de diámetro (Fig. 2a; b), junto con la presencia de fragmentos de revestimientos de arcilla redondeados y agregados húmiferos (Moretti *et al.*, 2020). Además de la observación directa, otros análisis indirectos como la capacidad de intercambio catiónico de la fracción arcilla (CICarc) y la humedad equivalente (Heq), indicaron también la existencia de una mayor proporción de fracción arcilla en esos horizontes subsuperficiales que la determinada por el procedimiento granulométrico (Moretti *et al.*, 2020).

El conjunto de rasgos morfológicos y los análisis de laboratorio arriba descritos, sugieren la naturaleza pedosedimentaria de los materiales parentales de estos suelos, agrupados como Unidad depositacional "I" (UD I en Tabla 1 y en Fig. 1c), los cuales se habrían originado a partir de la erosión de paleosuperficies pre-existentes en el ámbito de la subcuenca, identificada como "P" en Tabla 1 y en Fig. 1c. En este sentido, Moretti *et al.* (2020) han constatado tanto la presencia de un paleosuelo en la base de un perfil de la bajada aluvial (perfil C-73; horizonte 4Btkb), como la de estructuras relictuales prismáticas y/o en bloques junto con abundantes microagregados subredondeados en la base de otros perfiles (perfil C-50; horizonte 5Ck2 y perfil C-53; horizonte 3Ck2). Por consiguiente, estos últimos horizontes constituirían una transición entre el pedosedimento y la paleosuperficie (indicados como UD I-P en Tabla 1 y en Fig. 1c).

De acuerdo al modelo de evolución paisaje-suelo presentado en Moretti *et al.* (2020), la dinámica tectónica y las condiciones climáticas vigentes en el Pleistoceno Superior habrían conducido al cambio en el nivel de base y al reajuste de la red hidrográfica de la región, favoreciendo procesos de morfogénesis con erosión de suelos y generación de estos pedosedimentos. Por otro lado, se interpreta que los sedimentos superficiales de textura fina, agrupados como Unidad depositacional "II" (UD II en Tabla 1 y en Fig. 1c), que constituyen los horizontes Ap de los suelos de los sectores elevados del paisaje, derivarían de la erosión eólica de los materiales más arcillosos de los cauces fluviales durante alguno de los ciclos áridos del Holoceno. Luego, en un período reciente más húmedo, habría tenido lugar la pedogénesis de esta superposición de depósitos, dando lugar a la formación de suelos de escaso desarrollo.

Desde el punto de vista mineralógico y a partir de los estudios micromorfológicos previos, la fracción arena de los suelos de la subcuenca La Esperanza se caracteriza por la presencia de cuarzo, feldespatos (microclino y plagioclasas), micas (biotita y muscovita), vidrio volcánico ácido y hornblenda verde (Moretti *et al.*, 2017; Moretti *et al.*, 2020). Por otro lado, y de acuerdo a los análisis realizados por difracción de rayos x, en la fracción arcilla se ha identificado illita, caolinita y minerales interstratificados illita-esmectita en diferentes proporciones, los cuales varían tanto entre perfiles como dentro de un mismo perfil. En este sentido, en los perfiles estudiados los pedosedimentos presentan una mayor proporción de minerales interstratificados con dominancia de esmectita. Estas características composicionales podrían deberse a que estos materiales han sufrido una evolución pedogenética previa, como eventualmente también un proceso *in situ* de enriquecimiento en esmectitas por transformación de illitas pre-existentes (Moretti *et al.*, 2020).

MATERIALES Y MÉTODOS

Se analizó un total de 28 muestras, correspondientes a cada horizonte de suelo de cinco perfiles representativos de las diferentes unidades de paisaje (Fig. 1b). Para el caso de la bajada aluvial, se presenta el perfil C-50 (Haplustol éntico) en posición de loma, y el perfil C-73 (Haplustol típico) en posición de bajo. En la pendiente de ladera se incluye al perfil

