

Capacidade de troca catiônica dos colóides orgânicos e inorgânicos de latossolos do Estado do Paraná

Antonio Carlos Saraiva da Costa*, Cleonice Aparecida Torino e João Gilberto Rak

Departamento de Agronomia, Universidade Estadual de Maringá, Av. Colombo, 5790, 87020-900, Maringá-Paraná, Brazil. *Author for correspondence.

RESUMO. Valores de capacidade de troca catiônica (CTC) e de carbono de 39 perfis de latossolos do Estado do Paraná foram utilizados para a determinação da CTC dos colóides orgânicos e inorgânicos. Os dados foram ajustados num modelo linear de regressão, na qual o coeficiente angular determinou a contribuição dos colóides orgânicos enquanto o coeficiente linear de regressão determinou a contribuição dos colóides minerais. O modelo utilizado apresentou altos coeficientes de determinação ($R^2 > 0,9$) para todos os solos estudados. Em mais de 50% dos perfis estudados, os valores de CTC, devido aos colóides orgânicos, variou de 400 a 500 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, mas foram determinados valores de 200 a 800 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$.

Palavras-chave: CTC, colóides orgânicos e inorgânicos, latossolos.

ABSTRACT. Cation exchange capacity of organic and inorganic colloids of latosols from the state of Paraná. Cation exchange capacity (CEC) and organic carbon values from 39 latosols from the state of Paraná were used to quantify the contribution of the organic and inorganic colloids to the CEC of the soils. The data were adjusted to a linear regression model, where the angular coefficient determined the contribution of the organic colloids and the linear regression coefficient determined the contribution of the inorganic colloids. The mathematical mode presented high coefficients of determination ($R^2 > 0,9$) for the latosols. In more than 50% of the profiles studied, the CEC values due to the organic colloids varied from 400 to 500 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, but CEC values from 200 to 800 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ were observed.

Key words: CEC, organic and inorganic colloids, latosols.

A capacidade de troca catiônica (CTC) é uma medida da distribuição das cargas elétricas disponíveis na superfície das partículas do solo para a retenção de água e cátions dispersos na solução do solo. Os valores de CTC de um solo dependem da classe textural, do tipo de mineral de argila presente e do teor de matéria orgânica (Brady, 1989). Partículas menores (fração argila, $\phi < 2\mu\text{m}$) apresentam um grande número e uma grande área superficial por unidade de massa (Sposito, 1989). Dessa forma, solos mais argilosos apresentam maior CTC do que solos arenosos (Brady, 1989). De outro modo, solos com predominância de argilas silicatadas tendem a apresentar maior CTC do que solos com predominância de óxidos de ferro e alumínio (Boudot *et al.*, 1986). Estes minerais apresentam cargas dependentes do pH, e no pH do solo (variando de 5 a 7), os óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio apresentam grande parte de suas

cargas positivas (Sposito, 1989), que repelem eletrostaticamente os cátions dispersos na solução do solo. Isto é, nestes valores de pH, minerais como hematita, maghemita, goetita e gibsitita apresentam predominância de sítios de retenção de ânions (CTA) em relação à retenção de cátions (CTC).

Dentre o grupo de minerais representados pelas argilas silicatadas, existe uma grande variabilidade na CTC. Bohn *et al.* (1985) determinaram que a CTC das argilas silicatadas pode variar de 4-10 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ para a caulinita e mais de 100 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ para a montmorillonita e vermiculita. Variações nestes valores estão relacionadas à interstratificação com outros minerais, grau de substituição isomórfica na grade cristalina e grau de intercalamento por metais entre as folhas de alumina e siloxana (Lim *et al.*, 1980; Delvaux *et al.*, 1990; Harris *et al.*, 1992; Schwertmann e Herbillon, 1992; Mestdagh *et al.*, 1980). Para a caulinita, Lim *et al.* (1980) observaram

