

## LA DESCOMPOSICIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA Y SU RELACION CON ALGUNOS FACTORES CLIMÁTICOS Y MICROCLIMÁTICOS

HELIODORO ARGUELLO ARIAS<sup>1</sup>

### INTRODUCCION

La descomposición de la materia orgánica, es un importante proceso que relaciona la dinámica de la vegetación con la dinámica del suelo. Regulando este proceso intervienen factores bióticos y abióticos.

Algunos autores mencionan que la temperatura es el factor climático más importante, especialmente en condiciones muy húmedas; mientras que otros autores aseguran que es la humedad el factor climático más importante. Sin embargo, resulta claro que en las zonas templadas, la tasa de descomposición es más baja que en las zonas tropicales.

También se han desarrollado modelos que predicen el contenido de materia orgánica y nitrógeno en suelos superficiales, con base en informaciones sobre temperatura promedio anual y un "factor de humedad". Así mismo otros han elaborado modelos que predicen la tasa de descomposición con base en el porcentaje de lignina contenido en el follaje. La evotranspiración actual anual, sin embargo, presenta curvas de regresión más ajustadas al modelo de predicción, siendo el factor de mayor importancia.

La temperatura y la humedad son los dos factores más importantes (abióticos) que controlan la tasa de descomposición bajo condiciones naturales. También la aireación y la estructura del suelo, juegan un importante papel indirectamente (Singh y Gupta, 1977).

### TEMPERATURA

Según Olson (1963) existe un nivel bajo de almacenamiento de compuestos orgánicos en los ecosistemas tropicales, mientras, en los ecosistemas de la zona templada fría, existe un alto nivel de materia orgánica y energía acumulada. El hace énfasis en que la temperatura baja de estas zonas, así como de las subalpinas, tienden a retardar la actividad biológica, resultando en bajas tasas de descomposición.

Madge, citado por Singh y Gupta (1977) resumió los resultados de varios investigadores sobre producción y acumulación de residuos vegetales en ecosistemas tropicales y templados. En los bosques tropicales, existe una pequeña o ninguna acumulación, debida a una más rápida tasa de retorno bajo estas condiciones. En los bosques templados, la acumulación de hojarasca es notable, particularmente en los rodales de coníferas. Añade, sin embargo, que no fue posible observar una relación clara entre residuos vegetales caídos, hojarasca acumulada, temperatura y precipitación.

Según Stevenson, citado por Fassbender (1982), la mineralización, de la materia orgánica, se inicia a 10°C., y aumenta hasta alcanzar su máximo entre 30 y 40°C. De esto resulta que a temperaturas relativamente bajas se producen más residuos de los que se mineralizan y a temperaturas mayores de 25-28°C, la materia orgánica disminuye, lo que implica que la temperatura crítica de aproximadamente 25°C es decisiva en la producción y degradación de los restos vegetales. Temperaturas bajo el nivel crítico permiten una acumulación de materia orgánica con la mejora de una serie de propiedades de los suelos. Cuando las temperaturas son excesivas

---

1. Profesor Asistente. Facultad de Agronomía. Universidad Nacional de Colombia -Santafé de Bogotá A.A. 14490, Santafé de Bogotá, D.C. - Colombia.

vamente altas como ocurre en muchas zonas tropicales, se presenta una aceleración de la degradación de los restos vegetales en el suelo que causa graves problemas en su fertilidad.

Wanner (1980), encontró tasas de descomposición cercanas a 8.2 ton.ha-a-1 para el bosque húmedo tropical, mientras que Douglas y Tedrow (9) encontraron en el ártico, una tasa de descomposición menor que 1.2 ton.ha-1a-1. En Alaska interior, Van Cleave citado por Singh y Gupta (1977), atribuyó las bajas tasas de descomposición de follaje de abedul, álamo y aliso, a la presencia de un ambiente extremadamente frío y seco. En contraste, Bleak (1970), reporta una significativa pérdida de peso, entre 30 y 51% por año, bajo nieve. Sin embargo, el lavado podría ser el factor influyente para esta pérdida de peso.