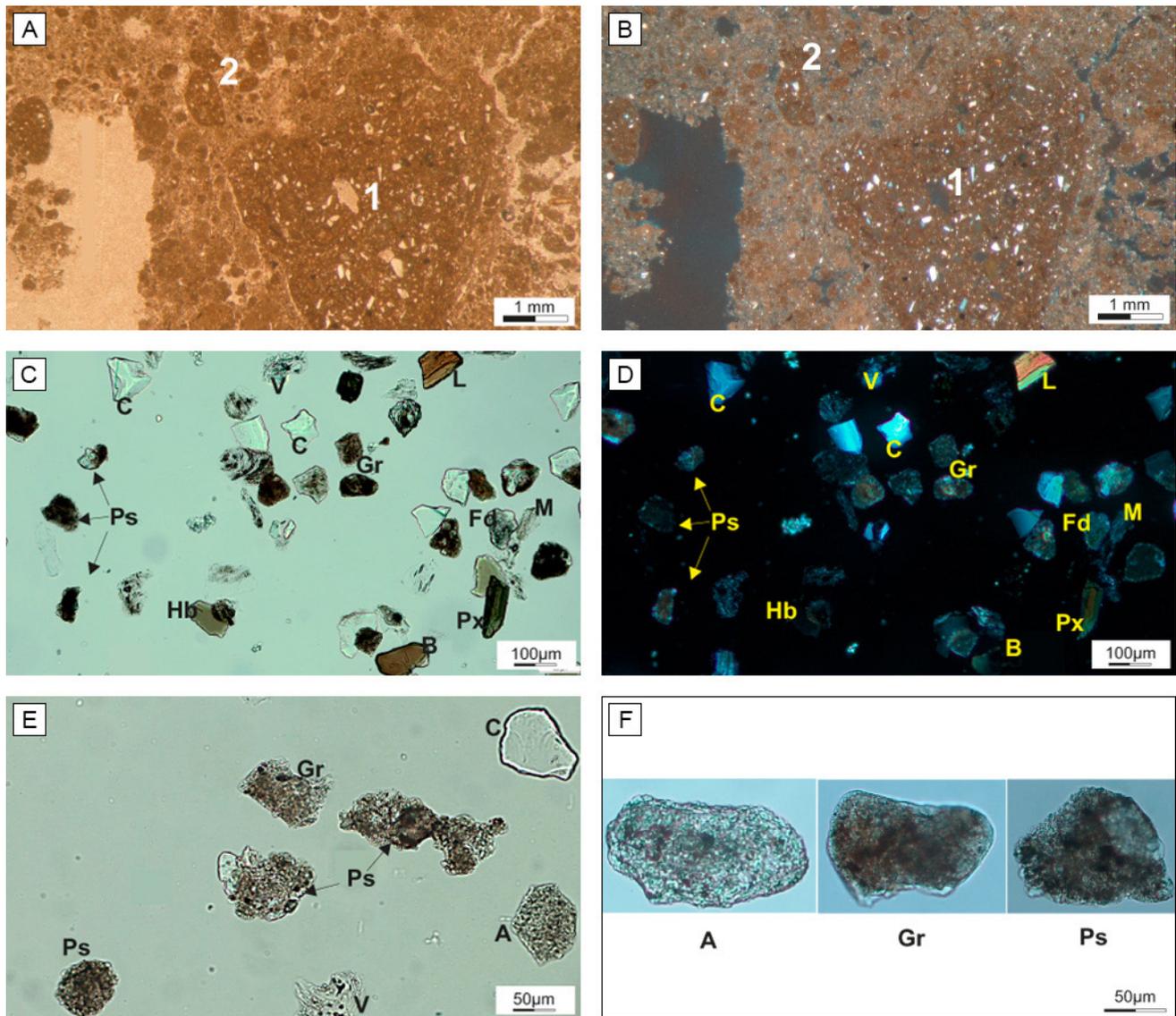


Figura 2. Microfotografías representativas de los materiales estudiados. **a)** Fotografía de corte delgado bajo microscopía óptica de transmisión, luz polarizada plana (perfil 50, horizonte 5Ck2). (1) agregado subredondeado heredado, compuesto por una mayor proporción de granos de cuarzo angulares y subangulares que la matriz de suelo circundante, (2) sector dominado por pseudo-arenas de diferente diámetro medio; **b)** el mismo campo que en a), con luz polarizada cruzada; **c)** Fotografía de la fracción arena muy fina bajo microscopía óptica de transmisión, luz polarizada plana (perfil 50, horizonte 3C). C: cuarzo; Fd: feldespato; V: vidrio volcánico; L: lamprobolita; M: muscovita; B: biotita; Hb: hornblenda; Px: piroxeno; Ps: pseudo-arena; **d)** el mismo campo que en c), con luz polarizada cruzada; **e)** Fotografía de la fracción arena muy fina bajo microscopía óptica de transmisión, luz polarizada plana (perfil 73, horizonte 3Ck). Ps: pseudo-arena; V: vidrio volcánico; C: cuarzo; A: alterita; **f)** Fotografías en luz polarizada plana que muestra en detalle un grano de alterita (A); un grano recubierto (Gr) y una pseudo-arena (Ps) procedentes del Perfil 50, horizonte 3C.

Figure 2. Representative microphotographs of studied materials. **a)** Photograph of thin section under transmission optical microscopy, plane polarized light (profile 50, horizon 5Ck2). (1) sub-rounded inherited aggregate, composed by a higher proportion of angular and subangular quartz grains that the surrounding soil matrix, (2) sector dominated by pseudo-sands of different mean diameter; **b)** the same field as in a), crossed polarized light; **c)** Photograph of the very fine sand fraction under transmission optical microscopy, plane polarized light (profile 50, horizon 3C). C: quartz; Fd: feldspar; V: volcanic glass; L: lamprobolite; M: muscovite; B: biotite; Hb: hornblende; Px: pyroxene; Ps: pseudo-sand; **d)** the same field as in c), crossed polarized light; **e)** Photograph of the very fine sand fraction under transmission optical microscopy, plane polarized light (profile 73, horizon 3Ck). Ps: pseudo-sand; V: volcanic glass; C: quartz; A: alterite; **f)** Photographs under plane polarized light showing details of an alterite grain (A), coated grain (Gr) and pseudo-sand (Ps). Profile 50, horizon 3C.

C-16 (Argiustol típico), mientras que para la planicie de inundación y la vía de escurrimiento temporario se analizan el perfil C-53 (Haplustert típico) y el perfil C-27 (Endoacuert típico), respectivamente.

La distribución de tamaño de partícula se realizó según la escala USDA (United States Department of Agriculture; Soil Survey Division Staff, 1993). La fracción arena (50-2000 μm) fue obtenida por sedimentación y tamizado en húmedo de la muestra de suelo total, previo a la eliminación de la materia orgánica con peróxido de hidrógeno y de carbonatos con ácido acético, y a la dispersión de las fracciones finas con hexametáfosfato de sodio. El estudio mineralógico se llevó a cabo en la sub-fracción arena muy fina (50-100 μm), por ser la más abundante (más del 70% de la fracción arena, Vizgarra *et al.*, 2018b) y por lo tanto la más representativa. A fin de identificar asociaciones mineralógicas totales, para este trabajo no se realizó la separación densimétrica de los granos.

Los granos de arena fueron montados en portaobjetos con bálsamo de Canadá, y estudiados bajo microscopía óptica de polarización mediante un microscopio marca Carl Zeiss, modelo AxioLab 5, equipado con una cámara fotográfica de la misma marca, modelo AxioCam 208 color. La identificación mineralógica se realizó según las técnicas de Kerr (1959), la estimación visual de la alteración mineral se determinó según la clasificación de Stoops *et al.* (1979), mientras que la esfericidad y redondez de los granos, se determinaron de acuerdo a la carta de ayuda visual de Krumbein y Sloss (1963). Para el conteo y determinación porcentual de cada especie mineral se utilizó el software libre JMicrovision, a partir de un total de 200 granos por muestra.

Para complementar las interpretaciones, se presentan otros análisis discutidos con anterioridad en Moretti *et al.* (2020). Estos comprenden datos granulométricos, obtenidos por el método de la pipeta de Robinson para la arcilla y tamizado en seco para las arenas (limo por diferencia), y de susceptibilidad magnética en masa específica (χ) determinada a baja frecuencia (0,465 kHz) y expresada en ($\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$).

Se incluye además la capacidad de intercambio catiónico de la fracción arcilla (CICarc), calculada a partir de la CIC total del suelo, descontando la CIC atribuible a la materia orgánica estimada en 250 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$, y la CIC atribuible al limo fino, estimada en 20 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$. Estos valores de referencia surgen como resultado de trabajos previos en suelos de la región (Morrás, 1995).

RESULTADOS

Los análisis mineralógicos de todos los perfiles estudiados (Tabla 1), revelaron la presencia de cuarzo, feldespatos (principalmente alcalinos y en menor medida plagioclasas), vidrio volcánico ácido con canalículos y vesículas, micas (muscovita y biotita), hornblendas (principalmente hornblenda verde y ocasionalmente hornblenda parda) y piroxenos (Figs. 2c-d; 3c-f). Además se presentan minerales opacos, y otros granos que por su grado de alteración no han podido identificarse, por lo que son incluidos como alteritas (Figs. 2e, f; 3c-d).

Para el caso de los feldespatos, micas y hornblendas, si bien se han podido identificar diversas variedades de cada especie de acuerdo a sus propiedades ópticas (relieve, hábito, maclas, birrefringencia, etc.), a fines prácticos aquí se presenta solo el porcentaje total de cada una de esas tres especies minerales.

Por otro lado, se observaron micro-agregados de matriz fina (pseudo-arenas) así como partículas minerales con un recubrimiento similar de color pardo a pardo oscuro, que aparentan estar constituidos por una asociación de arcilla con óxidos de hierro (Fig. 2c-f; 3a-d). También se han identificado granos parcialmente cubiertos por óxido de hierro de color rojizo (Figs. 3a-d).