que removendo a CTC devido à minerais contaminantes, a caulinita pode apresentar valores de CTC inferiores a $1 \text{ cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1}$. Já a presença de alumínio na entrecamada da montmorillonita ou vermiculita determina reduções significativas na CTC destes minerais (Harris *et al.*, 1992). Mestdagh *et al.* (1980) observaram que a área superficial aumentava e o grau de cristalinidade de caulinitas diminuía conforme o aumento da substituição isomórfica do Al por Fe dentro da grade cristalina. A presença de minerais de alta atividade, mesmo em baixas concentrações, em solos arenosos pode determinar valores de CTC superiores aos de solos argilosos com predominância de óxidos de ferro e alumínio e caulinita (Brady, 1989; Costa *et al.*, 1995).

Além dos colóides inorgânicos, a CTC de um solo também é dependente da presença dos colóides orgânicos. Estes são formados a partir da decomposição química e biológica dos materiais orgânicos adicionados ao solo (McBride, 1994; Sposito, 1989). Os produtos finais deste processo apresentam coloração escura e uma alta densidade de cargas negativas devido à presença de grande quantidade de grupos carboxílicos, fenólicos, amídicos, imidazólicos e álcoois na superfície das cadeias orgânicas (Sposito, 1989). O baixo pH no ponto de carga zero (pH_{PCZ}) dos colóides orgânicos (Sposito, 1989) e a presença de grande quantidade de cargas na superfície fazem com que estes colóides apresentem importância fundamental na CTC dos solos de baixa densidade de cargas na fração mineral (Sanchez e Logan, 1992). Valores de CTC da matéria orgânica variam de 400 a mais de $900 \text{ cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1}$. Em materiais orgânicos não totalmente decompostos como turfas, os valores de CTC são menores, variando de 100 a $400 \text{ cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1}$ (Sposito, 1989). McBride (1994) afirmou que para solos com pH próximos à neutralidade, cada 1% (por peso) de matéria orgânica contribui com $0,3 \text{ cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1}$ para a CTC do solo. Variações nos valores de CTC da matéria orgânica ainda dependem do tipo de material orgânico utilizado, cátions presentes (Oades, 1984; Stevenson, 1984; Tisdall e Oades, 1982), condições físicas para a decomposição do material orgânico adicionado ao solo (Sposito, 1989), drenagem do solo (Neue e Scharpenseel, 1987) etc. Correlações positivas têm sido obtidas entre o conteúdo de argila com o acúmulo de matéria orgânica (Jones, 1973).

A determinação da CTC dos solos tem sido um parâmetro utilizado para a avaliação não só da composição da fração mineral e da matéria orgânica do solo (Greenland *et al.*, 1992), mas também na avaliação do efeito do manejo do solo, condições de

oxi-redução, práticas culturais, estabilidade dos agregados em água, alterações na mineralogia dos solos (Bryant e Macedo, 1990) e na separação das classes de solos no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Assim, valores de CTC de $27 \text{ cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1}$ (subtraída a contribuição do carbono orgânico) separam os solos com argila de alta e baixa atividade e valores de CTC abaixo de $16 \text{ cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1}$ são utilizados para separação do grau de desenvolvimento dos latossolos (Camargo *et al.*, 1987). O objetivo deste trabalho foi determinar os valores de CTC dos colóides orgânicos e inorgânicos para latossolos do estado do Paraná, utilizando o método gráfico de Bennema (1966).

