

INVESTIGACIONES

RELACIÓN ENTRE LA MATERIA ORGÁNICA Y TEXTURA DEL SUELO Y TASAS DE MINERALIZACIÓN DE CARBONO Y NITRÓGENO¹

Interaction between soil organic matter and texture and the mineralization rates of carbon and nitrogen

Francisco J. Matus² y Christian R. Maire G.²

ABSTRACT

Every soil has a limited capacity to physical-chemically protect organic matter from biodegradation in its clay and silt particles. Thus, the rates at which carbon (C) and nitrogen (N) are mineralized in soil should be related to the degree of C saturation in those particles. In this study the authors investigated the hypothesis that the decline in the amount of C in clay and silt particles from coarse to fine textured soil is due to a reduction of the specific surface area of clay and silt fractions in clay soils. The relation between the mineralization rates of C and N to the degree of C saturation in the clay and silt particles was also investigated. Six cultivated soils (cereal) and three non-cultivated soils (*Medicago sativa* L.) were sampled at 0-20 cm depth. All soils were ultrasonically treated and gravimetrically separated into fractions > 50 µm (sand) and < 50 µm (clay and silt). All fractions and whole soils were analyzed for organic-C and the specific surface area with ethylene glycol monoethyl (EGME). Moreover, there was a close relation between the degree of C saturation and the mineralization rates. However, there was also a good relation between the total organic C of the soil and the mineralization rates. This coincided with the fact that a good relation between the soil organic carbon and the degree of carbon saturation was found. Our results partially explain the hypothesis that the mineralization rates are more related to the degree of C saturation than to the soil texture (% clay and silt) and soil organic carbon.

Key words: organic matter, sand, clay, specific surface.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la dinámica de la materia orgánica del suelo (MOS) es esencial para entender el flujo del carbono (C) y nitrógeno (N) en el suelo. Estudios empíricos y modelos de simulación sugieren que las diferencias en cantidad y calidad de los aportes orgánicos al suelo dan las diferencias en el tamaño de los "pools"

orgánicos y las tasas de mineralización de C y N. Sin embargo, aún persisten dudas sobre el efecto de la textura (% arcilla + limo) sobre el reciclaje del C en el suelo. Es bien sabido que suelos arcillosos retienen más MOS que suelos arenosos, a pesar de haber sido sometidos al mismo aporte de materia orgánica (Jenkinson, 1988; Amato y Ladd, 1992; Hassink, 1994). Estas diferencias resultan de la mayor protección de la MOS contra la biodegradación (Van Veen y Kuikman, 1990). La protección ocurre cuando la MOS es adsorbida sobre la superficie de las partículas de arcilla y limo, o cuando es "incrus-

¹Recepción de originales: 30 de octubre de 1998.

²Universidad de Talca, Facultad de Ciencias Agrarias, Casilla 747, Talca, Chile.

E-mail: matus@pehuenche.secom.otalca.cl

tada" o recubierta por los minerales de arcilla (Tisdall y Oades, 1982; Golchin *et al.*, 1994) o cuando se localiza dentro de los microagregados, fuera del alcance de los microorganismos (Elliott y Coleman, 1988). Todos estos mecanismos afectan negativamente las tasas de mineralización de C y N (Ladd *et al.*, 1981, 1985; Amato y Ladd, 1992; Juma, 1993; Ladd *et al.*, 1993; Skjemstad *et al.*, 1993).

Otros estudios, sin embargo, han encontrado que la textura del suelo no afecta las tasas de mineralización (Scott *et al.*, 1996; Gregorich *et al.*, 1991). Hassink y Whitmore (1997) propusieron un modelo para simular la protección de la MOS. Ellos señalaron que cada suelo posee una capacidad limitada, X , de protección de la MOS sobre las partículas de arcilla y limo. En el modelo θ correspondió a una fracción de X ocupada con MOS. Así, la tasa a la cual la MOS es protegida es directamente proporcional a la diferencia entre X y θ (déficit de saturación) e inversamente proporcional a la tasa de mineralización de C y N. Por lo tanto, las tasas de mineralización del suelo no dependen de la textura (% limo + arcilla) ni del nivel de MOS *per se*, sino del déficit de saturación. Esto explicaría que en suelos con similar déficit de saturación y sometidos al mismo aporte y calidad de residuos orgánicos, sus tasas de mineralización sean similares, a pesar del amplio rango de texturas.

Por otra parte, los estudios de fraccionamiento físico de la MOS muestran que la mayor parte del C está asociado a las partículas de arcilla y limo, y que suelos arenosos poseen una concentración de C hasta siete veces superior en sus partículas de arcilla y limo que suelos arcillosos (Christensen, 1992; Matus, 1994). Una hipótesis simple para explicar estos resultados la propuso Hassink *et al.* (1997): las fracciones de arcilla y limo en suelos arenosos se encuentran más libres, mientras que en suelos arcillosos forman densos paquetes de agregados. Por lo tanto, la superficie específica disponible para retener MOS es muy superior en suelos arenosos que en suelos arcillosos.

En el presente trabajo se investigó si la disminución en la concentración de C en las partículas de arcilla y limo de los suelos se debe a una disminución en la superficie específica de estas fracciones, y si efectivamente la mineralización de C y N no depende de la textura del suelo ni del nivel de MOS, sino que del déficit de saturación.

MATERIALES Y MÉTODOS

Suelos

Se muestrearon nueve suelos bien drenados de nueve series distintas, a 20 cm de profundidad, de la VII Región de Chile (Cuadro 1). Seis suelos habían sido cultivados con cereales y los suelos restantes provienen de praderas de alfalfa (*Medicago sativa* L.). Una encuesta reveló que los suelos fueron sometidos a un aporte similar de residuos de cosecha por al menos 5 años. Este período, se asumió, fue suficiente para que la MOS entre ambos grupos de suelo presenten diferencias significativas (Matus, 1994).

Fraccionamiento de los suelos

Quince gramos de suelo, secado a 45 °C, tamizado por 0,005 m, fueron suspendidos por 24 h en 75 mL de agua bidestilada. La suspensión fue tratada ultrasónicamente durante 30 min con una punta de tipo desintegrador en una unidad generadora Branson Sonifer II, previamente calibrada para producir una desintegración total de los agregados del suelo (Matus *et al.*, 1996). El aumento de la temperatura (entre 10 y 30 °C) en la suspensión de suelo fue controlado externamente con baños de agua y hielo. Las fracciones de arcilla, arcilla y limo (< 50 μm) y arena (50-2000 μm) se obtuvieron por sedimentación, de acuerdo a la Ley de Stock (Matus *et al.*, 1996).

Determinación del carbono orgánico

El C-orgánico se determinó tanto en las fracciones de arena, arcilla y limo como en el suelo

Cuadro 1. Propiedades físicas y químicas de los suelos muestreados en la VII Región, Chile**Table 1. Physical and chemical properties of soils sampled in the VII Region, Chile**

Serie de suelos	Orden	Historial cultivo	Partículas < 50 µm	Nutrientes totales				pH
				C	N (%)	P	K	
Cultivados								
Hualañé	Inceptisol	Maíz-trigo	51,7	0,93	0,03	0,09	0,43	5,8
Palmilla 1	Inceptisol	Maíz-trigo	47,4	1,36	0,08	0,24	0,48	6,3
Quete-quete	Mollisol	Maíz-trigo	69,0	1,87	0,09	0,13	0,62	6,8
Quella	Vertisol	Arroz-trigo	91,3	1,21	0,05	0,11	0,55	5,7
Parral	Alfisol	Trigo	82,1	1,94	0,12	0,29	0,60	6,0
Curipeumo	Vertisol	Arroz-trigo	83,5	2,84	0,19	0,14	0,67	5,5
Pradera								
Palmilla 2	Inceptisol	Alfalfa	77,1	2,89	0,25	ND	ND	6,3
Liucura	Inceptisol	Alfalfa	62,9	2,32	0,18	ND	ND	6,6
Achibueno	Inceptisol	Alfalfa	40,6	1,58	0,10	ND	ND	5,8

ND: no determinado.

entero, por el método de combustión húmeda de Nelson y Sommers (1982) modificado (Matus *et al.*, 1997). Los resultados obtenidos fueron comparados con los de otros estudios (Tiessen y Stewart, 1983; Christensen, 1985; 1987; Catroux y Schnitzer, 1987; Gregorich *et al.*, 1989; Elustondo *et al.*, 1990; Christensen y Christensen, 1991; Schulten y Leinweber, 1991; Bonde *et al.*, 1992; Leinweber y Reuter, 1992; Matus, 1994; Van Gestel y Merckx, 1994).