Otra característica común para todos los suelos, es la presencia conjunta de granos de cuarzo y de feldespato de morfología angular, subangular y subredondeada (Figs. 3a-d). En cuanto a los feldespatos no se han podido establecer tendencias definidas de variabilidad entre horizontes. No obstante, en la mayoría de los casos la superficie de los granos de feldespato presenta un incremento del grado de alteración con la profundidad, lo cual se acompaña de una mayor proporción de alteritas en el mismo sentido. Las proporciones de las demás especies minerales, así como de las pseudo-arenas, varían tanto dentro del mismo perfil como entre perfiles, observándose diferentes tendencias para cada unidad de paisaje, según se describe a continuación.

Bajada aluvial

Los suelos de esta unidad presentan los mayores contenidos de cuarzo en la base, conjuntamente con los porcentajes más bajos de vidrio volcánico,

Tabla 1. Mineralogía de arenas y datos analíticos seleccionados de los perfiles de suelos estudiados.
Table 1. Sand mineralogy and selected analytical data of the studied soil profiles.

UD/P	Horizonte	Prof.	C	Fd	M	Px	Hb	O	V	A	Gr	Ps	Arena*	Limo*	Arcilla*	ClCarc*	Heq*	X*	
		cm	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	cmol+/kg	(%)	10 ⁻⁶ ·m ³ ·kg ⁻¹	
Bajada aluvial. Perfil C-50, Haplustol éntico (Lat. 27° 1' 28,25"S; Long. 61°47' 39,25"O)																			
II	Ap	0-24	39,5	16,5	10,5	2,0	17,5	1,0	4,5	4,5	3,5	0,5	5,5	56,2	38,3	32,5	41,9	2,2	
I	2AC	24-45	38,3	13,6	9,1	3,8	6,8	0,0	12,8	1,5	6,8	7,5	12,0	75,8	12,2	136,9	30,4	2,0	
I	3C	45-66	29,8	5,5	7,7	2,2	7,7	0,6	18,8	5,0	12,2	10,5	21,8	69,1	9,0	177,6	32,8	2,1	
I	4Ck1	66-95	38,3	18,4	4,4	2,4	4,9	1,9	10,2	3,4	7,8	8,3	41,6	51,7	6,7	221,8	27,7	1,9	
I-P	5Ck2	95-150	58,7	15,5	2,3	0,9	0,9	1,4	2,8	8,9	5,2	3,3	22,2	66,4	11,3	118,6	32,0	1,1	
Bajada aluvial. Perfil C-73, Haplustol típico (Lat. 27° 5' 18,79"S; Long. 61°42' 46,98"O)																			
II	Ap	0-24	43,5	25,8	7,5	0,0	8,1	1,6	5,4	3,2	3,8	1,1	3,4	60,4	36,2	27,2	31,6	1,9	
I	2Bw	24-45	47,4	10,3	14,1	0,0	8,3	0,6	6,4	0,6	5,8	6,4	3,5	72,2	24,4	72,3	32,8	1,8	
I	3CK	62-125	40,0	8,0	5,4	0,0	8,7	0,7	6,7	10,7	8,7	11,3	4,8	75,5	19,7	134,6	26,1	1,3	
P	4Btkb	125-150	60,7	17,3	1,6	0,3	1,0	3,9	1,3	3	6,6	4,3	27,1	61,6	11,3	76,6	34,6	0,9	
Pendiente de ladera. Perfil C-16, Argiustol típico (Lat. 26° 59' 56,75"S; Long. 61°44' 8,88"O)																			
I	Ap	0-13	48,8	20,9	4,0	0,0	1,5	2,5	7,0	4,0	4,5	7,0	4,8	54,3	40,9	37,9	32,3	1,8	
I	Bt	13-26	57,8	9,3	5,0	0,0	11,8	0,6	5,0	5,0	3,1	2,5	3,8	57,0	39,3	44,3	46,7	1,4	
I	BC	26-40	45,0	23,3	2,8	1,1	7,2	0,6	4,4	1,7	5,6	8,3	4,9	71,0	24,1	69,9	28,7	1,6	
I	C	40-74	49,0	7,0	8,4	0,0	4,0	0,5	11,9	2,0	5,0	12,4	4,8	82,0	13,2	111,7	26,8	1,7	
I	2Ck1	74-97	49,2	7,3	6,2	0,5	4,2	0,5	7,9	4,7	6,8	12,6	15,3	75,6	9,1	182,0	24,4	1,8	
I-P	3Ck2	97-150	54,1	15,3	3,9	0,4	3,9	1,7	4,4	3,9	8,7	3,5	5,6	70,0	24,4	71,1	25,0	1,0	
Planicie de inundación. Perfil C-53, Haplustert típico (Lat. 27° 2' 41,32"S; Long. 61°46' 4,71"O)																			
II	Ap	0-16	56,2	17,7	9,9	0,5	4,9	0,5	2,5	2,5	3,9	1,5	3,2	51,4	45,4	31,9	32,2	1,8	
I	Btss1	16-30	64,1	12,3	2,7	0,5	9,5	1,4	2,3	1,8	4,1	1,4	3,2	53,7	43	45,6	34,6	1,8	
I	Btss2	34-43	50,9	14,6	6,2	0,0	9,0	0,0	4,2	1,9	6,1	7,1	3,2	56,4	40,3	53,6	33,3	1,7	
I	Btss3	43-58	46,3	9,4	7,8	0,4	8,6	0,4	3,7	6,6	8,2	8,6	3,5	64,9	31,6	68,9	33,3	1,7	

	I	2BCK	58-74	41,0	7,7	9,9	1,9	6,6	0,9	9,4	4,7	8,0	9,9	15,3	61,2	23,5	89,3	28,8	1,7
I	3CK1	74-117	43,8	8,1	4,3	0,0	6,2	6,2	0,0	5,0	8,1	11,6	12,8	25,1	55,8	19,1	114,3	27,8	1,6
I-P	3CK2	117-150	58,5	14,0	3,4	0,0	1,0	1,0	1,0	4,3	7,2	6,8	3,9	22,5	64,4	13,1	132,3	28,6	1,1
Vía de escurrimiento temporario. Perfil C-27, Endoacuert típico (Lat. 27° 0' 5,50"S; Long. 61°45' 45,19"O)																			
II	Ap	0-17	45,5	19,1	8,7	2,7	8,6	0,5	6,8	0,5	5,5	5,5	2,3	8,2	60,3	31,5	24,7	37,8	2,6
II	Bt	17-42	42,0	14,6	13,2	2,9	7,8	0,5	8,8	3,4	3,9	3,9	2,9	7,9	51,3	40,8	36,8	36,8	2,7
II	Btss1	42-84	37,8	10,0	5,2	5,6	23,9	3,6	4,0	4,0	2,4	2,4	3,6	6,5	43	50,5	42,7	49,1	2,6
I	2Btss2	84-110	34,5	11,9	7,1	3,6	1,6	2,0	32,5	1,2	2,0	2,0	3,6	27,1	45,7	27,2	79,0	35,6	5,1
I	2Bt	110-128	26,4	5,2	4,7	3,8	24,5	0,0	29,2	0,0	4,2	4,2	1,9	24,8	50,4	24,8	77,1	33,1	3,2
I-P	3Btss	128-145	50,2	14,4	3,5	1,9	1,9	1,2	7,0	5,8	8,2	8,2	5,8	4,8	42,8	52,3	52,1	50,9	0,7

