

Caracterización y origen de las estructuras prismáticas de paleosuelos dolomíticos. Paracuellos de Jarama, Mioceno, Cuenca de Madrid

Characterization and origin of prismatic structures in dolomite paleosols. Paracuellos de Jarama area, Miocene of the Madrid Basin

Ana Isabel Casado^{1,2}, Ana María Alonso-Zarza^{1,2} y Andrea Martín-Pérez^{1,3}

¹Dpto. Mineralogía y Petrología. Facultad de CC. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. José Antonio Nováis 12, 28040 Madrid.

²Instituto de Geociencias (CSIC, UCM). C/ Severo Ochoa 7, 28040 Madrid. acasadogomez@ucm.es, alonsoza@geo.ucm.es

³Institute of Palaeontology, ZRC SAZU, Novi trg 2, SI 1000, Ljubljana, Slovenia. andreamp@zrc-sazu.si

ABSTRACT

In this work, we discuss the origin of the prismatic structures of the dolocretes of Paracuellos de Jarama area. These structures are vertical nodules or peds, formed by smaller order peds. All the peds are delimited by intercalations of mudstones. The peds are dolomitic and have narrow and elongate cracks, which occasionally have dolomitic drusy cements. The intercalations of mudstone are mainly smectites with sepic fabrics and have important channel porosity. Agglutinated lutites, cutans, silicified plant remains, fragments of dolomicrite and equidimensional dolomite crystals are found in the porosity. The prismatic structures are the products of carbonate formation during the metabolic activity of rhizosphere's microorganisms and roots of the plants that colonized the original substrate during periods of low sedimentation. The fact that all the carbonate is only dolomite is due to the high availability of Mg in this alkaline environment, favoured by the presence of trioctahedral smectites and organic material.

Key-words: Dolocrete, smectites, alkalinity, root, peds.

RESUMEN

En este trabajo se discute el origen de las estructuras prismáticas de los horizontes nodulares de las dolocretas del área de Paracuellos de Jarama. Estas estructuras son peds verticales o prismas, formados por peds de menor orden, que se encuentran delimitados por intercalaciones de lutitas. Los diferentes órdenes de peds están formados por dolomicrita con grietas estrechas y alargadas que, ocasionalmente, tienen cementos drusy de dolomita. Las intercalaciones de lutitas son principalmente esmectitas con fábricas sépicas y tienen una importante porosidad de canal, en la que se reconocen lutitas aglutinadas, cutanes, restos vegetales silicificados, fragmentos de dolomicrita y cristales equidimensionales de dolomita con núcleo negro. Los prismas y el resto de peds son el resultado de la producción de carbonato durante la actividad biológica de los microorganismos de la rizosfera y de las raíces de las plantas que colonizaron el sustrato original en intervalos de baja sedimentación. La peculiaridad de que haya precipitado dolomita como único carbonato se debe a la gran disponibilidad de Mg en un entorno alcalino, favorecido por la presencia de esmectitas trioctaédricas y materia orgánica.

Palabras clave: Dolocrete, esmectitas, alcalinidad, raíz, peds.

Geogaceta, 63 (2018), 111-114
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 17 de julio de 2017
Revisión: 17 de octubre 2017
Aceptación: 23 de octubre 2017

Introducción

La zona de Paracuellos de Jarama constituye un área excepcional dentro de la Cuenca de Madrid por la gran cantidad de paleosuelos que contiene la sucesión miocena, y porque muchos de ellos son dolomíticos (Bustillo y Alonso-Zarza, 2007). Algunos de estos paleosuelos presentan estructuras prismáticas delimitadas por lutitas (Casado *et al.*, 2014).

Existen diferentes procesos que generan estructuras prismáticas en los suelos, como la desecación y agregación de las partículas del suelo (Soil Science Division Staff, 2017), las bioturbaciones producidas por animales (Smith *et al.*, 2008) o la actividad de la rizosfera (Alonso-Zarza, 2003). El objeto de este trabajo es la caracterización morfológica y petrológica de las estructuras prismáticas de Paracuellos de Jarama para poder

interpretar los procesos que las han generado.

Contexto geológico

La Cuenca de Madrid (Fig. 1A) contiene depósitos continentales cuya edad abarca desde el Paleógeno a la actualidad. Los sedimentos que más afloran en superficie son los de edad miocena, pudiéndose diferenciar tres unidades sedi-

mentarias: Inferior, Intermedia y Superior (Alonso-Zarza *et al.*, 2004).