Determinación de la superficie específica en las fracciones de arcilla y limo

La superficie específica se determinó por el método de monoíletero de etilenglicol (EGME) (Carter *et al.*, 1986), solamente en 6 de los 9 suelos estudiados (4 suelos cultivados y 2 de pradera) debido a la escasez de material. Se pesaron 1,1 g de partículas < 50 µm y se les eliminó la humedad a 110 °C por 24 h. Una vez que los suelos se enfriaron (en desecador) se les adicionó 3 ml de EGME. Al mismo tiempo una mezcla de CaCl₂-EGME fue preparada: 100 g

de CaCl₂ fueron secados a 210 °C por 1 h. Luego se les adicionó 20 mL de EGME antes que la sal se enfriara. La mezcla se distribuyó en vasos de 150 mL, depositados en el fondo de un desecador que contenía CaCl₂ anhidro. La mezcla EGME y suelo fue colocada en una cápsula de aluminio sobre el plato perforado del desecador y se procedió a evacuar con bomba de vacío por 15 min para alcanzar un vacío de 0,25 mm de mercurio. Después de 4 a 5 evacuaciones con 3 a 4 h de intervalo, las muestras alcanzaron un peso constante. La superficie específica (SE) se expresó en g m⁻² y se calculó como = $W_a / (W_s * 0,000286)$, donde, W_a = peso del EGME retenido por la muestra de suelo (g), W_s = peso seco del suelo a 110 °C (g) y 0,000286 = peso del EGME (g) para formar una mono capa molecular por cada metro cuadrado.

Tasas de mineralización potencial de C y N

La tasas de mineralización de C de un residuo de trébol (*Trifolium repens*), cuyas características aparecen en el Cuadro 2, fue determinada

por triplicado por la adición de 104 mg de parte aérea y raíz en relación 4:1 a 50 g de suelo húmedo (base seca). Un control sin adición también fue incluido. Todos los suelos fueron incubados en laboratorio a 22 ± 2 °C y -0,033 kPa en obscuridad en frascos de vidrio herméticos de 2 L, conteniendo un vaso con 20 mL de NaOH 0,5 N. El CO₂ liberado a los 30 días fue medido por titulación con HCl 0,5 N en una alícuota de 5 mL, previa precipitación del carbonato con exceso de BaCl₂ 0,75 N. Aun cuando se reconoce que el patrón de mineralización de C es de primer orden, la tasa de mineralización se obtuvo linealmente por el CO₂ desprendido al final de período de incubación, dividido por 30 días (Matus, 1994). Las tasas de mineralización de N de los residuos de trébol fue obtenida a partir de 208 mg de parte aérea y raíz, adicionados a 100 g de suelo en proporción 4:1. Desafortunadamente la incubación se realizó solamente para los suelos cultivados. Al igual que para C, se incluyó un control sin adición. Los suelos fueron incubados (igual temperatura y humedad que para C) en obscuridad en frascos de vidrio de 0,3 L provistos de una tapa perforada para permitir el intercambio gaseoso. El contenido de humedad fue llevado a capacidad de campo semanalmente, ya que los frascos perdieron menos de 1 ml de agua al cabo de 7 días. El incremento en el N-mineral (NO₃⁻ y NH₄⁺) fue medido por extracción por 1 h con KCl 2 N (suelo:solución 1:10), después de 30 días de incubación. El N-mineral se midió por destilación

mediante arrastre de vapor con MgO y aleación Devarda (Saavedra, 1975). Al igual que para C, las tasas de mineralización de N fueron obtenidas de la diferencia entre el N-mineral medido al inicio y al final del período de incubación, dividido por 30 días.

Saturación de carbono en las partículas de arcilla y limo

Hassink (1996) definió el grado de saturación de C como déficit de saturación de C (DSC), i.e., la diferencia entre la máxima retención de C en las partículas de arcilla y limo y la cantidad real de C presente en estas fracciones. En este estudio el DSC fue obtenido a partir de: 1) la máxima retención de C en las partículas < 50 µm, estimada por Hassink y Whitmore (1997), y 2) del C retenido en las fracción < 50 µm de suelos más saturados (e.g., suelos de praderas). Ambos DSC fueron correlacionados con las tasas de mineralización de los suelos.

Análisis estadístico

Se efectuaron análisis de correlación simple (Snedecor y Cochran, 1968) entre las distintas propiedades de los suelos estudiados.

RESULTADOS

Enriquecimiento de C en las fracciones de arcilla y limo de los suelos

El C en las fracciones de arcilla y limo fue expresado como factor de enriquecimiento de C, i.e., la concentración de C en las fracciones de arcilla y limo dividido por el C-orgánico total del suelo (Christensen, 1992). El enriquecimiento de C para los 9 suelos estudiados y los 59 suelos de la literatura, se graficó con el porcentaje de arcilla y limo. En promedio el enriquecimiento de C en la fracción de arcilla y limo fue hasta 9 veces superior en suelos arenosos comparado con suelos arcillosos. Este valor alcanzó un máximo de 13 para los suelos cultivados (Figura 1a) y de 4 para los suelos con

Cuadro 2. Características químicas de los residuos de trébol (*Trifolium repens*) utilizados para la incubación

Table 2. Chemical characteristics of clover (*Trifolium repens*) residues used for incubation

	C (%)	C:N	Fibra (%) ¹
Parte aérea	36,5	8,9	30,6
Raíces	28,3	13,9	50,1

¹Celulosa + hemicelulosa + lignina (Fibra detergente, Van Soest y Wine, 1967).

praderas (Figura 1b). El enriquecimiento de C decreció a un valor de 1 cuando la arcilla y limo fue superior a 90%. El enriquecimiento de C para partículas de tamaño $< 20 \mu\text{m}$ como $< 50 \mu\text{m}$ fue similar en todos los suelos.

Enriquecimiento de C en la fracción de arena

A diferencia de los resultados anteriores, el enriquecimiento de C en la arena no se relacionó con los porcentajes de arcilla y limo de los suelos (Figura 2). En general los valores de enriquecimiento de C, tanto en los suelos cultivados (Figura 2a) como de praderas (Figura 2b), fueron inferiores a los valores normales encontrados en la literatura. Del mismo modo que para la arcilla y limo, el enriquecimiento de C en las fracciones $> 20 \mu\text{m}$ y $> 50 \mu\text{m}$ fueron comparables.