Según Fassbender (1982), el contenido de materia orgánica en los suelos es muy variable en las condiciones tropicales. Alcanza desde trazas en los suelos desérticos hasta un 90-50% en los turbosos. Los horizontes A de suelos explotados agrícolamente presentan por lo general valores entre 0.1 y 10% de materia orgánica, cuyo contenido decrece con la profundidad en el perfil del suelo.

Según Fassbender (1982), Jenny inició las investigaciones extensivas sobre los contenidos de materia orgánica y nitrógeno de los suelos, a fin de establecer relaciones con los factores que los determinan. Jenny indicó que los contenidos de materia orgánica y nitrógeno de los suelos los determinan en primera instancia, el clima y la vegetación y que los afectan otros factores locales como el relieve, el material parental, el tipo y la duración de la explotación de los suelos y algunas de sus características químicas, físicas y microbiológicas.

Jenny et al (1949) diferenciaron los suelos de Colombia en regiones con 900 a 1500 y de 1500 a 2000 mm. de lluvia; encontraron una relación inversa entre la materia orgánica, el nitrógeno, y la temperatura, es decir, que al aumentar la temperatura decreció el contenido de materia orgánica y el nitrógeno de los suelos para cada uno de los grupos de precipitación pluvial. Según Fassben-

der (1982), se puede esperar que exista un aumento del contenido de materia orgánica con la altura.

Witkamp (1963), además de encontrar un paralelismo definido entre potencial de descomposición microbiano, derivado de conteos de microorganismos, y tasa de descomposición de su substrato; observó que ambas decrecían al aumentar la altura y además el incremento en las poblaciones de microorganismos y las tasas de descomposición con el decrecimiento de la altura indicaban la dominancia de la influencia de la temperatura sobre el efecto de la humedad, en los climas húmedos o per-húmedos. En un estudio posterior, Witkamp (1966), trabajando con las mismas especies pero en un ambiente más seco, encontró una fuerte relación entre la descomposición y el contenido de la humedad.

Según Witkamp y Frank citados por Babbar (1983), en el suelo la liberación de CO<sub>2</sub>, indicador de la actividad biológica, se duplica cuando la temperatura aumenta 10°C. Para Alexander (1977), la temperatura óptima para el desarrollo de organismos descomponedores se halla entre 30-40°C.

Según De las Salas (1979), el clima per-húmedo sin períodos secos influye, a pesar de la alta temperatura del aire, la actividad biológica y por consiguiente, la mineralización de la materia orgánica disminuye y la humificación aumenta con el descenso de la temperatura, se observa un incremento del contenido del humus en el suelo con el aumento en altura en las montañas. Debido a las fluctuaciones insignificantes de la temperatura en el curso del año se puede considerar como medida, la temperatura promedio anual para la intensidad de la descomposición de la materia orgánica en los trópicos.

Según Jenny, citado por Fassbender (1982), es factible el uso de las temperaturas medias del contenido de carbono y nitrógeno de los suelos; o sea, los cambios necesarios de las temperaturas para duplicar o reducir a la mitad el contenido de C y N. Para las condiciones de Colombia se encontraron valores entre 4, 9 y 5, 3°C, con un promedio anual en 5,03°C; lo que indica que al aumentar la temperatura promedio anual en 5,03°C

se reduce el contenido de C a la mitad y viceversa. Las temperaturas medias promedio para California, EUA son de 14,6°C, lo que implica una menor susceptibilidad de la materia orgánica de la región templada a cambios de la temperatura.

Deaubenmire y Prusso (1963), señalan que un incremento de la temperatura no resulta siempre en una velocidad de descomposición mayor, probablemente debido a la interacción de la temperatura con otros factores ambientales, entre ellos la humedad. Según Sánchez (1981), la alófana reacciona con los radicales orgánicos para formar complejos que permanecen relativamente resistentes a la mineralización. Por tanto la materia orgánica tiende a acumularse en esos suelos.

