MORFOLOGIA Y MICROMORFOLOGIA DE TOSCAS DE ALGUNOS PALEOSUELOS PAMPEANOS EN EL AREA DE LA PLATA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Perla A. Imbellone y Mario E. Teruggi

Instituto de Geomorfología y Suelos. Facultad de Ciencias Naturales y Museo.Universidad Nacional de La Plata. Calle 532 Nº 949, (1900) La Plata. Argentina.

RESUMEN

En este trabajo se describe y caracteriza una secuencia de concentraciones calcáreas (toscas) que se encuentra en paleosuelos ubicados en la parte superior del Cenozoico Bonaerense (Formación Pampeano) y desarrollados sobre sedimentos loessoides. En base a sus rasgos morfológicos y micromorfológicos se identifican dos tipos principales de toscas en el suelo actual y en seis paleosuelos. Se atribuye un origen pedogénico a las toscas de la porción superior de la sucesión, con redeposición calcárea en los suelos enterrados de la porción inferior de la misma.
Palabras claves: calcreta, tosca, paleosuelos, mantos loessoides.

MORPHOLOGY AND MICROMORPHOLOGY OF CALCRETES IN SOME PALEOSOLS IN THE LA PLATA AEREA, PROVINCE OF BUENOS AIRES, ARGENTINA

ABSTRACT

This paper describes and characterizes a sequence of calcareous concentration (called toscas in vernacular) found in Upper Cenozoic (Pampeano Formation) and Holocene paleosols developed on loessoid sediments. On the basis of morphology and micromorphology, two main types of calcrete are identified in six paleosols and the present Argiudoll. It is assumed a pedogenetic origin of the calcareous concentrations, with redeposition in the buried paleosols.
Key Words: calcrete, tosca, paleosols, loessoid mantles.

INTRODUCCION

Prominentes en suelos y paleosuelos formados en sedimentos loéssicos y loessoides de la llanura pampeana, las toscas han recibido poca atención de los investigadores. Mencionadas por D'Orbigny (1842) y Darwin (1846), sólo merecieron descripciones parciales (Frenguelli, 1955) y escasos estudios específicos. Las contribuciones más concretas corresponden a Rusconi (1937), que ensaya una simple clasificación morfológica; la de Kilmurray (1966) que se ocupa por primera vez de la petrografía microscópica y las de Hayase y Dristas (1970), Mazza y Grazán (1971), Dristas y Frisicale (1978) y Zárate (1985), con enfoque genético y aplicación de técnicas de microscopía electrónica de barrido.

Todas estas descripciones e interpretaciones son, en buena parte, anteriores al desarrollo de los criterios para el reconocimiento de paleosuelos (Teruggi y Andreis, 1971) y, por ello, no se tratan las toscas en relación con la pedogénesis ni se presentan perfiles paleopedológicos. El presente trabajo encara una caracterización y descripción de toscas en relación con los paleosuelos en los que se encuentran.

ZONA DE ESTUDIO Y PERFIL PALEOPEDOLOGICO

La zona de estudio se encuentra en la periferia de la ciudad de La Plata, y se centra en una cantera de tierra que presenta un excelente corte del terreno hasta 7.85 m de profundidad (Fig. 1).