Relación entre el C de la arcilla y limo de los suelos y sus porcentajes de arcilla y limo

En la Figura 3 se presenta el C en las partículas de arcilla y limo de los suelos. Estos valores se obtuvieron de la multiplicación entre la concentración de C en la arcilla y limo y los porcentajes de arcilla y limo. El C en la arcilla y limo fue 80% y 90%, del C-orgánico total del suelo en suelos de praderas y cultivos, respectivamente (datos no mostrados). El C en los suelos cultivados fluctuó entre 9 y 45 g C kg^{-1} suelo (Figura 3a), mientras que en los suelos de praderas, entre 14 y 39 g C kg^{-1} suelo (Figura 3b). No hubo diferencias en el C retenido entre partículas, $< 20 \mu\text{m}$ y $< 50 \mu\text{m}$. El mejor ajuste a los datos se obtuvo con un modelo potencial, curva que fue inferior a la línea recta estimada por Hassink y Whitmore (1997). La línea recta representó la máxima capacidad de protección de C en las fracciones $< 50 \mu\text{m}$ de los suelos.

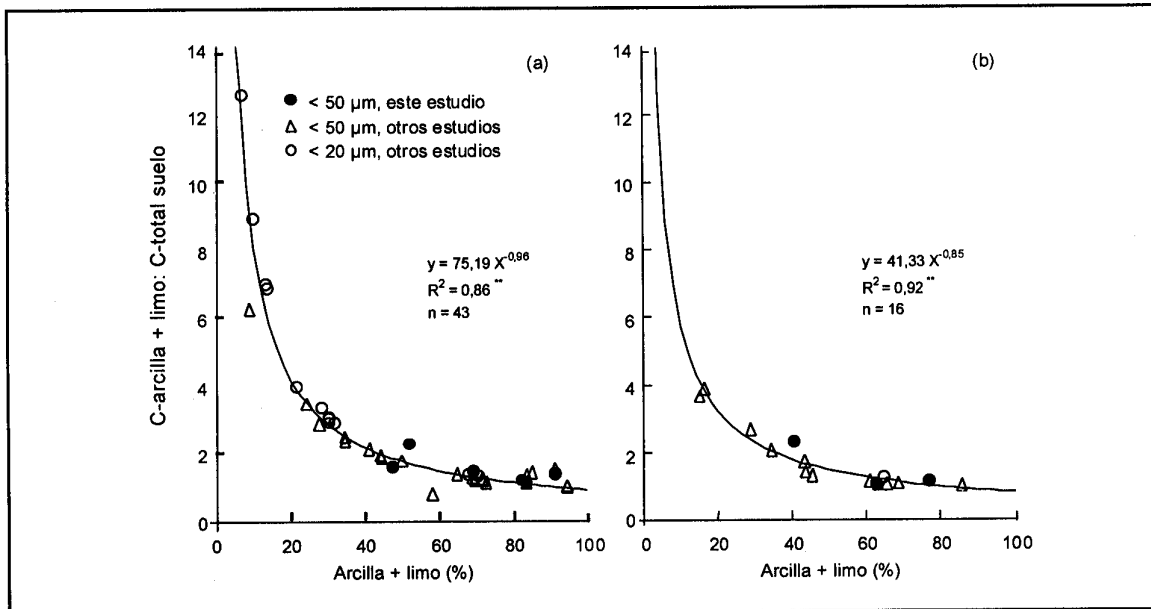


Figura 1. Relación entre la concentración de C en las partículas de arcilla y limo: C-orgánico total del suelo y el porcentaje de arcilla y limo (** = $P < 0,01$) en (a) suelos cultivados y (b) suelos de praderas.

Figure 1. Relation between the ratio of C concentration in the clay and silt particles to the total soil organic-C and the percentage of clay and silt in (a) crop soil and (b) pasture soils.

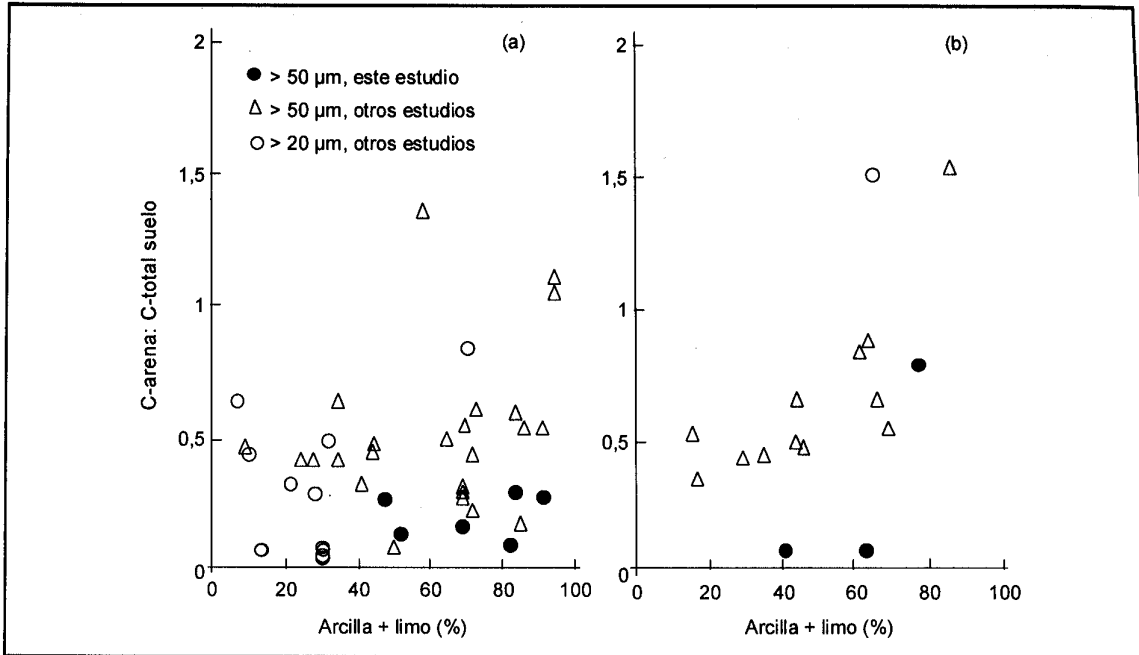


Figura 2. Relación entre la concentración de C en las partículas de arena: C-orgánico total del suelo y el porcentaje de partículas de arcilla + limo en (a) suelos cultivados y (b) suelos de praderas.

Figure 2. Relation between the ratio of C concentration in the sand size particles to the total soil organic-C and the percentage of clay and silt in (a) cultivated soils and (b) non-cultivated soils.

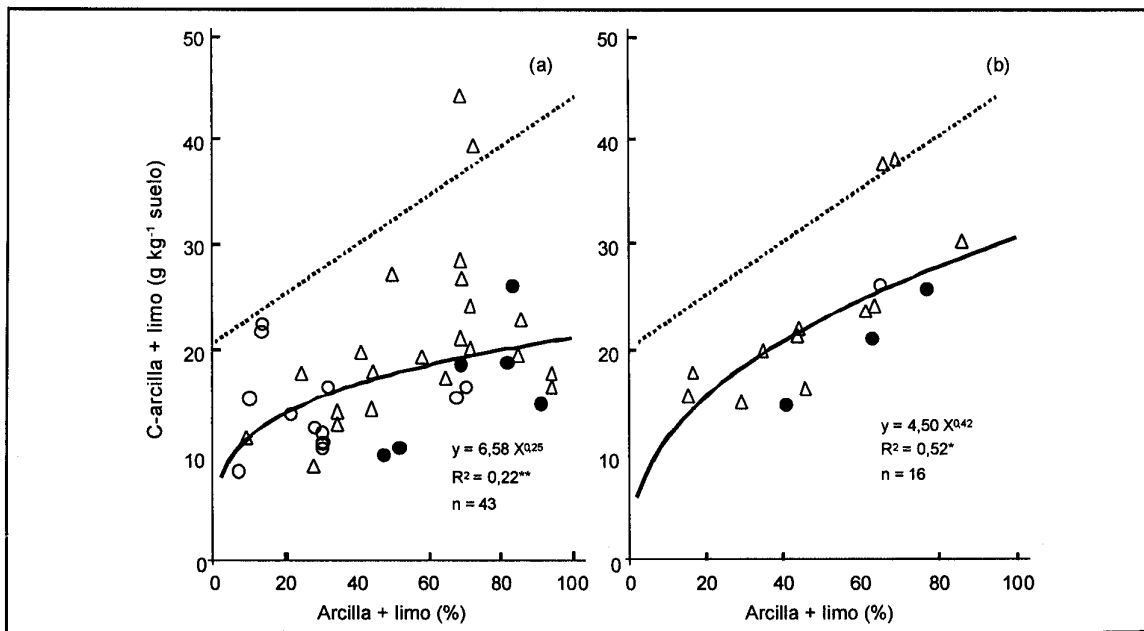


Figura 3. Relación entre el C de las partículas de arcilla y limo con el porcentaje de arcilla y limo en (a) suelos cultivados (** = P < 0,01) y (b) suelos de praderas (* = P < 0,05).

