

TRANSFORMACIONES Y TRANSLOCACIONES DEL FOSFORO COMO INDICADORES DEL DESARROLLO DEL SUELO

C. Robles

Dpto. de Ingeniería Agroforestal. Universidad Pública de Navarra.

RESUMEN

La cantidad, formas y distribución del fósforo en el perfil del suelo se pueden usar como indicadores del desarrollo del suelo. En las fases iniciales del desarrollo, el fósforo en la forma de apatito predomina. En las fases intermedias, los fosfatos inorgánicos no ocluidos y los fosfatos orgánicos alcanzan el máximo, y en estados avanzados predominan los fosfatos secundarios inorgánicos en forma ocluida. El fósforo total disminuye conforme aumenta el grado de desarrollo del suelo salvo que la posición fisiográfica favorezca la acumulación de fósforo. El fósforo puede ser un factor determinante de qué tipo de vegetación se establece en los suelos. Los estudios de edafogénesis en zonas áridas o semiáridas, deberá tener en cuenta los factores climáticos que puedan afectar al movimiento y/o la transformación del fósforo.

Palabras clave: Fósforo. Edafogénesis. Translocaciones. Transformaciones.

SUMMARY

PHOSPHORUS TRANSFORMATIONS AND TRANSLOCATION AS INDICATORS OF SOIL DEVELOPMENT

The quantity, form and distribution of phosphorus in the soil profile can be used as indicators of soil development. At initial stages the apatite form of phosphorus predominates. During the intermediate phases of development, non occluded inorganic phosphates reach a maximum. In advanced stages of the pedogenetic process inorganic secondary phosphates in the occluded form predominate. Total phosphorus diminishes as soil development advances, unless the physiographic position helps accumulation. Phosphorus can be a determining factor of the type of vegetation of a given site. Climatic factors such as rainfall and temperature should be taken into account in the study of phosphorus transformations and translocation in arid and semiarid regions.

Key words: Phosphorus. Edafogenesis. Translocations. Transformations.

INTRODUCCION

La génesis del suelo puede considerarse como dos pasos en parte superpuestos: la acumulación y/o exposición de los materiales de partida y la diferenciación de horizontes en el perfil, ésta de un interés más

inmediato para la edafología y se puede considerar como el efecto combinado de adiciones, extracciones, translocaciones y transformaciones (Simonson, 1959). Algunos compuestos de metales existentes en el suelo han sido utilizados, con diferentes grados de éxito para estimar condiciones paleoclimáticas relacionadas con la formación del suelo y/o edades relativas del suelo en cronosecuencias (Díaz y Torrent, 1989).

Algunas propiedades del fósforo hacen que éste sea un buen indicador de procesos genéticos del suelo. En primer lugar los materiales originarios son, en condiciones normales, prácticamente las únicas

fuentes de fósforo en el suelo. En segundo lugar el fósforo es un elemento esencial para la producción de materia orgánica, que a su vez es un factor importante en el desarrollo, según un modelo energético de génesis de suelo (Runge, 1973). En tercer lugar, el fósforo es relativamente inmóvil en el suelo, pero una cierta redistribución puede ocurrir en el transcurso de los largos períodos de tiempo de desarrollo del suelo. Esta redistribución puede ser utilizada para clarificar algunos procesos activos en la edafogénesis, tal y como lo indican estudios efectuados principalmente en zonas templadas húmedas.

TRANSFORMACIONES

El diagrama presentado por Lindsay y Moreno (1960) (Fig. 1) da una idea de la complejidad de las relaciones entre los posibles compuestos del fósforo. La fuente principal de fósforo en la roca madre es el apatito. La cantidad de este elemento en solución viene determinada por la meteorización del apatito. El pH juega un importante papel en su meteorización, puesto que a pH superiores a 7.5 no se produce meteorización de este compuesto en forma significativa. Una vez que el fósforo está en solución puede ser utilizado por las plantas, eliminado por percolación fuera del perfil, translocado dentro del suelo, o precipitado como fosfato de calcio, aluminio o hierro, según sean las condiciones de pH del medio. Por supuesto una pequeña cantidad queda en solución.

Los puntos situados por encima de la línea dada en la figura 1, representan condiciones de solución del suelo sobresaturadas respecto al mineral que representa esa línea, y puntos por debajo, subsaturación. La presencia de carbonato cálcico baja la actividad del ion Ca y permite que la actividad del ion PO_4H^- aumente y se multiplique por 100 por cada unidad de aumento del pH, hasta que esta actividad quede reducida por la solubilidad de otro compuesto de fósforo en el suelo.