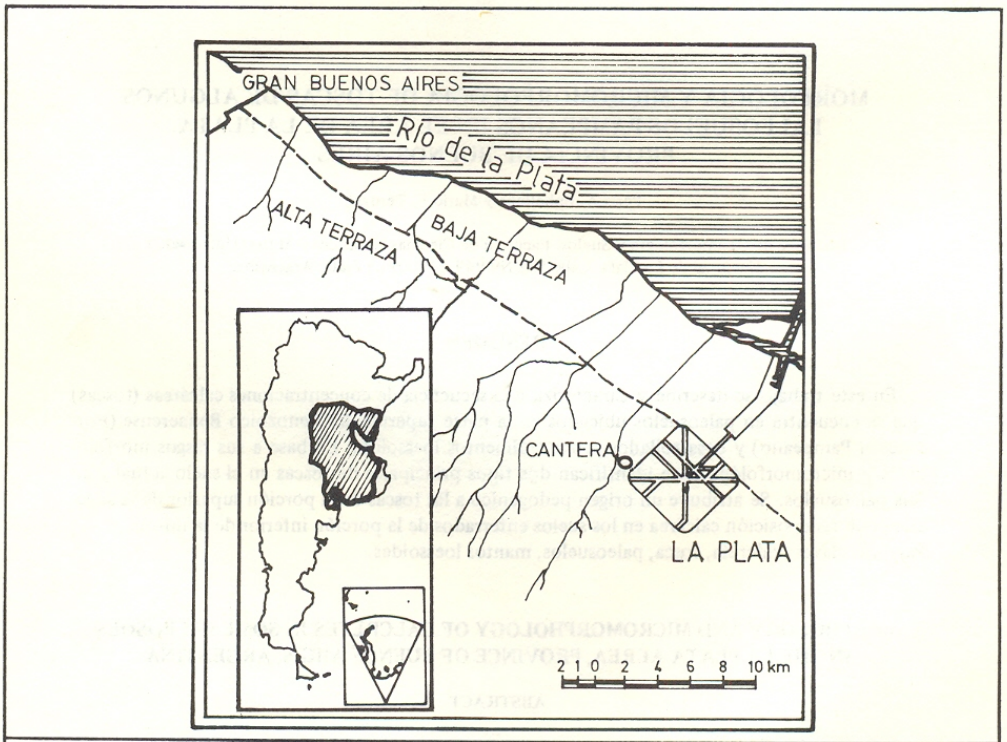

Fig. 1: Mapa mostrando la alta terraza (Pleistoceno) y la baja terraza (Holoceno) y la situación de la cantera estudiada. Incluído: distribución de sedimentos loéssicos y loessoides en la Argentina.

En la sección expuesta (Fig. 2) se reconocieron siete mantos horizontales superpuestos de sedimentos loessoides mas o menos compactados, que fueron designados con las letras A a G a partir de la superficie. La sucesión es concordante salvo en el límite entre los mantos C y D allí presenta una paleosuperficie de erosión, con excavación local de paleocauces, que representa un episodio hídrico de importancia. La secuencia es similar a la que se conoce de perforaciones y excavaciones en el ejido urbano platense y fuera de él, por lo que tiene carácter regional en el rasgo morfológico denominado alta terraza (Frenguelli, 1950).

La sucesión representa la porción más superior de la Formación Pampeana (Pleistoceno) e incluye el Postpampeano (Holoceno). Es posible que el límite Pleistoceno-Holoceno se halle en la superficie erosiva C-D, pero también podría hallarse más abajo, en la base del manto G, que se caracteriza por depósitos subacueos de tipo palustre. La cuestión podrá ser resuelta cuando se efectúen fechados con Carbono 14 o mediante el hallazgo de fósiles guías.

Existen diferencias sedimentológicas (texturales y mineralógicas) entre mantos o grupos de mantos, lo que ha posibilitado el reconocimiento de cuatro materiales originarios.

En cada uno de los siete mantos sedimentarios se ha desarrollado un perfil pedológico, comenzando con un Argiudol actual (manto A). Los paleosuelos se han reconocido por sus perfiles, el buen desarrollo de horizontes iluviales, sus evidencias biológicas (crotovinas, raicillas carbonizadas), sus evidencias microscópicas de iluviación, etc. Como es común en muchas partes del mundo, los suelos enterrados carecen de horizontes A (Allen y Goss, 1973).

Toda la secuencia está constituída por Argiudoles, lo que significa que en el intervalo geológico que ellos abarcan, los procesos pedológicos han sido similares a los actuales. Es posible que las condiciones climáticas y topográficas, con probables variaciones cíclicas, hayan mantenido sus semejanzas con las actuales en la región pampeana estudiada. Con todo, los rasgos hidromórficos se hacen más evidentes en los niveles inferiores, lo que denota condiciones climáticas que se fueron haciendo más áridas hacia el presente (suelo actual).

La acumulación de carbonato de calcio se ha efectuado en los siete mantos y paleosuelos, constituyendo rasgos muy evidentes. No obstante esta distribución, la abundancia y características de las toscas varían en los distintos perfiles, como se muestra esquemáticamente en la Figura 2.