Figure 3. Relation between the C in clay and silt particles of the soils to the percentage of clay and silt particles in (a) cultivated soils and (b) non-cultivated soils.

Relación entre el C en la arena de los suelos y sus porcentajes de arcilla y limo

El C en la fracción de arena no estuvo relacionado con el porcentaje de arcilla y limo de los suelos (Figura 4a y 4b). El C en la arena fluctuó entre 0,5 y 10 g C kg⁻¹ suelo para los suelos cultivados, y entre 1 y 16 g C kg⁻¹ suelo, para suelos de praderas.

Relación entre el C en la arcilla y limo de los suelos y su superficie específica

No se estableció ninguna relación entre el C en las partículas < 50 µm y la superficie específica en estas partículas. Sin embargo, se encontró una relación positiva, aun cuando no significativa, entre la superficie específica y los porcentajes de arcilla y limo (Figura 5). El aumento en la superficie específica en las fracciones finas coincidió con un aumento en la proporción de arcilla ($P < 0,05$) en estas fracciones (datos no mostrados).

Relación entre las tasas de mineralización, textura de suelo, materia orgánica y déficit de saturación de C (DSC)

Las tasas de mineralización de C de los suelos fluctuaron entre 0,2 y 4,2 mg C 100 g⁻¹ suelo día⁻¹ (Figura 6a-6c) y las de N entre 0,3 y 6,0 mg N 100 g⁻¹ suelo día⁻¹ (Figura 6d-6f). Las tasas de mineralización de C y N fueron inversamente proporcionales al DSC. En promedio el DSC estimado a partir de Hassink y Whitmore (1997) fue menos correlacionado ($R^2 = 0,69$; $P < 0,05$) que el DSC estimado en este estudio ($R^2 = 0,83$; $P < 0,01$). Las tasas de mineralización de C y N fueron estrechamente relacionadas con los contenidos de MOS ($R^2 = 0,83$; $P < 0,01$), sin embargo, no hubo relación con los porcentajes de arcilla y limo de los suelos. Las tasas de mineralización de residuo de trébol después de 30 días de incubación, para C variaron entre 1,1 y 1,9 mg C 100 g⁻¹ suelo día⁻¹ (Figura 7a-7c) y para N entre 0,03 y 0,07 mg N 100 g⁻¹ suelo día⁻¹

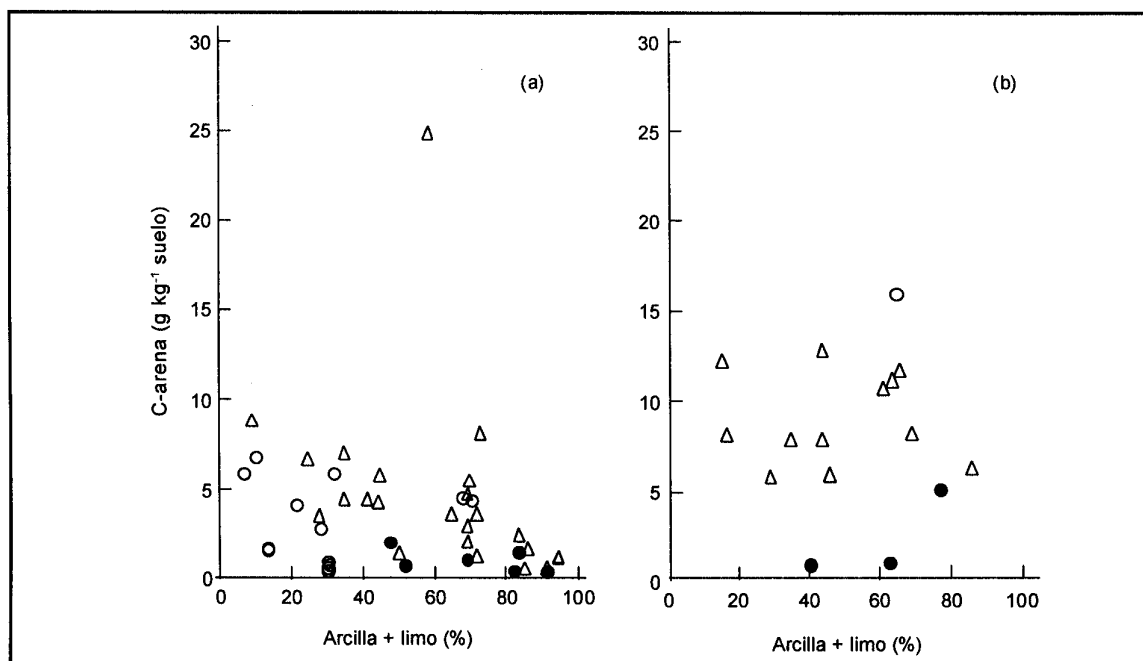


Figura 4. Relación entre el C de la arena de los suelos y el porcentaje de arcilla y limo en (a) suelos cultivados y (b) suelos de praderas.

Figure 4. Relation between C in sand and the percentage of clay and silt particles in (a) cultivated soils and (b) non-cultivated soils.

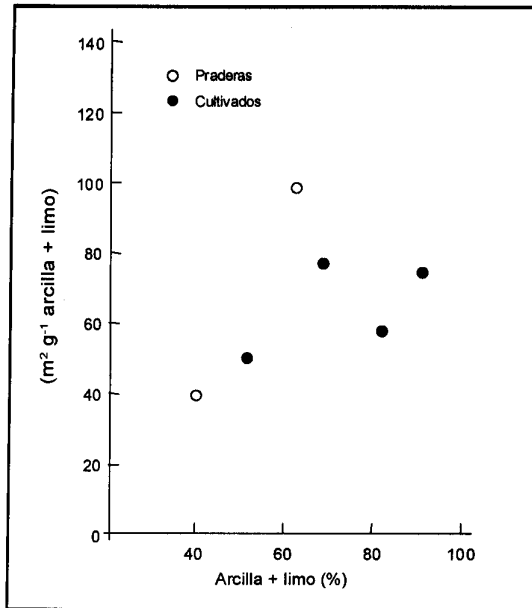


Figura 5. Relación entre la superficie específica de las partículas de arcilla y limo ($< 50 \mu\text{m}>$) y el porcentaje de arcilla y limo de los suelos.

Figure 5. Relation between specific surface of the clay and silt particles ($< 50 \mu\text{m}>$) of the soils and the percentage of clay and silt particles of soils.

(Figura 7d-7f). Pese a los altos coeficientes de determinación encontrados para los suelos incubados sin residuos, no se estableció ninguna relación entre las tasas de mineralización de C y N de los residuos de trébol y los parámetros del suelo.