En las condiciones del suelo donde Ca, Al y Fe están presentes, el fósforo presenta solubilidad máxima a pH 7, en el cual aproximadamente 3 ppm de fósforo en solución representa condiciones de equilibrio. A pH 7 el fósforo está en las condiciones más favorables para que sea utilizado por las plantas y/o ser

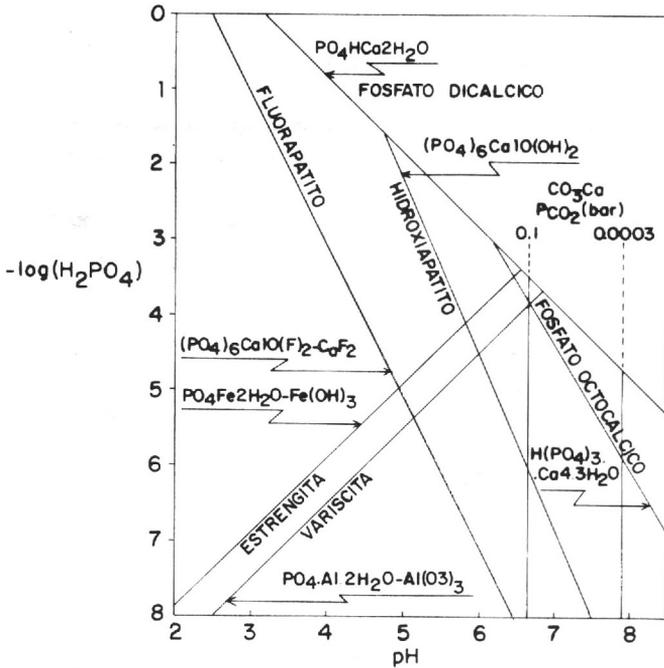


FIG. 1.—Diagrama de solubilidad para compuestos de fósforo a 25 °C y 0.005 M de concentración de Calcio ($pCa = 2.50$) (Lindsay y Moreno, 1960).

translocado. A valores de pH inferiores a 7 los fosfatos de hierro y aluminio predominan y la solubilidad del fósforo decrece con la disminución del pH. A valores de pH por encima de 7, los fosfatos cálcicos predominan y la solubilidad del fósforo decrece al aumentar el pH. Generalmente, conforme el proceso de meteorización avanza el pH disminuye y la variscita y estrengita predominan (Black, 1967. Lindsay y Moreno, 1961). En suelos básicos de zona semiárida los fosfatos cálcicos son los minerales de fósforo más estables, mientras que en condiciones alcalinas se forma fosfato sódico, que es altamente soluble (Chhabra *et al.*, 1981).

Las transformaciones de fósforo han sido utilizadas por varios investigadores como índice de la intensidad relativa del desarrollo del suelo (Bawin y Tyner, 1957 a, Bawin y

Tymer, 1957 b, Godfrey y Riecken, 1954, Smeck, 1970, Smeck y Runge, 1971, William y Walker, 1969). Godfrey y Riecken (1954) y Smeck (1970) estudiaron el fósforo orgánico y el contenido total de este elemento de secuencias de suelos con distintos grados de desarrollo. El fósforo total y el orgánico disminuyen conforme aumenta la intensidad de la meteorización. La distribución del fósforo orgánico disminuye con la profundidad a un ritmo mayor conforme los suelos están más desarrollados. Los autores atribuyen a la meteorización la disminución del fósforo en los horizontes A en relación a las cantidades encontradas en los horizontes C. En otros estudios efectuados por Smeck y Runge (1971) y Runge y Riecken (1966) se han encontrado relaciones inversas. Suelos que ocupan áreas de acumulación de agua pueden acumu-

lar fósforo procedente de suelos menos desarrollados situados en posiciones fisiográficas más altas.

Bauwin y Tyner (1957 a) estudiaron suelos que representan cuatro secuencias de desarrollo representando situaciones que partiendo de materiales básicos dan lugar a suelos ácidos. Separaron el fósforo en extraíble y no extraíble. La porción extraíble incluía el fósforo orgánico y el fósforo extraíble por el método Bray P-2. La parte no extraíble se consideró el fósforo total menos el extraíble. En su estudio la proporción relativa del total del fósforo en forma no extraíble en los diversos horizontes estudiados fue $B > A > C$. Conforme aumentaba el grado de desarrollo del suelo la cantidad de fósforo no extraíble aumentaba en el horizonte B. En investigaciones posteriores (Bauwin y Tyner, 1957 b) establecieron que el no extraíble se encontraba en forma de compuestos secundarios de hierro. Resultados similares han publicado Tiessen *et al.* (1984). Estos autores intentaron relacionar

diferentes formas del fósforo a suelos de ocho órdenes de Soil Taxonomy en medios muy heterogéneos, desde básicos a muy ácidos, obteniendo bajos coeficientes de determinación (R²).