RESULTADOS

Morfología de las toscas

Las toscas o calcretas se presentan en forma discontinua, pues en la secuencia estudiada faltan las toscas mantiformes que son comunes en otras regiones (Gile *et al.*, 1965; Aristarain, 1970; Magaldi, 1983)

En el suelo actual, el carbonato de calcio se encuentra bajo la forma de pseudomicelios y masas blanquecinas subredondeadas poco compactas con tendencia a pulverulentas, de 1,5 a 4 cm de diámetro. También hay masas más pequeñas (2 a 3 cm de diámetro), redondeadas y duras, con aspecto de tosquillas.

Las toscas de la parte inferior del paleosuelo b1 y del paleosuelo b2 son menos numerosas que en el Argiudol actual y mantienen las mismas características dimensionales y morfológicas, si bien se nota en ellas mayor compacidad y abundancia de tosquillas retransportadas.

El paleosuelo siguiente (b3), posee toscas en la paleosuperficie, paredes de crotovinas y planos de estra-

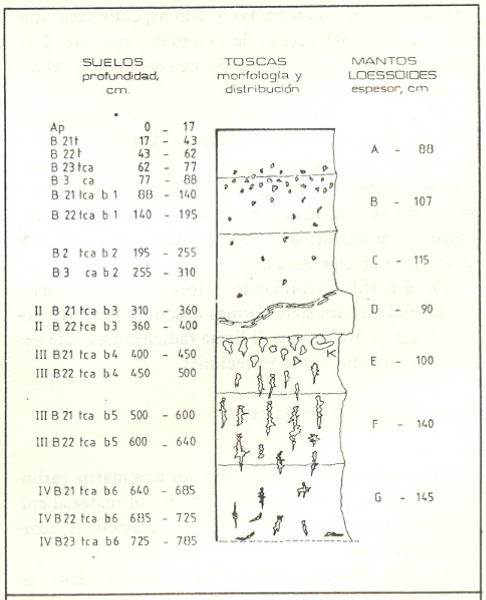

Fig. 2: Representación esquemática de la secuencia suelo-paleosuelos.
K. Crotovina

tificación, donde aparecen delgadas láminas carbonáticas no continuas de hasta 2 cm de espesor.

En el paleosuelo subyacente (b4) se presenta un brusco cambio morfológico de las toscas. Estas se presentan como entidades verticales, que semejan carámbanos o goterones, de 30 a 50 cm de largo y unos 2 a 10 cm de espesor, con ensanchamientos y estrechamientos irregulares.

Las toscas "goterones" comienzan en el techo del manto E adosadas a la base del manto suprayacente D y se ensanchan hacia arriba, por lo que en partes marcan una tendencia a tocarse y a unirse entre sí como posible manto en formación. Hacia la base del manto E se hacen más alargadas e irregulares en superficie.

En el paleosuelo siguiente (b5) continúa el tipo tosca goterón muy irregulares, alargadas, mucho más compactas y tenaces. Son cavernosas y aparecen constituídas por nódulos y tabiques agregados que confieren a las toscas un aspecto botroidal imperfecto o, más aún, enterolítico.

En el último paleosuelo (b6) de la secuencia, disminuyen las toscas en número y tamaño. El carbonato de calcio forma masas subredondeadas a irregulares cavernosas, muy compactas y con aspecto óseo, que resultan de la agregación de tabiques y nódulos. Hay además, láminas y tabiques de tosca en la masa del paleosuelo.

En el piso del manto G aparecen toscas tubulares rellenas, de 1 a 2 cm de diámetro y 10 a 12 cm de largo, ramificadas, en disposición horizontal y subhorizontal y naciendo de masas aglutinadas. Por estas características y la naturaleza palustre del material envolvente, se las identifica como rizoconcreciones, posiblemente de ciperáceas.

En el perfil, las formas de las toscas no concuerdan, en general con las siete formas descriptas por Rusconi, *op cit.*, salvo las que él llama radiciformes, que hemos denominado rizoconcreciones.

Composición mineralógica

Las toscas están constituídas por una matriz carbonática fina en la que se halla inmerso el material epiclástico representado por clastos de plagioclasas, cuarzo y vulcanitas.

En base a la disolución del carbonato de calcio con ácido clorhídrico diluído se pudo establecer que existen dos zonas con distinta composición de toscas: la zona del suelo actual y los paleosuelos b1 y b2, en cuyas toscas en general, el contenido de carbonato de calcio supera escasamente el 50% (máximo registrado 54,9%). La zona de los paleosuelos inferiores, más duras, contienen en cambio más del 95% de $CaCO_3$, con un máximo de 99,3% en el paleosuelo b3.