Material e métodos

Foram utilizados os dados analíticos das análises químicas e físicas de perfis de latossolos publicados pela Embrapa (1984) no levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Paraná. Foram utilizados os dados de 39 unidades de latossolos, derivados de diferentes materiais de origem e nas diferentes regiões edafo-climáticas do estado. As unidades utilizadas foram o latossolo vermelho amarelo (LVA-3 perfis), latossolo vermelho escuro (LVE-14 perfis), latossolo bruno (LB-3 perfis) e o latossolo roxo (LR-19 perfis). Outros 38 perfis complementares não foram incluídos neste estudo, pois apresentavam somente dois ou três pares de pontos para cada perfil de solo (Rak e Costa, 1997). Foram utilizados os dados analíticos de pH, cátions trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+), acidez extraível ($\text{Al}^{3+} + \text{H}^+$), alumínio (Al^{3+}) e hidrogênio (H^+) necessários para o cálculo da capacidade de troca catiônica (CTC), da saturação de bases (Valor V%), da saturação de alumínio (Valor m) e o teor de carbono orgânico (Embrapa, 1984). O pH foi determinado em água, numa relação solo:solução de 2:1. Os teores de Ca^{2+} , Mg^{2+} e Al^{3+} foram determinados após extração com $\text{KCl } 1\text{M}$ e titulação do extrato com $\text{EDTA } 0,0125\text{M}$ ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$), ou $\text{NaOH } 0,025\text{N}$ (Al^{3+}). O teor de K^+ e Na^+ foram determinados após extração com $\text{HCl } 0,025\text{N}$, numa relação de 1:10 e determinados no extrato por fotometria de chama. A acidez extraível ($\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$) foi determinada após extração com acetato de cálcio (pH 7) e titulada com $\text{NaOH } 0,0606\text{N}$, utilizando fenolftaleína como indicador. A CTC foi considerada como sendo a soma dos cátions e da acidez extraível. O teor de carbono foi determinado através da oxidação da matéria orgânica com dicromato de potássio $0,4\text{N}$ em meio ácido, conforme descrito em Embrapa (1979).

Os valores de CTC dos colóides orgânicos e inorgânicos foram determinados utilizando o método de Bennema (1966). Pares de valores de carbono e CTC foram ajustados num modelo matemático de regressão linear. O coeficiente angular da equação ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de carbono) é a contribuição dos colóides orgânicos (CTC-CO) para a CTC do solo e o coeficiente de regressão linear, corrigido para 100% de argila; é a contribuição da fração mineral do solo, isto é, principalmente dos colóides inorgânicos (CTC-CI).

Resultados e discussão

As quatro classes de latossolos utilizadas neste estudo ocupam mais de 35% da área total do estado do Paraná (Embrapa, 1984). São solos intensamente intemperizados, profundos, sem gleização, com valor médio de K_i de 1,50 (dados não incluídos) que indica a predominância de argilas silicatadas do tipo 1:1 (caulinita) e óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio (Embrapa, 1984). Embora a pequena assembléia de minerais, estes solos apresentam grande variabilidade nos valores de suas propriedades químicas e físicas (Tabela 1). São solos que apresentam valores de pH de muito ácido (solos álicos) a quase neutro (solos eutróficos) (Embrapa, 1984), que determinaram valores médios de saturação de bases de 19% (Valor V%) e de 42% de saturação de alumínio (Valor m), com coeficientes de variação próximos a 100%.

Os solos apresentam teor médio de argila de 65% devido à predominância de perfis de latossolo roxo e latossolo bruno (22) derivados de rochas magmáticas básicas e semi-ácidas (Costa, 1996) e latossolo vermelho escuro derivados de folhelhos e outros materiais de origem argiloso (Embrapa, 1984). Alguns dos perfis de latossolo vermelho escuro apresentaram teores menores que 20% quando originados de rochas sedimentares arenosas, como o Arenito Caiuá da região noroeste do estado do Paraná (Embrapa, 1984).

A utilização do método gráfico de Bennema (1966) apresentou coeficientes de determinação (R^2) médio para os 39 perfis de 0,97, indicando o excelente ajuste dos valores de carbono, e CTC para os diferentes perfis de solos. A obtenção de uma única equação com todos os pares de pontos (Figura 1) resultou num coeficiente de correlação maior que 0,9 para uma variação de carbono de aproximadamente 0-10% e de CTC de 0-40 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. Os altos coeficientes de correlação obtidos em cada perfil (dados não mostrados) confirmam a hipótese básica de utilização desta metodologia, isto é, a CTC do solo é devido somente às frações orgânicas e inorgânicas e