Referencias: UD: Unidad deposicional (I, II); P: paleosuperficie; C: cuarzo; Fd: feldespatos; M: micas; Px: piroxeno; Hb: hornblendas; O: opacos; V: vidrio volcánico; A: alterita; Gr: granos recubiertos; Ps: pseudoarena; ClCarc: capacidad de intercambio catiónico de la fracción arcilla; Heq: humedad equivalente; χ : susceptibilidad magnética en masa específica; (*): datos publicados en Moretti et al., (2020)

Referencias: UD: Depositacional unit (I, II); P: paleosurface; C: quartz; Fd: feldspars; M: micas; Px: pyroxenes; Hb: hornblends; O: opaque minerals; V: volcanic glass; A: alterites; Gr: coated grains; Ps: pseudosand; ClCarc: cation exchange capacity of the clay fraction; Heq: moisture equivalent; χ : magnetic susceptibility at specific mass; (*): data published in Moretti et al., (2020).

micas y hornblendas. En particular, esto es notorio en el paleosuelo (P) descrito en la base del Haplustol típico (horizonte 4Btkb), donde el porcentaje de cuarzo supera el 60%, en tanto que los de vidrio, micas y hornblenda presentan valores cercanos al 1%. La misma tendencia se verifica en el horizonte 5Ck2 del Haplustol éntico (UD I-P).

Con respecto a las pseudo-arenas y los granos recubiertos, los porcentajes son mínimos en los horizontes Ap (UD II), aumentan en profundidad (UD I) y disminuyen notoriamente en los horizontes 5Ck2 (UD I-P) y 4Btkb (P) del Haplustol éntico y del Haplustol típico respectivamente.

Pendiente de ladera

El suelo ubicado en la pendiente de ladera tiene contenidos de cuarzo que varían entre el 45 y el 57%, en tanto que el vidrio volcánico alcanza su valor máximo en el horizonte C (11,9%), disminuyendo claramente en los horizontes siguientes a la discontinuidad litológica (horizonte 2Ck1 y 3Ck2). En términos generales, los contenidos de hornblenda, micas y feldespatos son mayores en el solum del perfil hasta el contacto con los sedimentos subyacentes en discontinuidad, incluyendo un valor máximo de minerales opacos en el epipedón. Por otro lado, los contenidos de pseudo-arenas y granos recubiertos presentan un incremento marcado a partir del horizonte BC, disminuyendo las primeras ligeramente en el horizonte 3Ck2.

Las variaciones verticales de los minerales en este perfil son más complejas que en los perfiles de la bajada aluvial, aunque en varios componentes se pueden reconocer diferencias cuantitativas entre los horizontes superficiales y los más profundos, con una transición con cierta individualidad a nivel del horizonte C. Si bien no se cuenta con el estudio micromorfológico de los horizontes Ck de la base del perfil, las variaciones mineralógicas arriba descritas junto con los datos analíticos, permiten detectar la transición pedosedimento-paleosuperficie (UD I-P) al nivel del horizonte 3Ck2, dada por una menor proporción de pseudo-arenas y vidrio volcánico, así como mayores contenidos de cuarzo.

Planicie de inundación

La mineralogía de arenas determinada para el suelo representativo de estos sectores planos y bajos