El análisis difractométrico de polvo obtenido de una rizoconcreción en la base del paleosuelo b6, revela un área suavemente mesetiforme correspondiente a los argilominerales y nítidos picos de reflexión correspondientes a cuarzo, feldespatos y calcita (Fig. 3a).

El difractograma correspondiente a la fracción arcilla (Fig. 3b) demuestra que los argilominerales son del tipo esmectíticos, interestratificados montmorillonita-illita, acompañados por illita y vestigios de caolinita. Se observan asimismo, reflexiones de los minerales epiclásticos.

Micromorfología de las toscas

Las toscas están compuestas de una parte esqueletaria y una matriz carbonática que engloba los componentes finos (Fig. 4a).

El esqueleto es abundante en las toscas superiores (suelo actual y paleosuelos b1 y b2), pero es escaso en las toscas inferiores (paleosuelos b3 a b6). Tiene similar composición: los clastos son redondeados a subredondeados (hasta astillosos) y corresponden a la fracción arena muy fina (50 a 100 μ m). Los minerales predominantes son el cuarzo y, en menor cantidad, plagioclasas frescas, por lo común subedrales. Algunos cuarzoplastos presentan bordes irregulares, que podrían ser resultados de corrosión. El residuo sólido de ataque clorhídrico revela al microscopio la presencia de litoclastos de andesitas, basaltos y tobas.

La matriz es normalmente de tipo micrítico con tamaño de grano medio de 2 a 3 μm. La matriz presenta una coloración amarillenta muy pálida, con áreas difusas más claras y de grano más fino (alrededor de 1 μm); excepcionalmente la matriz se hace semiopaca (paleosuelo b6).

En torno a los granos epiclásticos, no es raro que la matriz tienda a hacerse ligeramente esparítica (tamaño de grano entre 5 y 7 μm) formando una aureola o reborde de crecimiento (Fig. 4b).

En la matriz de las toscas duras hay un cuarteamiento irregular difuso, que a veces pasa a fisuras largas e irregulares que se anastomosan formando un sistema de grietas de 2 μ m de espesor. Las fisuras están rellenas por calcita esparítica, con cristales de 10 a 30 μ m (Fig. 4c y d).

En el paleosuelo b6, las fisuras y las zonas de micrita más límpida configuran unidades subredondeadas de 3 a 4 mm de diámetro cuyo diseño podría reflejar