La mayor parte de los materiales del área de Paracuellos de Jarama forman parte de la Unidad Intermedia. Esta unidad está formada por depósitos de abanicos aluviales que pasan hacia el centro de la cuenca a sedimentos lacustres (Alonso-Zarza *et al.*, 2004).

Sobre las lutitas de las zonas distales de los abanicos aluviales se desarrollaron paleosuelos carbonáticos que en algunos casos presentan estructuras prismáticas verticales (Casado *et al.*, 2014), por lo que son un caso

particular de horizonte nodular prismático, según Esteban y Klappa (1983). La secuencia edafosedimentaria a la que pertenecen estos horizontes tiene un espesor aproximado de 1,4 m (Fig. 1B). La base de la secuencia (1 y 2 en Fig. 1B) está formada por 0,7 m de lutitas grumelares con láminas horizontales difusas de sílice y/o dolomita. La parte superior de la secuencia (3 en Fig. 1B) es una capa de dolomías de 0,7 m de potencia con base neta e irregular, y techo plano, con las estructuras prismáticas orientadas verticalmente y delimitadas entre sí por intercalaciones de lutitas (Casado *et al.*,

2014). Las estructuras prismáticas se describen en el apartado de resultados.

Metodología

La selección del área de estudio y muestreo de las estructuras prismáticas se basó en numerosos trabajos previos (Alonso-Zarza, 1999; Bustillo y Alonso-Zarza, 2007; Casado *et al.*, 2014), se diseñó el estudio de campo y el muestreo de las estructuras prismáticas. Se tomaron un total de 10 prismas. Dada la baja cohesión de los prismas, se les aplicó espuma de poliuretano en el afloramiento y se esperó a la solidifi-