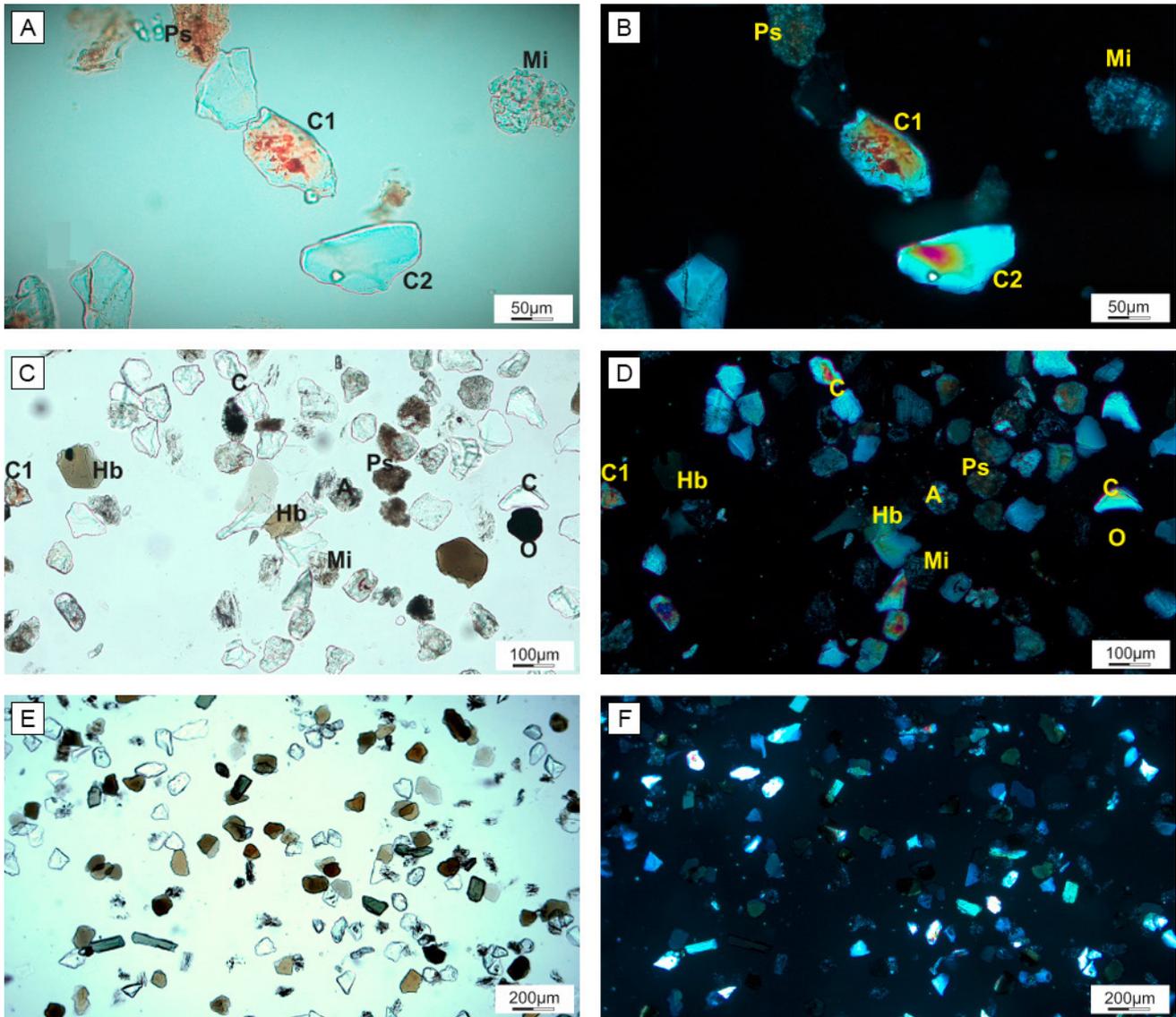


Figura 3. Microfotografías representativas de materiales estudiados. **a)** Fotografía de la fracción arena muy fina bajo microscopía óptica de transmisión, luz polarizada plana (perfil 16, horizonte 3Ck2). C1: grano de cuarzo parcialmente cubierto con óxido de hierro; C2: grano de cuarzo subredondeado, sin cobertura superficial; Ps: pseudo-arena; Mi: grano de microclino alterado; **b)** el mismo campo que en a), con luz polarizada cruzada; **c)** Fotografía de la fracción arena muy fina bajo microscopía óptica de transmisión, luz polarizada plana (perfil 53, horizonte 2BCk). C: granos de cuarzo de diferente morfología; C1: grano de cuarzo parcialmente cubierto con óxido de hierro; Hb: hornblenda; Mi: microclino; A: alterita; O: mineral opaco; Ps: pseudo-arena; **d)** el mismo campo que en c), con luz polarizada cruzada; **e)** Fotografía de la fracción arena muy fina bajo microscopía óptica de transmisión, luz polarizada plana (perfil 27, horizonte 2Bt). Nótese la abundante proporción de minerales ferromagnesianos (en tonalidades de verde) y de vidrio volcánico, en relación a la baja participación de granos de cuarzo; **f)** el mismo campo que en e), con luz polarizada cruzada.

Figure 3. Representative microphotographs of studied materials. **a)** Photograph of thin section under transmission optical microscopy, plane polarized light (profile 16, horizon 3Ck2). C1: quartz grain partially covered with iron oxide; C2: sub-rounded quartz grain without surface coverage; Ps: pseudo-sand; Mi: altered microcline grain; **b)** the same field as in a), crossed polarized light; **c)** Photograph of thin section under transmission optical microscopy, plane polarized light (profile 53, horizon 2BCk). C: quartz grains of different morphology; C1: quartz grain partially covered with iron oxide; Hb: hornblende; Mi: microcline; A: alterite; O: opaque mineral; Ps: pseudo-sand; **d)** the same field as in c), crossed polarized light; **e)** Photograph of thin section under transmission optical microscopy, plane polarized light (profile 27, horizon 2Bt). Note the high proportion of ferromagnesian minerals (in shades of green) and volcanic glass, in relation to the scarce participation of quartz grains; **f)** the same field as in e), crossed polarized light.

del paisaje (Hapluster típico), muestra una variación vertical similar a la de los suelos de la bajada aluvial. El horizonte 3Ck2, correspondiente a la transición (UD I-P), presenta elevados contenidos de cuarzo y alteritas, y relativamente bajos contenidos de vidrio volcánico, pseudo-arenas, granos recubiertos, micas, hornblendas y piroxenos. En el pedosedimento (UD I), los horizontes Btss presentan mayores contenidos de cuarzo (46-64%) y menores de vidrio (2-4%), que los identificados en las discontinuidades litológicas subyacentes (horizontes 2BCk y 3Ck1), donde el cuarzo disminuye (41-44%) y el vidrio aumenta (5-9%). Por otro lado, son mayores las proporciones de hornblendas, micas y piroxenos que los constatados en la base del perfil. Por su parte, el horizonte Ap presenta una mineralogía comparable a los Ap de la bajada aluvial, principalmente a partir de elevados contenidos de micas y hornblenda, y contenidos medios de vidrio volcánico.

En lo referido al porcentaje de pseudo-arenas y granos recubiertos, y como se describió para los anteriores suelos, se puede constatar un aumento gradual en profundidad y luego una disminución en la base del perfil (UD I-P; horizonte 3Ck2).

Vía de escurrimiento temporario

El estudio de la fracción arena del Endoacuert típico muestra para los horizontes del tramo inferior (UD I), una marcada variabilidad en relación con las discontinuidades litológicas identificadas. En este sentido, en los horizontes 2Btss2 y 2Bt el contenido de cuarzo (26-34%) es menor que en los horizontes suprayacentes de la unidad II, mientras que el vidrio volcánico presenta el valor más alto, superando el 32%.

Por otra parte, considerando en conjunto los horizontes Btss1, 2Btss2 y 2Bt en la interfase entre las UD I y II, también se pueden observar ciertas características comunes. Por un lado el contenido de hornblenda es máximo en los horizontes Btss1 y 2Bt, superando el 24% mientras que en el resto del perfil se mantiene por debajo del 9%. Debe notarse que la elevada proporción de hornblenda de esos dos horizontes es la mayor constatada entre todos los perfiles estudiados. Del mismo modo, en los horizontes de esta interfase los contenidos de piroxenos y de minerales opacos son máximos dentro del perfil, y constituyen también los porcentajes más elevados de todas las muestras analizadas.

Las pseudo-arenas y los granos recubiertos muestran en general bajos porcentajes de ocurrencia a lo largo del perfil. En el caso de las pseudoarenas, los valores se mantienen por debajo de 3,6%, aumentando ligeramente en el horizonte 3Btss (5,8%).

DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos revelan que los suelos desarrollados en la bajada aluvial, presentan una tendencia similar en cuanto a la mineralogía de la fracción arena. Los horizontes Ap de la UD II se caracterizan por contenidos de vidrio volcánico menores que los horizontes inmediatos subyacentes de la UD I, mientras que en el caso del Haplustol éntico, es notoria la abundancia de hornblendas en superficie. A partir de la primera discontinuidad litológica correspondiente al límite entre las UD II y I (horizontes 2AC; 2Bw), el porcentaje de vidrio aumenta, y luego disminuye hacia la base de los perfiles. A nivel de las paleosuperficies el cuarzo aumenta notoriamente presentando los valores máximos, hecho que se constata tanto a partir del conteo de granos como de la observación directa en corte delgado. En este último caso, el estudio micromorfológico ha permitido identificar agregados remanentes de la paleosuperficie, caracterizados por una matriz con una mayor proporción de cuarzo que el material pedosedimentario circundante (Figs. 2a-b).

Por otro lado, la correspondencia entre las variaciones mineralógicas de los distintos niveles sedimentarios y los valores de susceptibilidad magnética (χ), permiten confirmar la interpretación sugerida en un trabajo precedente (Moretti *et al.*, 2020), en cuanto a que las diferencias de primera magnitud en la señal magnética de los perfiles, sería adjudicable a las características y composición del material parental. Así, en el Haplustol éntico los valores de χ en el horizonte superficial y en los horizontes subyacentes hasta el horizonte 4Ck1 oscilan alrededor de $2 \cdot 10^{-6} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. A partir de allí, la χ desciende a un mínimo de $1,1 \cdot 10^{-6} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ en la base del perfil, en correspondencia con la disminución de hornblendas, piroxenos y micas y el incremento de cuarzo (Tabla 1). Estos resultados coinciden en este aspecto con los obtenidos en algunos suelos de la región Pampeana (Liu *et al.*, 2010) y contribuyen a reforzar la interpretación respecto de la influencia

determinante que los componentes litogénicos del material parental, y particularmente de la fracción gruesa, tienen sobre los valores de χ , tal como fuera discutido en un análisis reciente sobre los modelos magnetoclimáticos (Morrás, 2020).