DISCUSIÓN

El C asociado a las fracciones de arcilla y limo constituyó más del 80% de la materia orgánica del suelo. El enriquecimiento de C en las fracciones de arcilla y limo de los suelos disminuyó a medida que el porcentaje de estas fracciones aumentó. Los datos fueron ajustados a un modelo potencial cuyo R^2 fue superior a 0,85. La disminución de C en las fracciones finas ya había sido descrita por Christensen (1992). La observación de que los microagregados del suelo, en suelos de texturas finas, presentan un arreglo masivo en comparación con aquellos de texturas gruesas en que se presentan más libres, lleva a

pensar que el área por unidad de peso de arcilla y limo en suelos arcillosos es menor, y que por lo tanto, menos C puede ser adsorbido en estas fracciones (Hassink *et al.*, 1997).

Nuestros resultados indicaron que no hubo ninguna relación entre la superficie específica de las partículas de arcilla y limo y sus contenidos de C, sin embargo, la superficie específica aumentó a medida que el porcentaje de arcilla y limo fue mayor en los suelos. Esto fue explicado por un aumento en la proporción de arcilla en la fracción de arcilla y limo, y porque la utilización de líquidos polares pudo haber medido la superficie al interior de las intercapas (Carter *et al.*, 1986). Efectivamente, Besoain *et al.* (1984) midió la mineralogía de las arcillas de los suelos examinados aquí, y encontró que las arcillas del tipo 2:1 dominaron sobre las del tipo 1:1 cuando los porcentajes de arcilla aumentaron en los suelos. Otros investigadores también han observado el mismo fenómeno (Ben-Dor y Banin, 1995; Petersen *et al.*, 1996). El hecho de no haber encontrado una relación entre la superficie específica y el C en las fracciones de arcilla y limo pudo ser explicado por un efecto de dilución de la MOS sobre un mayor contenido de arcilla y limo en suelos arcillosos. Este efecto supone que el aporte de materia orgánica tanto en suelos arcillosos como en suelos arenosos ha sido el mismo y que la MOS se distribuye homogéneamente en la matriz mineral. La hipótesis de la superficie específica debe ser examinada con el uso de líquidos no polares, lo que permitiría solamente la medición de la superficie en las caras externas de los minerales (Carter *et al.*, 1986). Sea cual fuere la explicación de una menor concentración de C en las partículas finas de suelos arcillosos, las tasas de mineralización de C y N de los suelos fueron estrechamente relacionadas con el grado de saturación de C (déficit de saturación de C) y con el nivel de MOS.

La relación entre las tasas de mineralización y el DSC fue aún mejor cuando el DSC fue estimado a partir de un ajuste potencial (curvilíneo) más que de la línea recta propuesta por Hassink

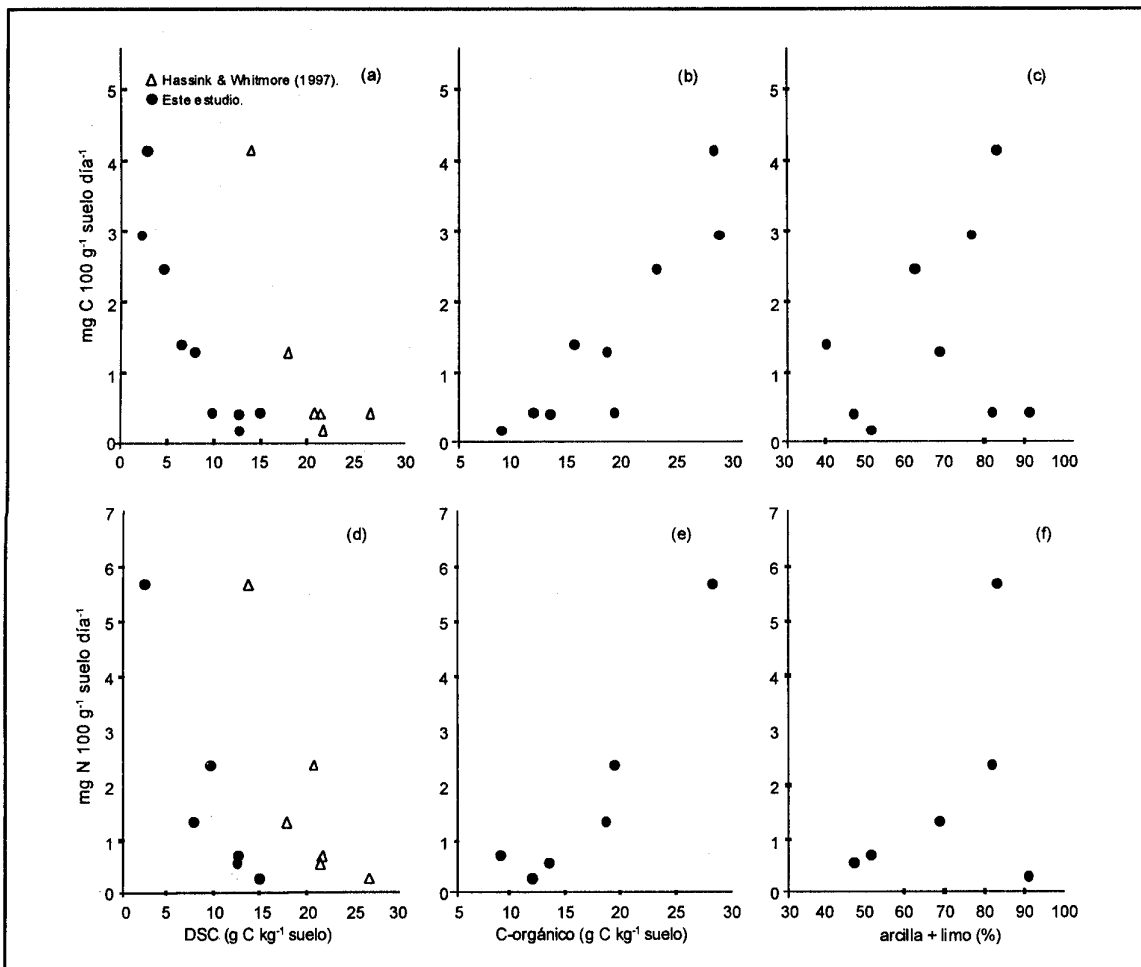


Figura 6. Relación entre las tasas de mineralización de C (0-30 días) y (a) el déficit de saturación de carbono (DSC) estimado en este estudio ($R^2 = 0,81$; $P < 0,01$) y como Hassink y Whitmore (1997) ($R^2 = 0,68$; $P < 0,05$); (b) el C-orgánico del suelo ($R^2 = 0,81$; $P < 0,01$) y (c) el porcentaje de arcilla y limo de los suelos ($R^2 = 0$, no significativo). Y entre las tasas de mineralización de N (0-30 días) y (d) el DSC en este estudio ($R^2 = 0,85$; $P < 0,01$) y como Hassink y Whitmore (1997), ($R^2 = 0,69$; $P < 0,05$); (e) el C-orgánico del suelo ($R^2 = 0,87$; $P < 0,01$) y (f) el porcentaje de arcilla y limo de los suelos ($R^2 = 0$, no significativo).