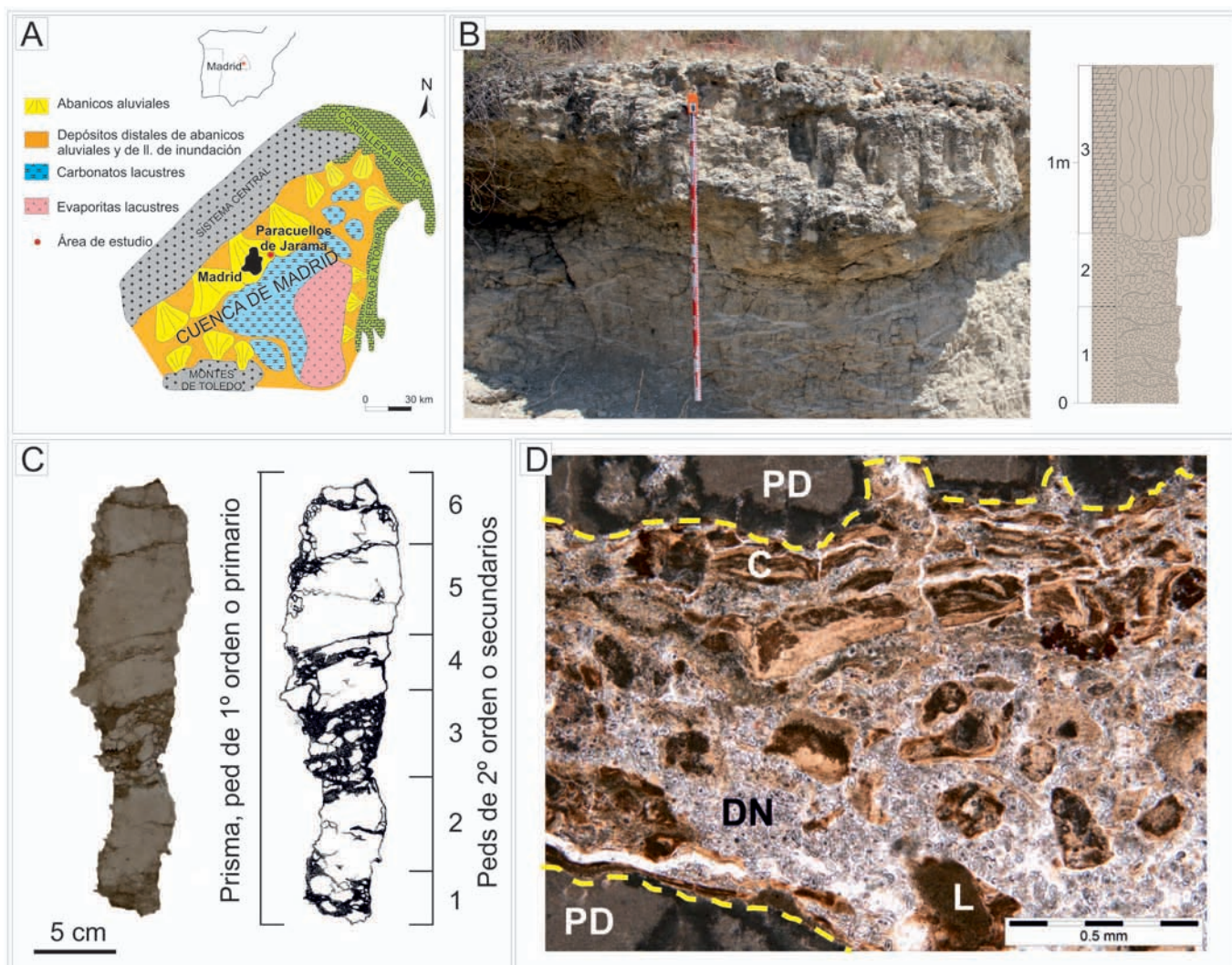


Fig. 1.- A) Situación del área de estudio y esquema paleogeográfico de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid (Modificado de Bustillo y Alonso-Zarza, 2007). B) Fotografía de campo y esquema de uno de los perfiles en el que se reconocen las estructuras prismáticas (Modificado de Casado *et al.*, 2014). C) Fotografía y esquema de la sección longitudinal de uno de los prismas. En el esquema, se han diferenciado en blanco los peds dolomíticos y en negro las intercalaciones de lutitas. Los límites de la estructura prismática y los peds de 2° orden, numerados del 1 al 6, se indican en el esquema. D) Imagen de microscopio óptico de luz transmitida. Se observan los límites (línea discontinua) entre los peds dolomíticos (PD). En la imagen, estas mismas líneas discontinuas marcan el contorno de la porosidad de canal existente en las intercalaciones de lutitas. Sobre las paredes de los peds, se pueden reconocer lutitas ordenadas formando cutanes (C). En las grietas se observan también lutitas aglutinadas (L) y cristales de dolomita equidimensional con el núcleo negro (DN). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- A) Location of the study area and palaeogeographic sketch of the Intermediate Unit of the Madrid Basin (Modified from Bustillo and Alonso-Zarza, 2007). B) Field photograph and sketch of the sedimentary sequence containing the prisms (Modified from Casado *et al.*, 2014). C) Photograph and sketch of the longitudinal sections of the prismatic structure. The dolomitic peds are shown in white and the mudstone in black. The prismatic structure and the 2nd order peds numbered 1 to 6 are indicated in the sketch. D) Optical microscope image on transmitted light. The limits between dolomite peds (PD) are marked by a dashed line. The same dashed line marks the contour of the channel porosity existing in the lutites. Ordered lutites forming cutans appear parallel to the walls or over them (C). Agglutinated lutites (L) and equidimensional dolomite crystals with black core (DN) are also observed within the cracks. See color figure in the web.

cación de ésta para extraer los prismas completos. Ya en el laboratorio, se inyectó resina EPOFYLX® a través de la espuma para su consolidación. Posteriormente, los prismas se cortaron longitudinalmente. Una mitad de los prismas se ha conservado como testigo, utilizándose la otra mitad para la elaboración de láminas delgadas de los prismas al completo. El estudio petrológico se ha realizado mediante microscopio óptico de luz transmitida (Olympus BX51 TF-5).

El análisis mineralógico tanto de la muestra total en polvo como de agregados orientados, se ha realizado mediante un difractor de rayos X Philips PW-1710. En el caso de las muestras de filosilicatos se ha seguido el procedimiento de agregados orientados.

Resultados

Descripción macroscópica de los prismas

Los pedes de 1^{er} orden o prismas miden entre 5 y 10 cm de diámetro y tienen una longitud de entre 20 y 40 cm. Estos diámetros corresponden con los pedes clasificados por Retallack (1988) como prismas gruesos a muy gruesos. Estos prismas tienen las paredes irregulares, la base redondeada y el techo plano. La mayoría de los prismas tienen un diámetro mayor en la parte superior.