Otra característica -en este caso común para todos los suelos- es la presencia de pseudoarenas y granos recubiertos, cuya proporción aumenta claramente en profundidad en el pedosedimento (UD I), pero que disminuye en el paleosuelo (P) y en el nivel de transición pedosedimento-paleosuperficie (UD I-P) reconocidos en la base de los Haplustoles de la bajada aluvial (Tabla 1). Esto se ve acompañado por variaciones con la profundidad de la CIC calculada de la fracción arcilla, con valores anómalos de esta última ($>100 \text{ cmol}^+ \cdot \text{kg}^{-1}$) que coinciden con mayores proporciones de pseudo-arenas. Por otro lado, puede notarse que tanto la proporción de pseudo-arenas como la CICarc son coincidentemente menores en el Endoacuert de la vía de escurrimiento temporario que en los otros perfiles. En otros términos, la presencia de abundantes agregados limo-arcillosos en la fracción arena de estos suelos implica una subestimación en el porcentaje total de las fracciones más finas obtenidas mediante los análisis granulométricos, lo que se refleja en los valores anómalos de la CICarc.

La presencia y las variaciones verticales de pseudoarenas aquí determinadas, concuerdan con los estudios micromorfológicos previos realizados en la mayor parte de estos mismos perfiles (Moretti *et al.*, 2020). Debe notarse que las pseudo-arenas detectadas en el análisis micromorfológico corresponden a tamaños de arena media a muy gruesa, mientras que el presente trabajo ha permitido constatar que también se encuentran como microagregados del tamaño de arena muy fina. Así, por ejemplo para el caso del Haplustol éntico, el pedosedimento (UD I; horizontes 3C-4Ck1) presenta abundantes agregados subredondeados y fragmentos de suelo retrabajados de tamaño arena dispersos en una matriz de textura fina, mientras que la paleosuperficie parcialmente preservada (UD I-P; 5Ck2), consiste principalmente de bloques subangulares y, en menor medida, de agregados subredondeados. Por otra parte, el estudio morfológico de los granos de arena del pedosedimento (UDI), sugiere una génesis compleja para esta unidad. En este sentido, la elevada proporción de pseudo-arenas, junto con el mayor grado alteración de los feldspatos y la presencia de granos subredondeados

total o parcialmente cubiertos con óxidos de hierro, no solo serían el resultado del ciclo pedogenético actual, sino que podría relacionarse con uno o más ciclos de pedogénesis y erosión previos.

Para el caso del horizonte Ap del Argiustol típico ubicado en la pendiente de ladera, y contrariamente a los suelos de la bajada aluvial, el mayor porcentaje de cuarzo, de minerales opacos y la poca proporción de hornblenda determinado, podría deberse a su truncamiento superficial por erosión hídrica. Por lo tanto, a este horizonte se lo relaciona con la UD I. Cabe destacar que la misma interpretación deviene del análisis de la fracción arcilla, donde el Argiustol presenta un horizonte Ap con una composición diferente a la de los suelos de la bajada aluvial, dada por una mayor proporción de minerales interestratificados (Moretti *et al.*, 2020). En profundidad, el pedosedimento muestra el porcentaje máximo de vidrio volcánico en el horizonte C, disminuyendo considerablemente en las discontinuidades litológicas subyacentes (2Ck1-3Ck2). Esto podría explicarse debido a que el horizonte 3Ck2 correspondería a un nivel de transición pedosedimento-paleosuperficie (UD I-P), como indica su enriquecimiento en cuarzo y empobrecimiento en pseudo-arenas.

En relación a la susceptibilidad magnética, y del mismo modo que en los suelos de la bajada aluvial, los valores mayores se observan en el solum del perfil, lo que también puede atribuirse a las variaciones composicionales de las fracciones gruesas.

Por su parte, los Vertisoles muestran particularidades que diferencian a aquél situado en posición de planicie de inundación, del desarrollado en la vía de escurrimiento temporario. En el Haplustert típico, se observa una tendencia similar a los demás suelos de la toposecuencia (bajada aluvial y pendiente de ladera), dada por proporciones de minerales y pseudo-arenas semejantes a las descritas para la transición (UD I-P), como así también para el pedosedimento (UD I) y el material de textura fina superficial (UD II). Por tal motivo, esto también resulta en tendencias similares para los valores de susceptibilidad magnética y de la CICarc.

En cambio, en el nivel I del Endoacuert típico se presentan los valores más elevados de vidrio volcánico de todos los perfiles aquí estudiados (32% en promedio). Puede notarse que este aumento de vidrio se acompaña con el incremento de hornblenda, piroxenos y minerales opacos en

la interfase entre la UD I y II. En consonancia con esta mineralogía, la susceptibilidad magnética del suelo presenta un marcado incremento a este nivel, que alcanza valores de $5 \cdot 10^{-6} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ y que resultan los más elevados entre los materiales de suelo aquí estudiados. Por el contrario en la base del perfil (UD I-P), la χ disminuye abruptamente en relación con el incremento de cuarzo y la disminución de los minerales opacos y ferromagnesianos.

Las elevadas proporciones de vidrio y minerales ferromagnesianos señaladas, sumado a la posición de este suelo en el paisaje, podría considerarse relacionado con una depositación de material piroclástico derivado de un evento volcánico, en mezcla sinsedimentaria con otros materiales locales. Este hecho sería equivalente y eventualmente correlacionable con depósitos encontrados en el sector meridional de los Bajos Submeridionales en el norte de la provincia de Santa Fe (Morrás, 1994). En esa área, se encontraron también contenidos elevados de vidrio volcánico –superiores a los aquí detectados- en horizontes subsuperficiales de suelos localizados en la planicie de inundación del sistema Golondrinas-Calchaquí, los que se habrían preservado dado su depositación en un ambiente de tipo palustre. Con respecto a las pseudo-arenas, los porcentajes se mantienen relativamente constantes en todo el suelo, coincidiendo además con valores normales de la CICarc. En este caso y a diferencia de los anteriores, en el estudio micromorfológico de este perfil no se identificaron agregados y/o fragmentos subredondeados. Estas diferencias podrían atribuirse al mayor grado de desarrollo del Endocuert típico, donde la posición en el paisaje favoreció una pedogénesis más intensa desarrollando un perfil completamente edafizado (hasta al menos los 150 cm), con una sucesión de horizontes Bt formados a partir de distintos materiales en discontinuidad.

Cabe destacar que la composición illítica de la fracción arcilla de los horizontes superficiales de los Vertisoles, es similar a la de los horizontes Ap de los Haplustoles, lo que llevó a postular un origen en común aunque hasta el momento no claramente definido para estos materiales (Moretti *et al.*, 2020). Los resultados aquí obtenidos para la fracción arena de los epipedones de los Haplustoles, también muestran similitudes con el Ap del Endocuert típico (todos desarrollados en la UD II), al presentar porcentajes relativamente elevados de cuarzo y menores de vidrio volcánico, así como contenidos

de mica también elevados.