Bornemisza y Pineda (1969), mostraron una relación inversa entre la mineralización de la materia orgánica y el contenido de alófana, y agregan que los suelos estudiados por Jenny en Colombia y Costa Rica eran altos en alófana, por tal razón, la tasa de descomposición fué más baja que lo esperado.

## HUMEDAD

Según Van Der Drift citado por Singh y Gupta, la humedad es más importante que la temperatura en la descomposición de residuos vegetales. Crossley y Hoglund (1962), reportaron el efecto de la humedad sobre poblaciones de microartrópodos edáficos. Ellos estudiaron la descomposición de hojas de pino, encina y cornejo. En primavera tanto las tasas de descomposición como las poblaciones de microartrópodos fueron mayores porque existía humedad disponible. Durante los meses secos de invierno, la pérdida de peso decreció conjuntamente con las poblaciones de microartrópodos. En la siguiente primavera, la tasa de descomposición fué otra vez acelerada.

Bocock (1964) encontró baja tasa de descomposición sobre mantillo tipo "mor" comparado con mantillo tipo "mull". En el mantillo tipo mor, los organismos responsables de la descomposición habitan la capa superficial, y cuando los residuos vegetales se secan su actividad cesa.

Madge, citado por Singh y Gupta (1977), también encontró un marcado efecto de la humedad sobre el número de organismos componentes de la fauna edáfica. Durante la estación húmeda observó más organismos, sobre discos de hojas colocados en bolsas de descomposición, que durante la estación seca. Entre 25 y 45% de los discos de hojas fueron consumidos al finalizar la primera estación húmeda. Durante los 5 meses de estación seca solamente 2 al 6% de los tejidos de hojas desaparecieron. En la siguiente estación húmeda las tasas de descomposición fueron aceleradas y los discos de hojas remanentes fueron consumidos en 5 semanas.

Según Wiant (1967), existe un incremento curvilíneo en la producción de CO<sub>2</sub> con el incremento de humedad en condiciones de laboratorio. Medina y Zelwer (1972) en parches boscosos de Calabozo, Venezuela, midieron fluctuaciones diarias de tasas de respiración edáfica en los comienzos de un período seco y reportaron que para similares temperaturas de suelo, la tasa de producción de CO<sub>2</sub> fué afectada indudablemente por el contenido de agua en el suelo. Por su parte, Singh y Gupta (1977) indican que la precipitación también afecta las tasas de CO<sub>2</sub> medidas, debido a que este elemento presente en el aire del suelo, es desplazado por el agua de lluvia.

Medina y Zelwer (1972), también observaron que los valores en la noche eran más altos que los valores en el día y atribuyeron estas tasas nocturnas altas a la presencia de una humedad relativa elevada, la cual quizá favorece la actividad de la microbiota, y a una alta temperatura en el suelo al comienzo de la noche. En las horas nocturnas, el aire del suelo fué más caliente que el aire de encima, facilitando la evolución de CO<sub>2</sub> del aire del suelo.

Alexander (1977), señala que el nivel óptimo de humedad para los organismos descomponedores que se hallan en el suelo es de 60-70%. Sin embargo el nivel óptimo puede variar dependiendo de la temperatura. Según Swift et al citados por Babbar (1983), de hecho, la actividad estacional es una combinación de efectos de temperatura y humedad difíciles de desligar.

## EFFECTOS COMBINADOS DE HUMEDAD Y TEMPERATURA

Los efectos combinados de temperatura y humedad son más prominentes que los efectos de temperatura solamente (Singh y Gupta (1977)) Jenny citado por Fassbender (1982), encontró en suelos de Canadá y de Estados Unidos, relaciones inversas entre la temperatura y el contenido de nitrógeno y de materia orgánica de los suelos. Es decir, al aumentar la temperatura decreció el nivel de nitrógeno en el suelo. Encontró además, una asociación entre las condiciones de pluviosidad y el contenido de nitrógeno. Al intensificarse las lluvias se desarrolló una vegetación más exuberante, y la deposición de restos fue mayor elevando así el contenido de nitrógeno; bajo estas condiciones también se presentó una fijación de N biológica bastante activa. Jenny expresó el efecto de la temperatura y de las condiciones hídricas en el contenido de N de los suelos según la fórmula

$$N = 0.55 e^{-0.08T} (1 - e^{-0.005H})$$

donde

N = porcentaje de N de suelos superficiales

e = la base de logaritmos naturales

T = la Temperatura anual promedio en grados.