Los prismas están formados principalmente por dolomita y están delimitados por intercalaciones irregulares de lutitas de varios centímetros de anchura y de longitudes decimétricas. En ocasiones las lutitas se aglutinan formando gránulos subangulosos de tamaño muy fino (< 1 mm) a grueso (5-10 mm).

Las secciones verticales de los prismas permiten observar que son nódulos o pedes compuestos (Fig. 1C). Cada prisma constituye un único ped de 1^{er} orden compuesto por pedes de 2^o y 3^{er} orden.

Los pedes de 2^o orden son angulosos de tipo bloque, de tamaño grueso (2-5 cm) a muy grueso (> 5 cm). En el interior de estos pedes se pueden distinguir estructuras de bioturbación y halos de distintas tonalidades de color crema. Al igual que los pedes de 1^{er} orden, los de 2^o orden están delimitados por intercalaciones de lutitas, en esta ocasión de pocos milímetros de espesor y longitudes de pocos centímetros, predominando las orientaciones horizontales. Estos pedes de 2^o orden están formados, a su vez, por pedes de 3^{er} orden.

Los pedes de 3^{er} orden son subangulosos, de tamaño fino-muy fino (<0,5-1 cm) a medio (1-2 cm). Se desarrollan en las zonas más externas de los pedes de 2^o orden. Entre los pedes de 3^{er} orden también se encuentran intercalaciones irregulares de lutitas, en este caso de espesores menores a un milímetro y sin orientaciones preferentes.

Descripción petrológica y mineralógica

Bajo el microscopio petrográfico se observa que los pedes de los distintos órdenes están formados por dolomicrita homogénea con grietas estrechas y alargadas de menos de 0,1 mm de anchura. Las grietas se orientan preferentemente en la horizontal y, en ocasiones, contienen cementos *drusy* de dolomita.

Las lutitas que limitan los pedes de cualquier orden pueden formar gránulos subangulosos con fábricas sépicas, o cutanes sobre los pedes dolomíticos (Fig. 1D). En la porosidad de tipo canal asociada a las intercalaciones de lutitas se reconocen restos vegetales silicificados aislados, intraclastos de dolomicrita de hasta 1 mm y cristales equidimensionales (40-50 μ m) de dolomita con el núcleo negro (Fig. 1D).

Los pedes dolomíticos tienen entre 75 y 95% de dolomita, mientras que los filosilicatos están en proporciones menores al 20%. En las intercalaciones de lutitas, la dolomita representa entre el 40 y el 55% y los filosilicatos entre el 35 y el 55%.

Cabe destacar la presencia de cuarzo y analcima, en proporciones muy bajas. La sílice de los restos vegetales, al ser sílice amorfa, no puede ser cuantificada por difracción de rayos X.

En el estudio de los agregados orientados sobre las muestras de lutitas, los filosilicatos mayoritarios son las esmectitas, tanto trioctaédricas como dioctaédricas, con porcentajes entre el 50 y el 75%. La illita supone entre el 25 y el 40% del total de los filosilicatos. Solo en una de las muestras seleccionadas se ha identificado sepiolita (10%).

Discusión

Los paleosuelos de Paracuellos de Jarama se desarrollaron en intervalos de exposición subaérea (Alonso-Zarza y Wright, 2010a) en la transición entre abanicos aluviales distales y márgenes de lago en condiciones de aridez o semiaridez (Bustillo y Alonso-Zarza, 2007).

Los paleosuelos carbonáticos con estructuras prismáticas son frecuentes en estos ambientes. Este tipo de estructuras son un caso concreto de nódulos o pedes que se desarrollan verticalmente. Esteban y Klappa (1983) interpretan estas estructuras de carbonato de los horizontes nodulares como precipitados de micrita relacionados con las raíces y los microorganismos de la rizosfera. La formación de este tipo de estructuras es habitual en coberteras vegetales de tipo arbusto o árbol que pueden acumular carbonato en torno a la raíz durante los años que dura su vida (Gocke *et al.*, 2010), siendo menos común en coberteras vegetales anuales de tipo gramínea (Zamarian *et al.*, 2016).