Smeck y Runge (1971) en un estudio de una secuencia de suelos en Illinois con diferentes grados de desarrollo, y en una condiciones de medio ácidas fraccionaron la parte inorgánica del fósforo en las formas cálcica, de aluminio, de hierro y la "ocluida". El mayor aumento de fósforo se observó en el horizonte B, en forma ocluida, que aumentó de 75 mg kg⁻¹ en el suelo menos desarrollado hasta 450 mg kg⁻¹ en el más desarrollado.

La figura 2 resume los cambios en la forma en que se encuentra el fósforo como resultado del desarrollo del suelo. Este diagrama resume las conclusiones de una serie de estudios efectuados en una secuencia de suelos derivados de basalto y de sedimentos glaciares. Al principio del procesos de formación el fósforo está en la forma extraíble

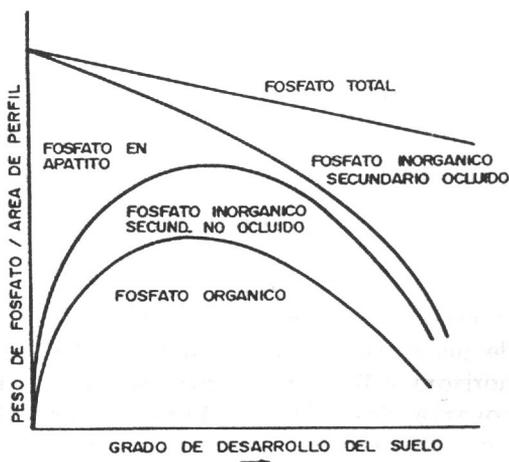


FIG. 2.—Cambio en las magnitudes de las fracciones de fosfato durante la génesis del suelo (Williams y Walker, 1969).

inorgánica (apatito). El fosfato orgánico y el secundario no ocluido aumentan rápidamente hasta un máximo. En este punto el contenido de apatito es bastante bajo y no puede suministrar la cantidad de fósforo necesaria para contrarrestar la cantidad que se elimina por percolación, utilización por las plantas y la formación de fosfato secundario inorgánico ocluido. Como resultado, la acumulación de fosfatos orgánicos y fosfatos secundarios inorgánicos no ocluidos cesa, y la cantidad del fósforo ocluido aumenta a expensas del orgánico y del inorgánico no ocluido.

Las mismas transformaciones de fósforo pueden ocurrir conforme la precipitación crece desde climas áridos o semiáridos a las más lu-

viosas (Walker, 1965). De esta forma el uso del fósforo como indicador de la edafogénesis de los suelos españoles tendrá que hacerse tomando en cuenta los factores climáticos, principalmente precipitación y temperatura.

El fósforo secundario inorgánico ocluido y las cantidades relativas de las diferentes formas son un buen indicador de la edad del suelo, así como de las condiciones climáticas en que se ha desarrollado el suelo. Esto es válido para algunos materiales de partida. Walker y Syers (1976) indican que para suelos derivados de basalto en Nueva Zelanda estas relaciones se cumplen, mientras que lo contrario es cierto para materiales de partida ácidos.

TRANSLOCACION DEL FOSFORO

La distribución vertical del fósforo total puede ser un índice del grado de desarrollo del suelo y similar a la del disponible que es máximo cerca de la superficie, mínimo en la parte baja del horizonte A o en la parte superior del B, aumenta en la parte baja del B o C, y decrece de nuevo hasta un nivel característico del material de origen (Smeck, 1970). Las cantidades mínimas y máximas del fósforo total encontradas por debajo del horizonte superficial se encuentran a profundidades mayores que las de arcilla.

Smeck y Runge (1971) distinguieron dos zonas bien diferenciadas de acumulación del fósforo en los horizontes B. Atribuyeron estas dos zonas a dos maneras diferentes de inmovilización, la superior corres-

ponde a la zona afectada por los ciclos de humedecimiento-secado frecuentes y/o a la precipitación del fósforo por el hierro. La inferior se debe a la precipitación de este elemento por el calcio y se localizaba inmediatamente encima de los materiales ricos en carbonatos.