H = el "factor de humedad" o sea la relación entre la precipitación pluvial (mm/año) y el déficit de saturación del vapor de agua (mm/Hg.)

Según Fassbender (1982), en suelos de áreas tropicales los planteamientos originales de Jenny no encontraron validez. Se pensó inicialmente que debido a las altas temperaturas predominantes en los trópicos, el nivel del nitrógeno y de la materia orgánica debería ser menor que el de los suelos de áreas templadas. Jenny constató, sin embargo, que estos niveles no eran menores sino que por el contrario mucho mayores al analizar suelos de Colombia, Costa Rica e India.

Además de lo anterior, Jenny et al (1949), también obtuvieron información sobre la velocidad de descomposición de la materia orgánica

en varios climas, usando hojas secas de alfalfa como indicador. En la zona extremadamente húmeda del Bajo Calima, Colombia, en un año se descompone y desaparece casi el 100% de la alfalfa, en tanto que en Chinchiná la descomposición llega a ser hasta del 85% , en Palmira del 70% , y en Bogotá del 60% . Posiblemente la menor lluvia anual de estas dos últimas localidades sea la causa del bajo porcentaje de descomposición que allí se verificó (al pie de página se presentan los datos de temperatura y precipitación de las cuatro localidades colombianas mencionados por Jenny et al, (1949) <sup>2</sup>.

En Costa Rica, los valores obtenidos en la zona baja (no se especifica sitio) son comparables a los obtenidos en el Bajo Calima, en tanto que los de la zona de Turrialba pueden compararse a los de Chinchiná.

En contraste, la descomposición del material orgánico bajo estudio en las montañas de la Sierra Nevada (California) es baja, lo cual muestra que en altitudes bajas, durante el verano, por falta de humedad, las altas temperaturas no influyen, existiendo así solo el período de septiembre a marzo como de activa descomposición, y en zonas altas puede deberse a que los meses de verano son demasiado secos y los de invierno demasiado fríos para descomponer la materia orgánica, de tal manera que solo en otoño y primavera hay actividad a este respecto.

Según Meentemeyer (1978), para los ecosistemas terrestres el regulador básico de las tasas de descomposición es la combinación energía térmica, capilaridad del suelo y humedad disponible en la hojarasca, para lo cual la evotranspiración actual (AET) es un excelente índice. Además propuso un modelo que correlacionara estas variables abióticas con la velocidad de descomposición

$$Y_1 = 1.31369 + 0.05350 X_1 + 0.1872 X_2$$

donde:

$Y_1$  = pérdida de peso anual (%)

$X_1$  = evapotranspiración actual anual (milímetros)

$X_2$  = evotranspiración actual anual/lignina (%)

2 Temperatura y precipitación de cuatro localidades colombianas: Bajo Calima 26.5° y 7600 mm. Chinchiná 24°C y 8000 mm. Bogotá 12°C y 600 mm.

La adición de una tercer variable, el porcentaje de lignina, está en función de explicar la variación que en determinadas regiones ofrece el clima como control de la descomposición, ya que algunos estudios han mostrado al decaimiento en la concentración de lignina como un excelente predictor de tasas de descomposición en diferentes residuos vegetales.

Meentemeyer (1981), analizando datos de producción y descomposición de residuos vegetales colectados de la literatura y comparados regresionalmente entre variables climáticas con datos colectados para cada sitio, encontró que la curva que más se ajusta, resulta usando solamente promedios anuales de evotranspiración actual. Este modelo predice correctamente la producción de hojarasca a tasas de 10 a 18 tn. ha<sup>-1</sup>.a y el coeficiente K, de descomposición, en valores de 2 a 8 para el trópico. Además el modelo implica que a pequeñas variaciones en la evotranspiración anual actual, resultan grandes diferencias de sitio a sitio en decaimiento de la tasa de descomposición, pero solamente modestas diferencias en la producción de residuos vegetales.