Figure 6. Relation between C mineralization rate (0-30 days) and (a) carbon saturation deficit as estimated in this study ($R^2 = 0.81$; $P < 0.01$) and by Hassink and Whitmore (1997) ($R^2 = 0.68$; $P < 0.05$); (b) soil organic C ($R^2 = 0.81$; $P < 0.01$); (c) percentage of clay and silt particles ($R^2 = 0$, not significant); and the N mineralization rate (0-30 days) and (d) carbon saturation deficit as estimated in this study ($R^2 = 0.85$; $P < 0.01$) and by Hassink and Whitmore (1997) ($R^2 = 0.69$; $P < 0.05$) and; (e) soil organic C ($R^2 = 0.87$; $P < 0.01$) and (f) the percentage of clay and silt particles ($R^2 = 0$, no significant).

y Whitmore (1997). Nuestros resultados apoyan la idea de que la mineralización en el suelo depende del grado de saturación de C más que del contenido de arcilla y limo de los suelos. Sin embargo, el C-orgánico total del suelo explicó en un 84% la variación en las tasas de minerali-

zación. Esto coincidió con una alta correlación entre el DSC y el contenido de C del suelo (datos no mostrados). Hassink (1996) no encontró ninguna relación entre el ^{14}C que permaneció en las partículas $< 20 \mu\text{m}$ después de 53 días de incubación y el C-total del suelo, pero sí con el

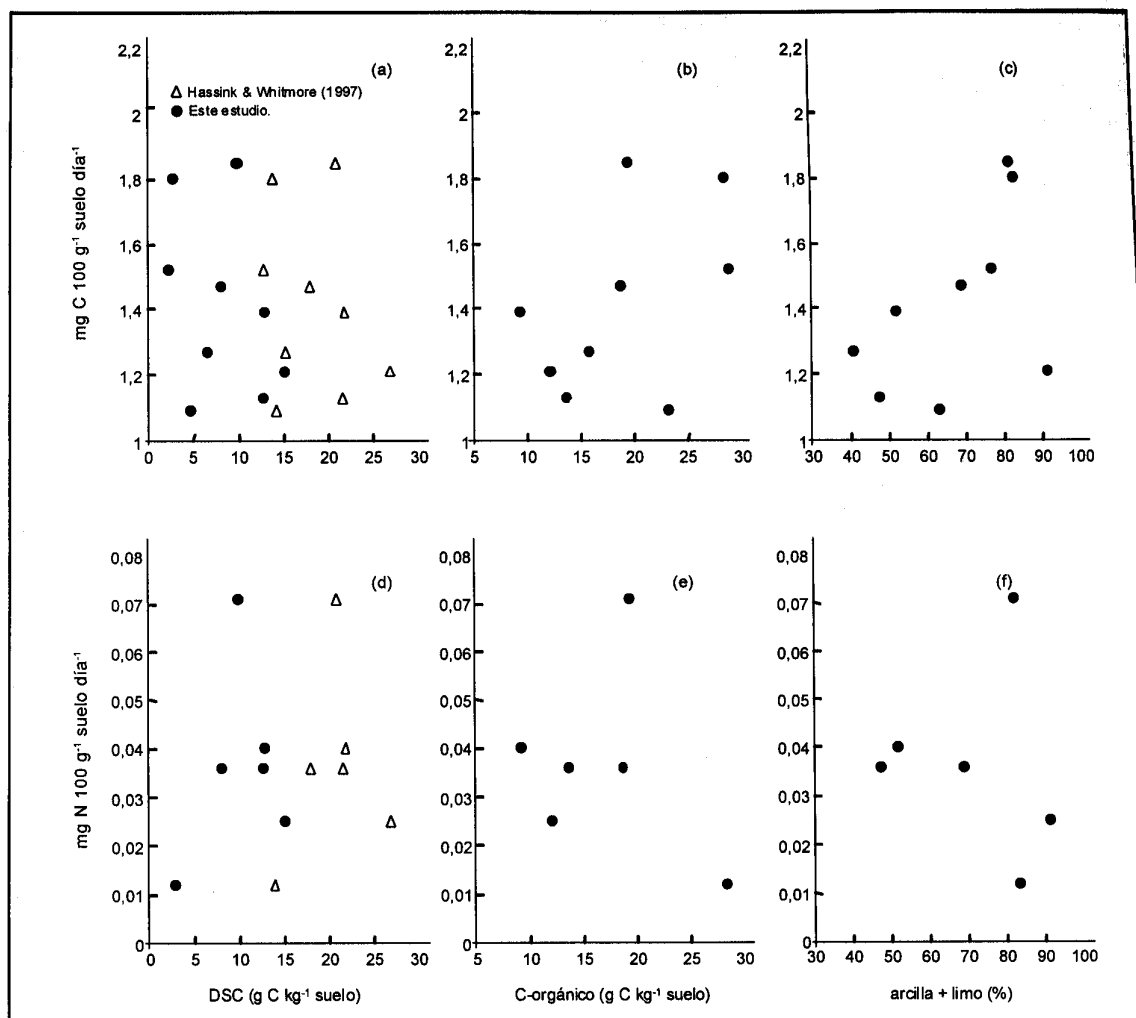


Figura 7. Relación entre las tasas de mineralización de C para los residuos de trébol (0-30 días) y (a) el déficit de saturación de carbono (DSC) estimado en este estudio y como Hassink y Whitmore (1997); (b) el C-orgánico del suelo y (c) el porcentaje de arcilla y limo de los suelos. Y entre las tasas de mineralización de N (0-30 días) y (d) el DSC; (e) el C-orgánico del suelo y (f) el porcentaje de arcilla y limo de los suelos. Ninguna relación fue significativa a ningún nivel P de confianza.

Figure 7. Relation between C mineralization rate for the clover residues (0-30 days) and (a) the carbon saturation deficit as estimated in this study and by Hassink y Whitmore (1997); (b) soil organic C; (c) percentage of clay and silt particles; and the N mineralization rate (0-30 days) and (d) the carbon saturation deficit; (e) soil organic C and (f) the percentage of clay and silt particles. No relation was significant at any P level.

DSC, señalando que este parámetro fue un mejor índice para predecir la mineralización. Por otra parte ninguna relación fue establecida entre las tasas de mineralización de los residuos de trébol con el DSC, C-total o textura del suelo. Primero los residuos deben ser metabolizados por la biomasa microbiana y luego deben ser estabi-

lizados por los coloides minerales. Scott *et al.* (1996) en incubaciones de laboratorio no encontraron diferencias en la descomposición de residuos aplicados a suelos de diferente textura, argumentando que la estabilización de C es un proceso importante en el largo plazo (> 91 días). Sin embargo, en residuos marcados con

^{14}C este efecto sería notorio en incubaciones de corta duración (< 53 días) (Hassink, 1996). El descubrimiento de que la mineralización de C y N del suelo disminuye a medida que el suelo presenta un mayor DSC, se fundamenta en que la adsorción de humus dependería de la probabilidad de encontrar un espacio disponible en la superficie de las arcillas y limo, y también de encontrar un espacio vacío en los sitios de adsorción de grandes moléculas orgánicas (McLaren y Peterson, 1965).

Existe probablemente un continuo desde una MOS no protegida hasta una completamente protegida. De hecho los materiales que están adsorbidos, recubriendo las capas exteriores, son más jóvenes y menos protegidos que la MOS asociada a las capas interiores de arcilla y limo (Skjemstad *et al.*, 1993; Buyanovski *et al.*, 1994). La MOS que excede a la monocapa exterior de la superficie cubierta, parece ser retenida por una superficie secundaria de adsorción (Hughes y Simpsom, 1978). También se ha sugerido que la MOS puede formar diferentes capas alrededor de las partículas de arcilla, limo y los agregados del suelo. Theng *et al.* (1986) observaron que la MOS puede ser incorporada en el espacio interlamelar de las capas de arcilla. La acumulación de MOS no sólo depende del contenido y tipo de arcilla y de la naturaleza del material que se incorpora (Matus *et al.*, 1998), sino también de la cantidad y frecuencia de los aportes al suelo. Es bien conocido que en suelos con un mismo aporte de residuos orgánicos (constante en calidad y cantidad), la MOS se acumula hasta alcanzar un equilibrio. El equilibrio se logra cuando la tasa de mineralización iguala a la tasa de incorporación (Jenkinson, 1988; Matus y Rodríguez, 1994).