Las translocaciones de fósforo pueden ser la causa de que algunas veces se encuentren discrepancias en la distribución del fósforo cuando se asocia al desarrollo del suelo (Smeck y Runge, 1971). Estos autores también observaron que la acumulación era mayor en el horizonte B de los suelos pertenecientes a la serie Denny (Mollic Albaqualf, los más desarrollados de la secuencia estudiada) de la que se podría justificar por la eluviación de los materiales de

los horizontes A. Otro suelo (el de la serie Sable (un typic Haplaquoll), el menos desarrollado de la serie estudiada) tenía menos acumulación de fósforo en el horizonte B de la que se había perdido de los horizontes A, lo que atribuyeron al lavado.

Translocaciones de fósforo pueden ocurrir no sólo entre suelos pertenecientes a series diferentes sino también entre suelos de la misma serie. Se ha observado que algunos suelos de una misma serie tienen niveles diferentes de fósforo dependiendo de la posición fisiográfica en que se encuentren, siendo las posiciones más bajas las de mayor acumulación, debido a que el fósforo lixiviado en las posiciones fisiográficas altas se acumula en las más bajas.

Condiciones especiales tales como las existentes en suelos calcáreos, altamente sódicos, poco salinos, pueden facilitar el movimiento del fósforo en el suelo, como resultado de una mayor disolución de los compuestos cálcico-fosforados (Gupta *et al.*, 1990). Esto puede ser atribuido a la formación de Na_3PO_4 , soluble (Chhabra *et al.*, 1981).

Compuestos férricos, la capacidad tampón del suelo, la materia orgánica y la composición granulométrica parece ser que influyen en la movilidad del fósforo en el suelo (Day *et al.*, 1987, Runge, 1973, Solis y Torrent *et al.*, 1990).

Compuestos tales como goetita pueden desempeñar un papel importante en las translocaciones de fósforo. (Torrent, 1991, Torrent *et al.*, 1990), en estudios realizados con goetitas, determinaron que tanto la superficie específica como su morfología y otras características influyen

en la movilidad del fósforo. Así, la energía de activación de las reacciones lentas entre el fosfato y la goetita varían según la morfología de los cristales de este compuesto, existiendo una mayor barrera al proceso de adsorción en los cristales con superficies con aristas que los que presentan una superficie más suave. Estos hechos pueden explicar, junto con el proceso cronosecuencial de la formación de óxidos de hierro y otros factores, contenidos diferenciales de fósforo en el suelo.

El uso de técnicas modernas de aislamiento, detección y caracterización de minerales fosforados (microscopía de transmisión electrónica, en combinación con análisis de rayos X con dispersión de energía, difracción de rayos X y espectroscopía de rayos X transformada) permiten la identificación de compuestos de fósforo de manera más individualmente. Estas técnicas pueden servir para lograr una mejor comprensión de los mecanismos que gobiernan los fenómenos de transformación y translocación de los compuestos de fósforo en el suelo (Pierzynsky *et al.*, 1991).

Otra manera en la que el fósforo puede afectar el desarrollo del suelo es que puede ser un factor decisivo del tipo de vegetación que exista en un lugar determinado, y de esa forma afectar a la morfología del suelo. Hinkley y colaboradores (1970) estudiaron un sector fisiográfico y observaron que los suelos en las partes altas (principalmente Typic Hapludalfs) tienen unos niveles más bajos de fósforo que los suelos en las partes intermedias y bajas de las laderas (Hapludolls y Argiudolls). Estos investigadores sugieren

que los diferentes niveles de fósforo de los suelos son los responsables por la distribución típica de la vegetación de esa zona (árboles en las

partes altas de las laderas y gramíneas en las bajas) lo que dará como resultado suelos de morfología diferente.

CONCLUSIONES

Algunas propiedades del fósforo hacen que este pueda ser utilizado como indicador de procesos genéticos del suelo. La cantidad forma y distribución del fósforo en el suelo ha sido estudiada por diversos investigadores y relacionada con los estados de desarrollo del suelo.

Las transformaciones del fósforo en el suelo han sido utilizadas por varios investigadores como índice de la intensidad relativa del desarrollo del suelo, observándose importantes transformaciones del fósforo total y el orgánico.

La influencia de la topografía y de factores climáticos tales como precipitación y temperatura en estas transformaciones ha sido evidenciada, pudiendo establecerse una relación entre la precipitación y la tem-

peratura con las transformaciones de los compuestos de fósforo en el suelo.

La distribución vertical del fósforo en el suelo puede ser un índice del desarrollo del suelo. Translocaciones del fósforo pueden ocurrir en algunas situaciones fisiográficas y pueden ser la causa de discrepancias en la distribución del fósforo en determinadas situaciones.