En torno a los prismas se conservan intercalaciones de lutitas que son relictos del sustrato original. Los procesos de iluviación en el sustrato modificaron parcialmente este sustrato dando lugar a las arcillas aglutinadas y las arcillas reordenadas que forman cutanes (Aguilar *et al.*, 1983) sobre los límites de los pedes dolomíticos. Además, la iluviación también removilizó otros componentes del suelo a través de la porosidad de canal, como los restos vegetales silicificados, que se encuentran fragmentados y aislados. Los cristales equidimensionales de dolomita con núcleo negro recuerdan a los interpretados por Alonso-Zarza (1999) como células de raíces vegetales calcificadas, solo que en el caso de este estudio son exclusivamente dolomita.

Origen de las estructuras prismáticas

La morfología prismática de estas estructuras responde a la orientación vertical de las raíces y del conjunto de grietas verticales que se desarrollan en estos suelos, junto con el movimiento vertical de las aguas (Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza y Wright, 2010b). La profundización de las raíces de las plantas dentro del sustrato modificaría y/o borraría de manera progresiva la fábrica original de las lutitas.

La formación de carbonato en torno a la raíz puede generarse tanto con la raíz viva (Klappa, 1980) como con la raíz muerta (Calvet *et al.*, 1975).

Las raíces de las plantas y los microorganismos de la rizosfera generan carbonato (Wright *et al.*, 1995) combinando el CO₂ de su respiración con los cationes disueltos en el agua (Ca⁺, Mg⁺, etc.) y produciendo protones (H⁺) (McConnaughey y Whelan, 1997; Košir, 2004). Esta producción de protones permite a las raíces obtener nutrientes poco solubles que

se encuentran en bajas concentraciones en el sustrato, como el hierro y el zinc (Lambers *et al.*, 2009). Tras la muerte de la raíz, la formación de dolomita pudo continuar, favorecida por la presencia de materia orgánica (Roberts *et al.*, 2013).

En los prismas de Paracuellos de Jarama no se conservan vestigios de las raíces que los formaron, por lo que no podemos discriminar si el carbonato reemplazó a la propia raíz u ocupó el espacio que dejó ésta al pudrirse.

La formación posterior de cementos *drusy* de dolomita consolidó las estructuras prismáticas, facilitando su preservación.

Origen de la dolomita

La coexistencia de sílice y dolomita indican un pH próximo a 9 (Siever, 1962), que junto a las esmectitas trioctaédricas y la analcima suponen condiciones altamente alcalinas durante la formación de los paleosuelos mioceno de Paracuellos de Jarama (Bustillo y Alonso-Zarza, 2007; Casado *et al.*, 2014).

La producción de dolomita en condiciones ambientales fue posible por la gran disponibilidad de Mg en un ambiente altamente alcalino (Casado *et al.*, 2014; Alonso-Zarza *et al.*, 2016), unido a la presencia de minerales como las esmectitas trioctaédricas que habrían favorecido la entrada de este Mg en la estructura del carbonato (Tosca y Wright, 2014) en entornos arcillosos y con poca agua (Díaz-Hernández *et al.*, 2013) y en presencia de materia orgánica (Roberts *et al.*, 2013, Casado *et al.*, 2014).

Conclusiones

Los paleosuelos del área de Paracuellos de Jarama se caracterizan por presentar estructuras prismáticas de composición dolomítica.

El sustrato en el que se formaron estos prismas consistía en lutitas, ricas en esmectitas tanto dioctaédricas como trioctaédricas, sedimentadas en la zona de transición entre abanicos aluviales y lagos someros. Estos sedimentos, en momentos en los que las tasas de sedimentación eran bajas, fueron colonizados por plantas que profundizaron sus raíces en la vertical.

La actividad biológica de las raíces y de los microorganismos de la rizosfera, produjo el reemplazamiento de las lutitas en torno a ellas por dolomita, dando lugar a las estructuras prismáticas y los peds que se describen en este trabajo. El hecho de que no se conserven restos de la raíz

original se debe a los procesos diagenéticos que afectaron a la rizosfera y a las áreas adyacentes.

Las lutitas del sustrato original se han preservado delimitando los peds de los distintos tamaños (prismas o peds de 1^{er} orden, peds de 2^o orden y peds de 3^{er} orden).