Respecto a la proveniencia de los materiales estudiados, el estudio de las arenas de estos suelos sugiere distintas áreas de aporte, interpretación que surge tanto de la presencia conjunta de granos subredondeados y angulosos en el mismo material, como de las demás características morfológicas y composicionales. Por un lado, es evidente la existencia de sedimentos eólicos volcanoclásticos (principalmente en la UD I y en menor medida en la UD II) relacionados con un ciclo climático árido, donde los elevados contenidos de vidrio volcánico aquí determinados, permiten diferenciarlos del loess de la Formación Urundel descrito para esta región, y relacionarlos con la Formación Tezanos Pinto (Pleistoceno Superior), reconocida en el sector centro-sur de la cuenca de los BBSS. Asimismo, el enriquecimiento superficial en hornblendas y micas indicaría aportes de las Sierras Pampeanas, ubicadas al sur y oeste del área en estudio. Por otro lado, la paleosuperficie (P) y el nivel de transición (UD I-P) se caracterizan por una mayor proporción de cuarzo y la escasez de vidrio volcánico, entre otros aspectos. Este hecho podría atribuirse tanto a los aportes del río Salado -sedimentos ricos en limo, arcillas illíticas y arenas finas (Iriando, 1993)- como a los provenientes de las areniscas cuarcíticas (Formación Las Piedritas), que afloran en distintos puntos de las Lomadas de Otumpa e incluso dentro de la subcuenca La Esperanza, en la cantera homónima. En referencia a esto último, también se han descrito suelos con fragmentos de areniscas y con contactos líticos cercanos al metro de profundidad, en las unidades de pendiente de ladera y de planicie de inundación del sector chaqueño de la subcuenca La Esperanza (Vizgarra *et al.*, 2022).

CONCLUSIONES

El análisis mineralógico de la fracción arena de los suelos de la subcuenca La Esperanza, complementa nuestros resultados previos y sugieren un modelo de evolución del paisaje-suelo que puede relacionarse con los cambios ambientales del Cuaternario en la región. En este sentido, las fluctuaciones climáticas y la dinámica tectónica del Pleistoceno Superior habrían provocado el reajuste en la red hidrográfica del río Salado, favoreciendo procesos de erosión de paleosuperficies (P) -identificadas en la base de los perfiles- y generando pedosedimentos (UD

I). Los paleosuelos presentan altos contenidos de cuarzo y muy bajos de vidrio volcánico, que permiten vincularlos composicionalmente con los sedimentos del río Salado y con las areniscas cuarcíticas de la Formación Las Piedritas. Por su parte, el pedosedimento caracterizado entre otros rasgos por la presencia de pseudo-arenas y granos recubiertos, se habría enriquecido en minerales de origen volcanoclástico, muy escasos en la paleosuperficie. Esta asociación mineralógica permite relacionar a estos aportes eólicos, con los de la Fm Tezanos Pinto descritos más hacia el sur en la cuenca de los BBSS. Finalmente, la UD II, caracterizada por contenidos intermedios de cuarzo y vidrios, y elevados de micas y hornblendas, podría corresponder a otro evento de depositación eólica que cubrió la superficie de la subcuenca, probablemente durante alguno de los ciclos áridos del Holoceno. Este material de textura arcillosa y de pocos centímetros de espesor no se encuentra en la unidad de pendiente de ladera, de la cual habría sido erosionado. Finalmente, bajo un clima más húmedo y en un ambiente geomorfológicamente más estable, se habrían desarrollado los suelos a partir de los materiales de las UD I y II, presentando un mayor grado de evolución aquellos situados en los sectores más bajos del paisaje.

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado en el marco de proyectos de investigación del INTA (PNSUELO 1134032 y RIST I051). Se agradece el apoyo del grupo de mineralogía y micromorfología del Instituto de Suelos del INTA Castelar, particularmente al Ing. Emiliano Bressan y a la Téc. Joana Laghi. Los autores expresan su agradecimiento a los revisores Dr. Pablo Bouza y Dr. Augusto Varela, así como al editor asociado del LAJSBA, Dr. José I. Cuitiño, por las apropiadas sugerencias y comentarios que han permitido mejorar este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bertoldi de Pomar, H. (1969). *Notas preliminares sobre la distribución de minerales edafógenos en la Provincia de Santa Fe*. V Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo Actas: 716-726. Santa Fe.
- Boletta, P.E. (2001). *Utilización de información agrometeorológica y satelital para la evaluación de la desertificación en el Chaco Seco-Departamento Moreno, Santiago del Estero*. Tesis
- Magíster en Ciencias Agropecuarias, Universidad Nacional de Córdoba. Córdoba.
- Castellanos, A. (1968). Desplazamientos naturales, en abanico, del río Salado del Norte en la llanura Chaco-Santiagoense-Santafesina. Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología, 52: 1-19.
- Coriale, O. (2006). *Estudio de fuentes de agua subterránea con fines de provisión de agua potable y exploración hidrotermal*. Informe técnico del Instituto Nacional del Agua (INA), 104 pp.
- Giraut, M., Laboranti, E., Rey, C., Fioriti M., y Ludueña, S. (2001). Cuenca Propia de los Bajos Submeridionales. Creación de una unidad hídrica independiente. En: *Seminario Internacional sobre manejo integral de cuencas hidrográficas*. Rosario, Argentina. <http://www.bibliotecacpa.org.ar/greenstone/collect/facagr/index/assoc/HASH7465.dir/doc.pdf>
- Gollán, J., y Lachaga, D.A. (1939). *Agua de la provincia de Santa Fe. Primera contribución a su estudio*. Instituto Experimental de Investigación y Fomento Agrícola Ganadero, Santa Fe. Publicación técnica 12, 384 pp.
- Iriondo, M.H. (1990). *La Formación Urundel, un loess chaqueño*. International Symposium on loess, Expanded abstracts I: 89-90.
- Iriondo, M.H. (1993). Geomorphology and late Quaternary of the Chaco (South America). *Geomorphology* 7:289-303.
- Iriondo, M.H. (1997). Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences* 10(1): 71-79.
- Iriondo, M.H. (2012). *Agua superficial y subterráneas de la Provincia de Santa Fe*. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Santa Fe, 148 pp.
- Kerr, P.F. (1959). *Optical mineralogy*. New York: McGraw-Hill, 492 pp.
- Krumbein, W.C., y Sloss, L.L. (1963). *Stratigraphy and sedimentation*. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 660 pp.
- Liu, Q., Torrent, J., Morrás, H.J.M., Hong, A., Jiang, Z., y Su, Y. (2010). Superparamagnetism of two modern soils from the northeastern Pampean region, Argentina and its paleoclimatic indications. *Geophysical Journal International* 183(2): 695-705.
- Miró, R.C., y Martos, D.E. (2002). *Memoria de Hoja geológica de la provincia del Chaco. Escala 1:500.000*. SEGEMAR (inédito), Buenos Aires, 8 pp.
- Morello, J., Mateucci, S.D., Rodríguez, A.F., y Silva, M.E. (2012). Ecorregión del Chaco Seco. *Ecorregiones y complejos ecosistémicos argentinos*. Orientación Gráfica Editora, Buenos Aires, Argentina: 151-204.
- Moretti, L.M., Vizgarra, L.A., Rodríguez, D.M., Schulz, G.A., Paladino, I.R., y Morrás, H.J.M. (2017). *Nuevos aportes sobre la génesis y taxonomía de los suelos en el noreste de Santiago del Estero*. XX Congreso Geológico Argentino Actas Simposio 14: 73-77. Tucumán.
- Moretti, L.M., Vizgarra, L.A., Morrás, H.J.M., Schulz, G.A., Rodríguez, D.M., Paladino, I.R., Bressan, E.M., y Laghi, J.D. (2018). *Consideraciones acerca del origen y evolución de los suelos en el noreste de Santiago del Estero*. XXVI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo Actas: 1512-1517. Tucumán.
- Moretti, L.M., Vizgarra, L.A., Morrás, H.J.M., Rodríguez, D.M., Schulz, G.A., Paladino, I.R., Bressan, E.M., y Laghi, J.D. (2020). Origen de los materiales parentales y génesis de suelos en el extremo noroccidental de la cuenca de los Bajos