Algunas condiciones especiales tales como las existentes en suelos calcáreos, altamente sódicos, poco salinos, pueden facilitar el movimiento del fósforo en el suelo. La movilidad del fósforo se puede ver afectada también por la composición granulométrica, la capacidad tampón del suelo y algunos compuestos férricos, tales como la goetita.

BIBLIOGRAFIA

- BAUWIN, G. R., TYNER E. H., 1957 a. The distribution of non-extractable phosphorus in Gray-Brown Podzolic, Brunizem, and Planosol soil profiles. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 21: 245-250.
- BAUWIN, G. R., and TYNER, E. H., 1957 b. The nature of reductant soluble phosphorus in soils and soil concretions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 21: 250-257.
- BLACK, C. A., 1967. *Soil-plant relationships*. John Wiley and Sons, Inc. New York. Illus.
- CHHABRA, R., ABROL, L. P. and SING, M. V., 1981. Dynamics of phosphorus during reclamation of sodic soils. *Soil Sci.*, 132: 319-324.
- DAY, L. D., COLLINS, M. E., and WASHER, N. E., 1987. Landscape position and particle-size effects on soil phosphorus distributions. *Soil Sci. Amer. Jour.*, 51: 1547-1553.

- DIAZ, M. C. y TORRENT, J., 1989. Mineralogy of iron oxides in two soil. Consequences of Central Spain. *Catena*, 16: 291-299.
- GODFREY, C. L. and RIECKEN, F. F., 1954. Distribution of phosphorus in same genetically related loess-derived soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 18: 80-84.
- GUPTA, R. K., SINGH, R. R. and TANJI, K. K., 1990. Phosphorus release in sodium ion dominated soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Jour.*, 54: 1254-1260.
- HINKLEY, K., RUNGE, E. C. A. and PEDERSEN, E. J., 1970. Effect of soil on vegetation in NE Illinois. *Agronomy Abstracts*. 137.
- LINDSAY, W. L. and MORENO, E. C., 1960. Phosphate phase equilibria in soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 24: 177-182.
- PIERZYNSKY, G. M., LOGAN, T. J., TRAINA, S. J. and BIGHAM, J. M., 1991. Phosphorus Chemistry and Mineralogy in excessively fertilized Soils (I). Quantitative Analysis of Phosphorus-rich particles. *Soil Sci. Soc. Amer. Jour.*, 54: 1576-1583.
- RUNGE, E. C. A., 1973. Soil development sequences and energy models. *Soil Sci.*, 115: 183-193.
- RUNGE, E. C. A. and RIECKEN, F. F., 1966. Influence of natural drainage on the distribution and forms of phosphorus in some Iowa prairie soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 30: 624-630.
- SIMONSON, R. W., 1959. Outline of a theory of soil genesis. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 23: 152-156.
- SMECK, N. E., 1970. PhD Thesis, Univ. of Illinois Library. Urbana, Illinois.
- SWECK, N. E., 1973. Phosphorus: an indicator of pedogenetic weathering processes. *Soil Sci.*, 115: 199-206.
- SWECK, N. E. and RUNGE, E. C. A., 1971. Phosphorus availability and redistribution in relation to profile development in an Illinois landscape segment. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 35: 952-959.
- SOLIS, P. and TORRENT, J., 1989. Niveles críticos de P (Olsen) en Suelos de Campiñas Andaluzas: Dependencia de la capacidad tempón. *Investigación Agraria*, 4: 199-207.
- TIESSEN, H., STEWART, W. B. and COLE, C. V., 1984. Pathways of phosphorus transformations in soils of differing pedogenesis. *Soil Sci. Amer. J.*, 48: 854-858.
- TORRENT, J., 1991. Activation Energy of the Slow reaction between phosphate and goethites of different morphology. *Austr. J. Soil Res.*, 29: 69-74.
- TORRENT, J., BARRON, V. and SCHWERTMANN, U., 1990. Phosphate adsorption and desorption by goethites differing in crystal morphology. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 54: 1007-1011.
- WALKER, T. W., 1965. The significance of phosphorus in pedogenesis. In: *Experimental Pedology*, William Clowes and Sons. Ltd. Londres. 295-316.
- WALKER, T. W. and SYERS, J. K., 1976. The fate of phosphorus during pedogenesis. *Geoderma*, 15: 1-19.
- WILLIAMS, J. D. and WALKER, T. W. 1969. Fractionation of phosphate in a maturity sequence of New Zealand basaltic soil profiles. II. *Soil Sci.*, 107: 213-219.

Recibido de la Comisión: 21-5-91.
Aceptado para publicación: 5-11-91.