que a mineralogia do solo é constante nos horizontes utilizados (Bennema, 1966; Embrapa, 1984; Camargo *et al.*, 1987; Klamt e Sombroek, 1988; Rak e Costa, 1997). Da equação de regressão linear (Figura 1), obteve-se o valor de 445,6 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ para o valor da CTC dos colóides orgânicos (CTC-CO), valor semelhante ao de 450 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, utilizado pela Embrapa (Camargo *et al.*, 1987) para o cálculo da atividade da fração argila livre da matéria orgânica. O valor de CTC-CO obtido pela utilização de todos os pares de pontos é muito próximo ao valor de 466,09 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ (Tabela 1), obtido através da média dos valores dos coeficientes angulares dos 39 perfis de latossolos. Klamt e Sombroek (1988), utilizando oxissolos de várias partes do mundo obtiveram um valor de CTC-CO de 336 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. Os autores obtiveram uma variação de 140 a 940 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ nos valores de CTC-CO.

O valor de 3,10 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ do coeficiente linear de ajuste da reta (Figura 1) é o valor da CTC da fração mineral do solo. Este valor diferiu pouco do valor de 2,89 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ obtido para a média dos 39 perfis de latossolos (Tabela 1). Estes valores indicam que a fração mineral destes solos é dominada por minerais de baixa densidade de carga superficial (Sposito, 1989), que resulta numa baixa retenção dos cátions. A correção dos valores de CTC da fração mineral para a CTC dos colóides inorgânicos (CTC-CI), através da correção pelo teor de argila de cada perfil, resultou num valor de 4,94 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ para a CTC-CI. Este valor variou de 12,46 a 0,45 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ e indica que a fração argila destes solos é dominada por minerais do grupo da caulinita, óxidos, hidróxidos de ferro e alumínio (Brady, 1989; Lim *et al.*, 1980; Mestdagh *et al.*, 1980; Schwertmann e Herbillon, 1992) e que provavelmente variações na concentração de minerais do tipo 2:1 (vermiculita e ou montmorillonita), com alumínio na entrecamada, determinam as variações nos valores encontrados na CTC-CI (Harris *et al.*, 1992). No presente estudo, mais de 60% dos perfis de latossolos apresentaram valores de CTC devido aos colóides inorgânicos inferiores a 6 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, refletindo o alto grau de intemperismo destes solos (Camargo *et al.*, 1987).

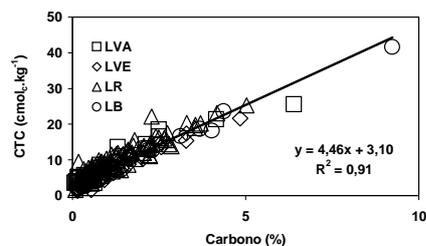


Figura 1. Capacidade de troca catiônica e teor de carbono dos perfis dos latossolos

Tabela 1. Valores médios, desvio padrão e coeficiente de variação das características químicas e percentagem de argila dos 39 perfis de latossolos

	pH (H ₂ O)	Valor V (%)	Valor m (%)	Argila (%)	CTC-CI ¹ (cmol _c .kg ⁻¹)	CTC-CO ² (cmol _c .kg ⁻¹)
Média	5,14	19,36	42,77	65,23	2,89	466,09
Desvio Padrão	0,53	18,97	32,17	24,04	1,58	130,30
CV (%) ³ =	10,23	97,97	75,21	36,86	54,78	27,96

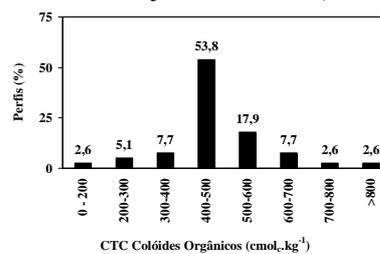
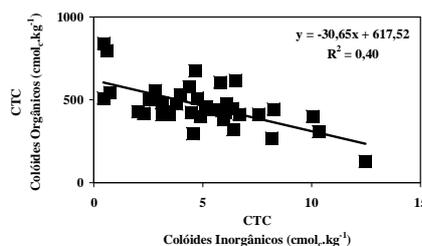
¹CTC CI Capacidade de troca catiônica dos colóides inorgânicos; ²CTC CO = Capacidade de troca catiônica dos colóides orgânicos; ³CV = coeficiente de variação