La coexistencia de sílice, esmectitas trioctaédricas y analcima, junto con la propia dolomita, indican condiciones alcalinas con un pH próximo a 9. Estas condiciones, la gran disponibilidad de Mg procedente de las esmectitas trioctaédricas y la presencia de materia orgánica hicieron posible la formación de dolomita como único carbonato en condiciones ambientales.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por Repsol Exploración, S.A. mediante el convenio 163/2013 con la Universidad Complutense de Madrid y por el proyecto de investigación CGL2014-54818-P del Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO). Las autoras agradecen los comentarios y sugerencias de los revisores Pedro Huerta Hurtado y José Miguel Molina Cámara, que han contribuido a mejorar este artículo.

Referencias

- Aguilar, J., Guardiola, J.L., Barahona, E., Dorronsoro, C. y Santos, F. (1983). En: *Soil Micromorphology* (P. Bullock y C.P. Murphy, Eds.) A.B. Publishers, England, 541-550.
- Alonso-Zarza, A.M. (1999). *Sedimentary Geology* 126, 177-191.
- Alonso-Zarza, A.M. (2003). *Earth-Science Reviews* 60, 261-298.
- Alonso-Zarza, A.M. y Wright, V.P. (2010a). En: *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes. Developments in Sedimentology* 61. (A.M. Alonso-Zarza y L.H. Tanner, Eds.). Elsevier, Amsterdam, 103-132.
- Alonso-Zarza, A.M. y Wright, V.P. (2010b). En: *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications. Developments in Sedimentology* 62 (A.M. Alonso-Zarza y L.H. Tanner, Eds.). Elsevier, Amsterdam, 225-267.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva, P.G. y Torres, T. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 556-562.
- Alonso-Zarza, A.M., Bustamante, L., Huerta,

- P., Rodríguez-Berriguete, A. y Huertas, M.J. (2016). *Sedimentary Geology* 337, 1-11.
- Bustillo, M.A. y Alonso-Zarza, A.M. (2007). *Sedimentary Geology* 198, 255-271.
- Calvet, F., Pomar, L. y Esteban, M. (1975). *Instituto de Investigaciones Geológicas. Universidad de Barcelona* 30, 35-60.
- Casado, A.I., Alonso-Zarza, A.M. y La Iglesia, A. (2014). *Sedimentary Geology* 312, 50-62.
- Díaz-Hernández, J.L., Sánchez-Navas, A. y Reyes, E. (2013). *Chemical Geology* 347, 20-33.
- Esteban, M. y Klappa, C. (1983). En: *Carbonate Depositional Environments, Memoir* 33. (P.A. Scholle, D.G. Debois y C.H. Moore, Eds.). The American Association of Petroleum Geologists, Oklahoma, USA, 1-54.
- Gocke, M., Kuzyakov, Y. y Wiesenberg G.L.B. (2010). *Organic Geochemistry* 41, 1198-1206.
- Klappa, C.F. (1980). *Sedimentology* 27, 613-629.
- Košir, A. (2004). *Journal of Sedimentary Research* 74, 845-857.
- Lambers, H., Mougél, C., Jaillard, B. and Hinsinger, P. (2009). *Plant Soil* 321, 83-115.
- McConnaughey, T.A. y Whelan, J.F. (1997). *Earth-Science Reviews* 42, 95-117.
- Retallack, G.J. (1988). En: *Paleosols and weathering through geological time: techniques and applications* (J. Reinhardt y W.R. Sigleo, Eds.). Geological Society of America – Special Paper 216, 1-20.
- Roberts, J.A., Kenward, P.A., Fowle, D.A., Goldstein, R.H., González, L.A. y Moore, D.S. (2013). *Proceeding of the National Academy of Science* 110, 14540-14545.
- Siever, R. (1962). *Journal of Geology* 70, 127-150.
- Smith, J.J., Hasiotis, S.T., Woody, D.T. y Kraus, M.J. (2008). *Journal of Sedimentary Research* 78, 323-334.
- Soil Science Division Staff (2017). *Soil Survey Manual. Agriculture Handbook* 18, U.S. Department of Agriculture, Washington, 603p.
- Tosca, N.J. y Wright, V.P. (2014). En: *AAPG Annual Convention and Exhibition. Article* #51002.
- Wright, V.P., Platt, N.H., Marriot, S.B. y Beck, V.H. (1995). *Sedimentary Geology* 100, 143-158.
- Zamanian, K., Pustovoytov, K. y Kuzyakov, Y. (2016). *Earth-Science Reviews* 157, 1-17.