- Submeridionales, Santiago del Estero, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, Vol. 27(1): 29-53.
- Morrás, H.J.M. (1994). *Descripción y caracterización analítica de depósitos piroclásticos en dos perfiles de suelo de la Región Chaqueña*. V Reunión Argentina de Sedimentología Actas: 165-170. Tucumán.
- Morrás, H.J.M. (1995a). Mineralogy and cation exchange capacity of the fine silt fraction in two soils from the southern Chaco Region (Argentina). *Geoderma* 64: 281-295.
- Morrás, H.J.M. (1999a). Geochemical differentiation of Quaternary sediments from the Pampean region based on phosphorous contents as detected in the early 20th century. *Quaternary International* 62: 57-68.
- Morrás, H.J.M. (1999b). *Composición geoquímica de suelos y sedimentos cuaternarios de un sector del Chaco Meridional*. I Congreso Argentino del Cuaternario y Geomorfología Actas: 13. Santa Rosa, La Pampa.
- Morrás, H.J.M. (2017). Propiedades químicas y físicas de los suelos halomórficos de la fracción norte de los Bajos Submeridionales. En: E. Taleisnik y R.S. Lavado (Eds.). *Ambientes salinos y alcalinos de la Argentina*. Orientación Gráfica Editora-UNC, Buenos Aires, Argentina: 29-54.
- Morrás, H.J.M. (2020). Modelos composicionales y áreas de distribución de los aportes volcánicos en los suelos de la Pampa Norte (Argentina) en base a la mineralogía de arenas. En: P. Imbellone y O. Barbosa (Eds.). *Suelos y vulcanismo. Argentina*. Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo, Buenos Aires, Argentina 5: 127-167.
- Morrás, H.J.M., y Delaune, M. (1981). *Composición mineralógica de la fracción arena de algunos suelos de los Bajos Submeridionales, Santa Fe*. VIII Congreso Geológico Argentino Actas IV: 343-352. San Luis.
- Morrás, H.J.M., y Delaune, M. (1985). Caracterización de áreas sedimentarias del norte de la provincia de Santa Fe en base a la composición mineralógica de la fracción arena. *Ciencia del Suelo* 3(1-2): 140-151.
- Morrás, H.J.M., Fernández de Rapp, M., Scoppa, C., y Postma, J. (1980). *Mineralogía de arcillas de algunos suelos del norte de la provincia de Santa Fe*. IX Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo Actas: 1185-1191. Paraná, Entre Ríos.
- Peri, V.G. (2012). *Caracterización morfoestructónica de las Lomadas de Otumpa (Gran Chaco, Santiago del Estero y Chaco): influencias en el control del drenaje*. Ph.D. thesis, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires, 321 pp. (inédito).
- Peri, V.G., y Rossello, E.A. (2010). Anomalías morfoestructurales del drenaje del río Salado sobre las Lomadas de Otumpa (Santiago del Estero y Chaco) detectadas por procesamiento digital. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(4): 636-648.
- Peri, V.G., Barcelona, H., y Pomposiello, C. (2014). *Las areniscas de las Lomadas de Otumpa (Santiago del Estero y Chaco, Argentina) y su posible edad Mesozoica*. XIX Congreso Geológico Argentino Actas Estratigrafía y Sedimentología T1: 41. Córdoba.
- Popolizio, E., Serra, P., y Hortt, G. (1980). Bajos Submeridionales. *Grandes Unidades Taxonómicas del Chaco*. Centro de Geociencias Aplicadas. Universidad Nacional del Nordeste. Serie C Investigación T3: 1-5.
- Ramos, V.A. (1999). Las provincias geológicas del territorio argentino. En R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29(3): 41-96.
- Rossello, E.A., y Bordarampé, C.P. (2005). *Las Lomadas de Otumpa: nuevas evidencias cartográficas de deformación neotectónica en el Gran Chaco (Santiago del Estero, Argentina)*. XVI Congreso Geológico Argentino Actas en CD. La Plata.
- Sayago, J. (1995). The Argentine neotropical loess: an overview. *Quaternary Science Reviews* 14(7-8):755-766.
- Soil Survey Division Staff (1993). Soil survey manual. USDA Handb. No. 18. US Department of Agriculture. Washington DC, 315 pp.
- Stoops G., Altemuller, H.J., Bisdom, E.B.A., Delvigne, J., Dobrovolsky, V.V., Fitzpatrick, E.A., Paneque, G., y Sleeman, J. (1979). Guidelines for the description of mineral alterations in soil micromorphology. *Pedologie* 29:121-135.
- Vizgarra, L.A., Moretti, L.M., Rodríguez, D.M., y Schulz, G.A. (2018a). *Aplicación del enfoque geopedológico para el relevamiento semidetallado de suelos en el noreste de Santiago del Estero*. XXVI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo Actas: 1532-1537. Tucumán.
- Vizgarra, L.A., Moretti, L.M., Rodríguez, D.M., y Schulz, G.A. (2018b). *Carta de suelos de la República Argentina, subcuenca La Esperanza, departamento Moreno, provincia de Santiago del Estero*. Ediciones INTA, Hurlingham, Argentina, 96 pp. <https://inta.gob.ar/documentos/carta-de-suelos-de-la-republica-argentina-subcuenca-la-esperanza-departamento-moreno-provincia-de-santiago-del-estero>.
- Vizgarra, L.A., Moretti, L.M., Tenti Vuegen, L.M., Rodríguez, D.M., Schulz, G.A., Bressan, E.M., y Laghi, J.D. (2022). Geopedología del sector noroccidental de la cuenca de los Bajos Submeridionales, Argentina. *Ciencia del Suelo*. En prensa.