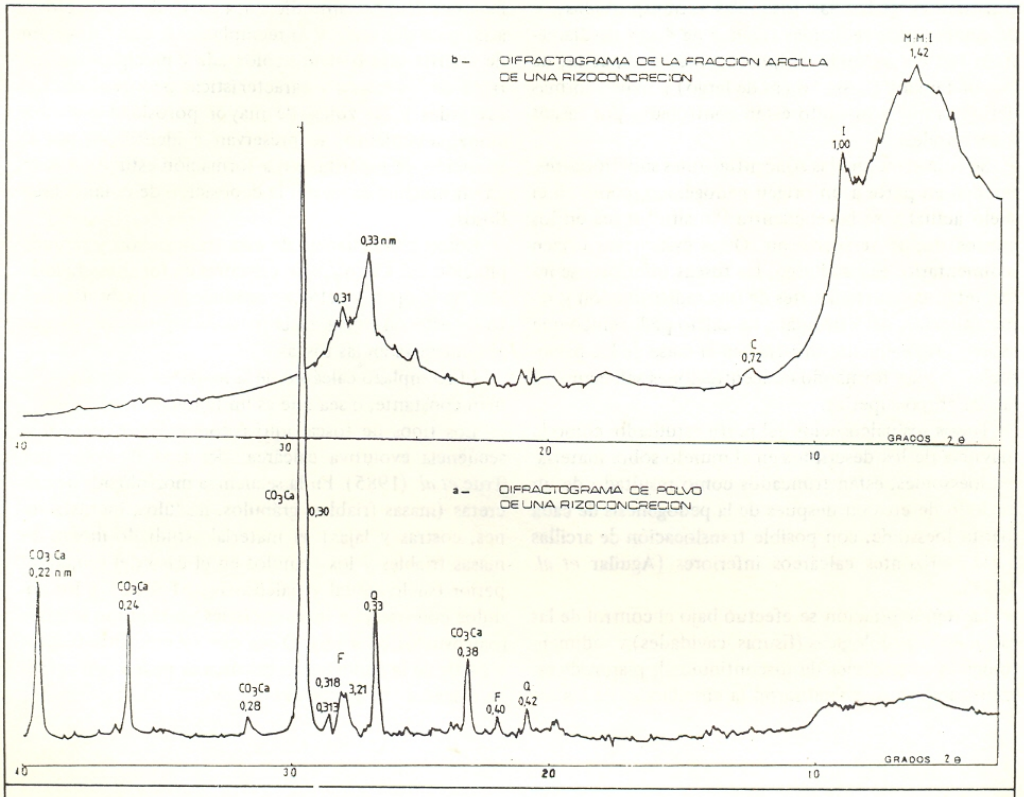

Fig. 3. Análisis difractométrico de una rizoconcreción proveniente del paleosuelo b6.

una antigua estructura grumosa ("clotted structure")

En el paleosuelo b5 se presentan cavidades aisladas de 80 a 100 μ m con rasgos hidromórficos consistentes en revestimientos de óxidos de manganeso entre la matriz micrítica y la calcita esparítica del relleno.

La disposición de los vacíos (fisuras y cavidades abiertas u obliteradas) sugiere una estructura poliédrica de origen pedológico, reemplazada por la calcita de las toscas.

En algunas toscas, en especial las del paleosuelo b6, hay remanentes de cutanes de cavidades. Son argillanes de color ámbar que forman revestimientos discontinuos, sobre los que se implanta la calcita esparítica que llena la parte central de la cavidad.

Los pedotúbulos no son escasos y están presentes en varios paleosuelos. En la tosca del paleosuelo b4 aparecen como canales de sección subcircular de 100 a 300 μ m de diámetro, excepcionalmente de 300 μ m, rellenados por un material casi isótropo color caramelo. Por fin, en la base del paleosuelo b6 se encuentran túbulos de micrita esparítica, que por su morfología y disposición se consideran rizoconcreciones.

CONCLUSIONES

Las toscas discontinuas estudiadas pueden agruparse en dos conjuntos: las toscas que están por encima de la paleosuperficie, en los paleosuelos b1 y b2, y las que están por debajo de ella en los paleosuelos b3 a b6. La paleosuperficie marca un período de tiempo más o menos largo sin depositación y caracterizado por intensa acción erosiva hídrica, que denudó el manto D y excavó paleovalles en él y en su base.

Las toscas del primer grupo son en general poco

consistentes (salvo las tosquillas retransportadas) y de dimensiones reducidas (menos de 4 cm de diámetro). Las del segundo grupo son más compactas, de mayor tamaño (hasta 50 cm de largo) y tienen formas definidas que a menudo están controladas por rasgos estructurales.

Se considera que las concentraciones superiores responden en parte a un origen pedogénico, como en el suelo actual y se las encuentra "in situ" o sea en los puntos donde se formaron. Otras evidencian origen sedimentario. Sin embargo, las toscas inferiores se interpretan como resultantes de una redistribución y reprecipitación del carbonato de calcio pedogénico que estuvo originalmente disperso en la masa de los paleosuelos, o bien formando concentraciones semejantes a las del grupo superior.

Todos los paleosuelos del perfil estudiado, como la mayoría de los descriptos en el mundo sobre materiales loessoides, están truncados como resultado de un período de erosión después de la pedogénesis de cada manto loessoide, con posible translocación de arcillas a los horizontes calcáreos inferiores (Aguilar *et al.* 1983).

La reprecipitación se efectuó bajo el control de las estructuras pedológicas (fisuras, cavidades) y sedimentológicas (superficies de discontinuidad, planos de estratificación), que facilitaron la circulación de las soluciones. Estas se difundieron, a partir de los "vacíos", a la masa del suelo y la reemplazaron, con formación de micrita más o menos coloreada y precipitación borrosa de los rasgos y características pedogénicos. Las cavidades y las zonas de mayor porosidad o menor empaquetamiento, se preservan e identifican por la aparición de esparita, cuya formación estuvo precedida en muchos casos por la deposición de cutanes arcillosos.

Como consecuencia de esta traslocación y reprecipitación del $CaCo_3$, que cristaliza en los sitios favorables de los paleosuelos, se produce el empobrecimiento de esta sustancia en la masa de los mismos, ya que se concentra en las toscas.