#### LITERATURA CITADA

1. Alexander, M. 1977. Introduction to soil microbiology. 2 ed. New York, Wiley. 472 p.
2. Babbar, A.I.L. 1983. Descomposición del follaje en ecosistemas sucesionales en Turrialba, Costa Rica. Tesis M.S., Turrialba, Costa Rica. CATIE. 76 p.
3. Bleak, A.T. 1970. Disappearance of plant material under a winter snow cover. Ecology 51: 915-917.
4. Bock, K.L. 1964. Changes in the amounts of dry matter, nitrogen, carbon, and energy in decomposing woodland leaf litter in relation to the activities of the soil fauna. Journal of Ecology 52: 273-284.
5. Bornemisza, E. y Pineda, R. 1969. The amorphous minerals and the mineralization of nitrogen in volcanic ash soils. In Panel on soils derived from volcanic ash in Latin America. Inter-American Institute of Agricultural Sciences. Turrialba. Costa Rica, pp. B7. 1-B7.7.
6. Crossley, D.A. Jr. y Haglund, M.P. 1962. A litter bag method for the study of microarthropods inhabiting leaf litter. Ecology 43: 571-573.
7. Daubenmire, R. y Prusso, D.C. 1963. Studies

of the decomposition rates of tree litter. Ecology 44: 589-592.

8. De las Salas, G. 1979. La materia orgánica del suelo. Turrialba, Costa Rica, curso de suelos forestales, CATIE, programa de Recursos Naturales Renovables, 33 p.
9. Douglas, L.A. y Tedrow, C.F. 1959. Organic matter decomposition rates in arctic soils. Soil Science 88: 305-312.
10. Fassbender, H.W. 1982. Química de suelos; con énfasis en suelos de América Latina. 1 ed. 3 reimpresión. San José de Costa Rica, IICA. 422 p.
11. Jenny, H.; Gessel, S.P. y Gingham, F.T. 1949. Comparative study of decomposition rates of organic matter in temperate and tropical regions. Soil science 68:419-432, 1949.
12. Medina, E. y Zelwer, M. 1972. Soil respiration in tropical communities. In papers from a symposium on tropical ecology with emphasis on organic productivity. ed. by P.M. Golley and F.B. Golley, Universidad de Georgia. pp. 245-269.
13. Meentemeyer, V. 1978. Macroclimatic and lignin control of litter decomposition rates. Ecology 59(3): 465-472.
14. Meentemeyer, V. 1981. Climatic control of litter dynamic in tropical forest. In Silver juvenile symposium of tropical ecology; Ecology and resource management in the tropics, abstrats, International society for tropical ecology. Varanasi, India, 1981.
15. Olson, J.S. 1962. Energy storage and balance of producers and decomposers in ecological systems. Ecology 44: 322-331. 1963.
16. Sánchez, P. 1981. Suelos del trópico: características y manejo. Trad. por Edilberto Camacho, San José, IICA, 660 p.
17. Singh, J.S. y Gupta, S.R. 1977. Plant decomposition and soil respiration in terrestrial ecosystems. The botanical review 43 (1): 449-528.
18. Wanner, H. 1970. Soil respiration; litter fall and productivity of tropical rain forest. Journal of ecology 58: 543-547.
19. Wiant, H.V. 1967. Influence of moisture content on "soil respiration". Journal Forestry 65: 902-903.
20. Witkamp, M. 1963. Microbial populations of leaf litter in relation to environmental conditions and decomposition. Ecology 44(2): 370-377. 1963.
21. Witkamp, M. 1966. Decomposition of leaf litter in relation to environment, microflora and microbial respiration. Ecology 47(2): 194-201.