En suelos arcillosos, la acumulación de MOS alcanzaría un nivel superior al de suelos arenosos, debido a que sus tasas de mineralización son inferiores a la de suelos arenosos (Ladd *et al.*, 1981, 1985; Amato y Ladd, 1992; Skjemstad *et al.*, 1993). Otros autores, sin embargo, han

señalado que la textura del suelo no afecta las tasas de descomposición (Gregorich, 1991; Scott *et al.*, 1996). Suponiendo que la tasa de mineralización fuese inferior a la tasa de incorporación, la MOS se acumularía y la mineralización sería proporcional al déficit de saturación, mientras no se alcance el equilibrio. Desde este punto de vista, la máxima retención de C del suelo se lograría cuando la tasa de mineralización iguala a la tasa de incorporación, en cuyo caso la mineralización no dependería de la textura ni del contenido de materia orgánica del suelo. También puede ocurrir que suelos de distinta textura presenten igual grado de saturación (con respecto al equilibrio) y que las tasas de mineralización sean similares. Esto explicaría las controversias encontradas en la literatura para suelos de distinta textura y a similares tasas de mineralización.

La acumulación de materia orgánica depende del aporte de material orgánico y de la textura del suelo hasta que un equilibrio es alcanzado. El equilibrio se logra cuando la tasa de incorporación iguala a la tasa de mineralización, momento en el cual las tasas de mineralización no dependerían de la textura del suelo ni del contenido de materia orgánica. Por el contrario, si la tasa de mineralización es inferior a la tasa de incorporación, es probable que la tasa de mineralización sea proporcional al déficit de saturación de C, i.e., la diferencia entre el contenido de C en equilibrio y C real presente en las partículas de arcilla y limo.

CONCLUSIONES

- 1) La hipótesis de una menor concentración de C por una disminución en la superficie específica en las partículas de arcilla y limo de suelos arcillosos no fue probada en este estudio. Una explicación alternativa es suponer que en los suelos sometidos al mismo aporte de residuos orgánicos, la MOS se diluye en un mayor contenido de arcilla y limo en suelos de texturas finas.

2) Las tasas de mineralización de C y N fueron estrechamente relacionadas al grado de saturación de C en las partículas de arcilla y limo y al contenido de C-orgánico del suelo. Sin embargo, las tasas de mineralización no fueron relacionadas al contenido de arcilla y limo de los suelos. La idea de que la mineralización del suelo depende del grado de saturación, más que del contenido de MOS y textura del suelo fue parcialmente probada aquí. Probablemente los suelos seleccionados en este estudio no fueron los más adecuados para mostrar resultados concluyentes, ya que

el C-orgánico total del suelo fue correlacionado con el grado de saturación de C.

3) La acumulación de MOS estaría directamente vinculada con la textura del suelo y por la cantidad (calidad constante) del material orgánico aportado al suelo. La máxima retención de MOS se lograría cuando la tasa de incorporación iguala a la tasa de mineralización (equilibrio). En equilibrio, la tasa de mineralización del suelo no se vería afectada ni por la textura ni por el nivel de MOS.

RESUMEN

Cada suelo posee una limitada capacidad de proteger físico-químicamente la materia orgánica contra la biodegradación en sus partículas de arcilla y limo. Las tasas de mineralización de carbono (C) y nitrógeno (N) de los suelos estarían relacionadas al grado de saturación de C en estas partículas. En el presente estudio se investigó la hipótesis de que la disminución del C en la arcilla y limo a medida que el contenido de estas fracciones aumenta en los suelos se debe a una disminución en la superficie específica en las partículas de arcilla y limo. También se investigó la relación entre las tasas de mineralización de C y N con el grado de saturación con C en las partículas de arcilla y limo. Seis suelos cultivados (cereales) y tres suelos de praderas (*Medicago sativa* L.) fueron muestreados a 0-20 cm de profundidad. Todos los suelos fueron dispersados con ultrasonido y gravimétricamente separados en fracciones $> 50 \mu\text{m}$ (arena) y $< 50 \mu\text{m}$ (arcilla y limo). A todas las muestras y al suelo entero se les determinó el C-orgánico y la superficie específica con etilenglicol. Por otra parte, se probó que existe una estrecha relación

entre el grado de saturación con C en las partículas de arcilla y limo con las tasas de mineralización. Sin embargo, también se encontró una buena relación entre el C-orgánico total del suelo y las tasas de mineralización. Esto último coincidió con el hecho de haber encontrado una buena correlación entre el C-orgánico del suelo y el grado de saturación. Nuestros resultados explican parcialmente la hipótesis de que las tasas de mineralización están más relacionadas al grado de saturación que a la textura (limo + arcilla) y al contenido de materia orgánica del suelo.

Palabras claves: materia orgánica, arcilla, limo, arena, superficie específica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el financiamiento otorgado por la Dirección de Investigación de la Universidad de Talca (DIUT) para la realización de este trabajo y a los árbitros que mejoraron la calidad del manuscrito.

LITERATURA CITADA

- AMATO, M. AND LADD, J. N. 1992. Decomposition of ^{14}C -labelled glucose and legume material in soils: Properties influencing the accumulation of organic residue C and microbial biomass C. *Soil Biol. Biochem.* 24: 455-464.
- BEN-DOR, E. AND BANIN, A. 1995. Near-infrared analysis as a rapid method to simultaneously evaluate several soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59 (2): 364-372.
- BESOAIN, E.; GONZÁLEZ, S. Y SÁEZ, C. 1984. Mineralogía de las arcillas de algunos suelos de la zona central de Chile con exclusión de los suelos de cenizas volcánicas: origen, alteración, distribución. *Sociedad Chilena de Ciencia del Suelo. Boletín* 4: 31-65.
- BONDE, T.; CHRISTENSEN, B. T. AND CERRI, C. C. 1992. Dynamics of soil organic matter as reflected by natural ^{13}C abundance in particle size fraction of forested and cultivated oxisols. *Soil Biol. Biochem.* 24: 275-277.
- BUYANOVSKY, G.A.; ASLAM, M. AND WAGNER, G.H. 1994. Carbon turnover in soil physical fractions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 1167-1173.
- CARTER, D. L.; MORTLAND, M. M. AND KEMPER, W. D. 1986. Specific surface. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50: 413-423.
- CATROUX, G. AND SCHNITZER, M. 1987. Chemical, spectroscopic, biological characteristics of soil organic matter in particle size fraction separated from an Aquoll. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 1200-1207.
- CHRISTENSEN, B. T. 1985. Carbon and nitrogen in particle-size fractions isolated from Danish arable soils by ultrasonic dispersion and gravity-sedimentation. *Acta Agriculturae Scandinavica* 35: 175-187.
- CHRISTENSEN, B. T. 1987. Decomposability of organic matter in particle size fraction from field soils with straw incorporation. *Soil Biol. Biochem.* 19: 429-453.
- CHRISTENSEN, B. T. 1992. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *Adv. Soil. Sci.* 20: 1-89.
- CHRISTENSEN, S. AND CHRISTENSEN, B. T. 1991. Organic matter available for denitrification in different soil fractions: effect of freeze/thaw cycles and straw disposal. *J. Soil. Sci.* 42: 637-647.
- ELLIOTT, E. T. AND COLEMAN, D. C. 1988. Let the soil work for us. *Ecological Bulletins* 39: 23-32.
- ELUSTONDO, J.; ANGERS, P. A.; LAVERDIERE, M. R. AT N^o DAYEGAMIYE, A. 1990. Étude comparative de l'agrégation et de la matière organique associée aux fractions granulométriques de sept sols sous culture de maïs ou en prairie. *Can. J. of Soil Sci.* 70: 395-402.
- GOLCHIN, A.; OADES, J. M.; SKJEMSTAD, J. O. AND CLARKE, P. 1994. Soil structure and carbon cycling. *Aust. J. Soil Res.* 32: 1043-1068.
- GREGORICH, E. G.; KACHANOSKI, R. G. AND VORONEY, R. P. 1989. Carbon mineralization in soil size fractions after various amounts of aggregate disruption. *J. Soil Sci.* 40: 649-659.
- GREGORICH, E. G.; VORONEY, R. P. AND KACHANOSKI, R. G. 1991. Turnover of carbon through the microbial biomass in soil with different textures. *Soil Biol. Biochem.* 23: 799-805.
- HASSINK, J. 1994. Effects of soil texture and grassland management on soil organic C and N and rates of C and N mineralization. *Soil Biol. Biochem.* 26: 1221-1231.