El reemplazo calcáreo de la matriz se realiza a volumen constante, o sea que es un fenómeno epigénico.

Los tipos de tosca aquí reconocidos, marcan una secuencia evolutiva calcárea, del tipo ilustrado por Truc *et al.* (1985). En la secuencia morfológica de calcretas (masas friables, gránulos, nódulos, incrustaciones, costras y lajas) el material estudiado ilustra las masas friables y los gránulos en el caso del grupo superior (suelo actual y paleosuelos b1 y b2) y los nódulos con pasaje a incrustaciones en el grupo inferior (paleosuelos b3 a b6). O sea que en este último caso, a partir de la pedogénesis calcárea se pasa a la diagénesis calcárea por acción del tiempo.

REFERENCIAS

Aguilar, J.; J. R. Guardiola; E. Barahona; C. Dorronsoro y F. Santos, 1983. Clay illuviation in calcareous soils. En: Bullock, P. and Murphy, C. (Ed.). Soil Micromorphology V2. A B Academic Publ. Netherlands. 541-550.

Allen, B. L. y D. W. Goss, 1973. Micromorphology of paleosols from the semi-arid plains of Texas. En: Rutherford, G. (Ed.). Soil Microscopy. The Limestone Press. Canadá. 511-525.

Aristarain, L. F., 1970. Chemical analyses of caliche profiles from the high plains, New México. Jour. Geology 78: 201-212.

Darwin, Ch., 1846. Geological observations in South America. Edition 1890. Ward, Lock & Co. London.

D'Orbigny, A., 1842. Voyage dans l' Amérique Meridional. T 3, 3º partie: Geologie. Paris. 41-52.

Dristas, J. A. y C. Frisicale, 1978. Génesis de las toscas del suroeste de la Provincia de Buenos Aires. Parte II. Res. 2º Reunión Informativa Cuaternario Bonaerense. C. I. C.

Frenguelli, J., 1950. Rasgos generales y geología de la Provincia de Buenos Aires. L.E.M.I.T. Serie II, 33: 1-72.

Frenguelli, J., 1955. Loess y limos pampeanos. Ser. Tec. y Didáctica 7. Fac. de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. 88p.

Gile, L. H.; F. F. Peterson y R. B. Grossman, 1965. The K horizon: a master soil horizon of carbonate accumulation. Soil Science 90: 74-82.

Hayase, K. y J. A. Dristas, 1970. Génesis de las toscas del SO de la Provincia de Buenos Aires. Parte I. Reunión Geología Sierras Australes Provincia de Buenos Aires. C. I. C. 121-131.

Kilmurray, J. O., 1966. Rasgos petrográficos y físicos de toscas de la Provincia de Buenos Aires. L.E.M.I.T. 104: 1-68.

Magaldi, D., 1983. Calcareous crusts (caliche) genesis in some Mollisols and Alfisols from southern Italy: a micromorphological approach. En: Bullock, P. and Murphy, C. (Ed.). Soil Micromorphology V2 A B Academic Publ. Netherlands. 623-636.