- HASSINK, J. 1996. Preservation of plant residues in soil differing in unsaturated protective capacity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 487-491.
- HASSINK, J. 1997. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant and Soil* 191: 77-87.
- HASSINK, J.; MATUS, F. J.; CHENU, C. AND DALEMBERG, J. 1997. Interaction between soil biota, soil organic matter and soil structure. *In*: Brussaard, L. and Ferrera-Cerrato, R. (Eds.). *Soil Ecology in Sustainable Agricultural Systems*. New York, USA. Lewis Publishers. p. 15-35.
- HASSINK, J. AND WHITMORE, A. P. 1997. A model of the physical protection of soil organic matter in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 131-139.
- HUGHES, T. D. AND SIMPSON, G.H. 1978. Arylsulfatase-clay interactions. II. The effect of kaolinite and montmorillonite on arylsulfatase activity. *Aust. J. Soil Res.* 16: 35-40.
- JENKINSON, D. S. 1988. Soil organic matter and its dynamics. *In*: Wild, A. (Ed.). *Russel's soil conditions and plant growth*. 11th ed. Longman. New York, USA. p. 564-607.
- JUMA, N. G. 1993. Interrelationships between soil structure/texture, soil biota/soil organic matter and crop production. *Geoderma* 57: 3-30.
- LADD, J. N.; OADES, J. M. AND AMATO, M. 1981. Microbial biomass formed from ^{14}C - and ^{15}N -labelled plant material decomposing in soil in the field. *Soil Biol. Biochem.* 13: 119-126.
- LADD, J. N.; AMATO, M. AND OADES, J. M. 1985. Decomposition of plant material in Australian soil III. Residual organic and microbial biomass C and N from isotope-labelled legume material and soil organic matter, decomposing under field condition. *Aust. J. Soil. Res.* 22: 331-341.
- LADD, J. N.; FOSTER, R. C. AND SKJEMSTAD, J. O. 1993. Soil structure: Carbon and nitrogen metabolism. *Geoderma* 56: 401-434.
- LEINWEBER, P. AND REUTER, G. 1992. The influence of different fertilization practices on concentrations of organic carbon and total nitrogen in particle-size fractions during 34 years of soil formation experiment in loamy marl. *Biology and Fertility of Soils.* 13: 119-124.
- MCLAREN, A. D. AND PETERSON, G. H. 1965. Physical chemistry and biological chemistry of clay mineral-organic nitrogen complexes. *In*: Bartholomew, W. V. and Clark, F. E. (Eds.) *Soil Nitrogen*. Madison, Wisconsin, USA. American Society of Agronomy. p. 259-284.
- MATUS, F. J. 1994. The distribution of soil organic matter of various aggregate size classes in arable soils. I. Relationships between clay content of aggregates of a sand and a clay soil and carbon mineralization, nitrogen mineralization and microbial biomass carbon. Doctoral Thesis. The Netherlands. Agricultural University of Wageningen. p. 79-98.
- MATUS, F. J. AND RODRIGUEZ, J. 1994. A simple model for estimating the contribution of nitrogen mineralization to the nitrogen supply of crops from a stabilized pool of soil organic matter and recent organic input. *Plant and Soil* 162: 259-271.

- MATUS, F. J.; MAIRE, C. Y VILLALOBOS, P. 1996. Saturación de las partículas de arcilla y limo con materia orgánica en suelos con distintos manejos. IV Congreso Argentino y II Congreso Internacional de Ingeniería Rural. Neuquén, Argentina. Octubre. 2: 662-667.
- MATUS, F. J.; HERMOSILLA, V.; MAIRE, C. R. Y ORTEGA, S. 1997. Comparación en la determinación de materia orgánica por oxidación parcial y completa en diversos suelos de la VII Región. Agricultura Técnica (Chile) 57(3): 195-199.
- MATUS, F. J.; MAIRE, C. AND VILLALOBOS, M. P. 1998. Interaction between soil texture and organic matter of clay and silt particles from arable and non-arable soils. 16^o World Congress of Soil Science. Montpellier, France. 1-24 agost. Symposia N^o 4. p. 1-10.
- NELSON, D. W. AND SOMMERS, L. E. 1982. Total organic carbon and organic matter. *In*: A. L., Page, R. H., Miller y D. R. Keeney (Eds.) Method of soil analysis. Part. 2. American Society of Agronomy. Madison, Wisconsin. p. 539-579.
- PETERSEN, L.; MOLDRUP, P.; JACOBSEN, O. AND ROLSTON, D. 1996. Relations between specific surface area and soil physical and chemical properties. Soil Science 161: 9-20.
- SAAVEDRA, N. 1975. Manual de análisis de suelos. Pontificia Universidad Católica de Chile. Departamento de Suelos. Santiago, Chile. Boletín N^o 16. 64 p.
- SCHULTEN, H-R. AND LEINWEBER, P. 1991. Influence of long-term fertilization with farmyard manure on soil organic matter: Characteristics of particle-size fractions. Biology and Fertility of Soils 12: 81-88.
- SCOTT, N.; COLE, C.; ELLIOTT, E. T. AND HUFFMAN, S. 1996. Soil textural control on decomposition and soil organic matter dynamics. Soil Sci. Soc. Am. J. 60: 1102-1109.
- SKJEMSTAD, J. O.; JANIK, L. J.; HEAD, M. J. AND MCCLURE, S. G. 1993. High energy ultraviolet photo-oxidation: a novel technique for studying physically protected organic matter in clay and silt-sized aggregates. J. of Soil Sci. 44: 485-499.
- SNEDECOR, G. W. AND COCHRAN, W. G. 1968. Statistical Methods. Sixth edition. Ames, Iowa, U.S.A. The Iowa State University Press. 580 p.
- THENG, B.; CHURCHMAN, G. AND NEWMAN, R. 1986. The occurrence of interlayer clay-organic complexes in two New Zealand soils. Soil Science 142: 262-266.
- TIESSEN, H. AND STEWART, J. W. B. 1983. Particle-size fractions and their use in studies of soil organic matter: II. Cultivation effects on organic matter composition in size fractions. Soil Sci. Soc. Am. J. 47: 509-514.
- TISDALL, J. M. AND OADES, J. M. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. J. Soil. Sci. 33: 141-163.
- VAN GESTEL, M. AND MERCKX, R. 1994. Spatial distribution of labelled and unlabelled microbial biomass and metabolic products in the soil structure. *In*: Pankhurst, C. E. (Ed.). Soil Biota Management in Sustainable Farming Systems. Poster papers. CSIRO. Australia. p. 79-81.
- VAN SOEST, P. J. AND WINE, R. H. 1967. Use of detergents in the analysis of fibrous feeds. IV. Determination of plant cell-wall constituents. Journal of the Association of Official Analytical Chemists 50: 50-55.
- VAN VEEN, J. A. AND KUIKMAN, P. J. 1990. Soil structural aspects of decomposition of organic matter by micro-organisms. Biogeochemistry 11: 213-233.