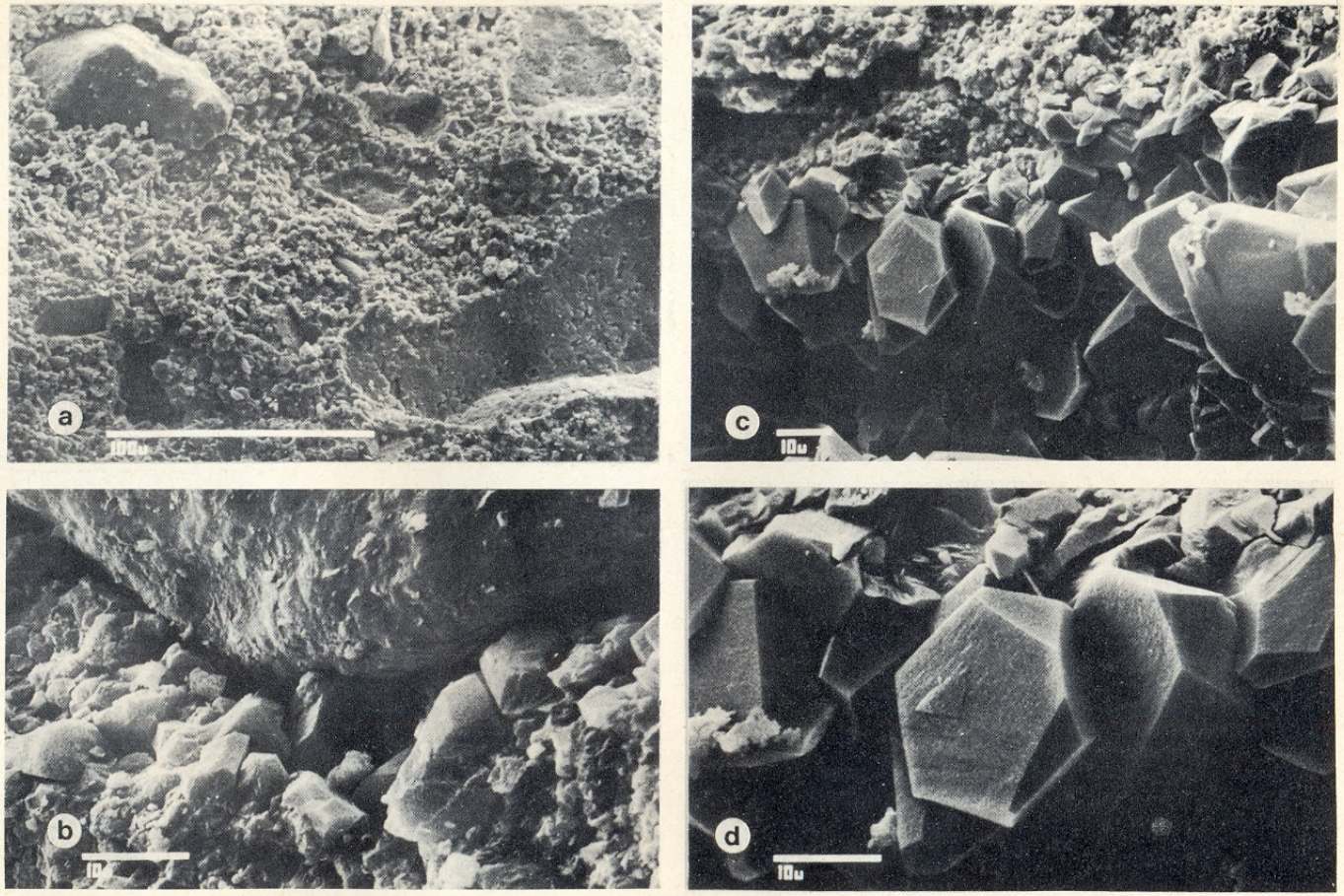

Fig. 4. Microfotografías electrónicas de barrido, obtenidas de toscas del paleosuelo b5.
a - Matriz micrítica carbonática con granos esqueletarios inmersos. Improntas dejadas por clastos. X 500. b - Reborde de crecimiento esparítico en torno a un grano epiclástico. X 2.000. c - Desarrollo de una grieta esparítica en la masa micrítica. En las paredes se observan romboédros y escalenoédros de calcita. X 1.000. d - Detalle de la anterior. X 2.000.

Mazza, C. A. y A. M. Grazzán, 1971. Contribución al conocimiento de las costras y encostramientos calcáreos del sur de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg. 26: 475-485.

Rusconi, C., 1937. Observaciones geológicas en la ciudad de Buenos Aires. Actas Acad. Cienc. Córdoba, Córdoba. Argentina 10: 248-252.

Teruggi, M. E. y R. R. Andreis, 1971. Micromorphological recognition of paleosolic features in sediments and sedimentary rocks. En: Yaalon, D. (Ed.). Paleopedology. Origin, Nature and Dating of Paleosols. Israel Univ. Press. Amsterdan. 161-171.

Truc, G.; J. M. Triac; S. Sassi; H. Paquet y G. Millot, 1985. Caractères genéraux de l' épigénie carbonatée de surface, par altération météorique liée a la pédogenèse, et par altération sous couverture liée à la diagenèse. Comtes rendu Acad. Sci. Paris 300: 283-290.

Zárate, M. A., 1985. Morfología, variaciones laterales y evolución de costras calcáreas: el entoscamiento del techo de la Formación Vorohue (Chapadmalal, Provincia de Buenos Aires) como caso de estudio. Res. 1º Jor. Geol. Bonaerenses, p 43.