Costa (1996) obteve correlação positiva entre os teores de vermiculita com alumínio na entrecamada e a CTC de mais de 20 perfis de solos formados a partir de rochas magmáticas nos estados de São Paulo e Paraná. A presença destes minerais em latossolos vem sendo confirmada em trabalhos efetuados na bacia do Rio Paraná nos últimos 30 anos (Moniz e Jackson, 1967; Demattê *et al.*, 1977; Kämpf e Klamt, 1978; Queiroz e Klamt, 1985; Demattê *et al.*, 1994; Kämpf *et al.*, 1995; Costa, 1996; Rak e Costa, 1997).

Os valores de 445,60 (Figura 1) ou 466,09 cmol_c.kg⁻¹ para a CTC-CO representam 53% (Figura 2) dos valores de CTC-CO dos perfis dos solos. Nos 39 perfis de solos estudados, a variação nos valores de CTC-CO foi de 127 a 841 cmol_c.kg⁻¹ (Klamt e Sombroek, 1988). No presente trabalho foram somente utilizados os perfis de solos que apresentavam mais de 3 pares de valores de C% versus CTC. Rak e Costa (1997), utilizando mais de 30 perfis complementares de latossolos do estado do Paraná (Embrapa, 1984), com dois ou três pares de pontos de C% versus CTC, obtiveram uma variação muito maior nos valores de CTC-CO e CTC-CI. Estes autores obtiveram valores menores que 100 e maiores que 1000 cmol_c.kg⁻¹ para a CTC-CO e valores negativos para a CTC-CI. A maior amplitude de variação nos valores de CTC-CO e CTC-CI pode ser devido à influência do pequeno número de pares de pontos, por perfil, na determinação destes coeficientes, embora outros autores já tenham obtido valores semelhantes para solos de região temperada e tropical (Brady, 1989; Sposito, 1989). Embora os valores dominantes de CTC-CO sejam da ordem de 400-500 cmol_c.kg⁻¹, há 30,8% que apresentam valores superiores a 500 e 15,7% inferiores a 400 cmol_c.kg⁻¹. A maioria dos perfis que apresentaram valores inferiores de CTC-CO foram observados em perfis de solos que apresentam horizonte Ap, isto é, algum revolvimento do solo que produz um decréscimo no teor e na atividade dos colóides orgânicos do solo (Brady, 1989; Jenkinson, 1990).

A amplitude nos valores de CTC-CO e CTC-CI (Figura 3) apresentaram um valor baixo no coeficiente de determinação ($R^2=0,40$), sendo que os latossolos que apresentaram os maiores valores de CTC-CI apresentaram os menores valores de CTC-CO. Aparentemente ocorreu um efeito compensatório entre a CTC-CI e a CTC-CO. Os fatores que podem ter

influenciado estes valores são o teor de argila, o tipo de argilas silicatadas predominante e outros minerais acessórios nestes solos (Sposito, 1989; Stevenson, 1984; Tate e Theng, 1980). Solos com menor teor de argila (Figura 4) tenderam a apresentar os menores valores de CTC-CO e os maiores valores de CTC-CI. A fração argila do solo, devido à sua maior área superficial específica (McBride, 1994; Sposito, 1989), diminui a taxa de decomposição da matéria orgânica (Jones, 1973), devendo facilitar a formação de colóides orgânicos mais estáveis e de maior CTC (Tate e Teng, 1980; Oades, 1984). Além disso, a maioria dos latossolos de textura média utilizados são derivados do Arenito Caiuá e ocupam a região climática mais quente do estado, o que determina altas taxas de decomposição do material orgânico adicionado na superfície do solo. Nos solos mais argilosos, a maior superfície de contato dos colóides minerais determina maior microporosidade e retenção de água, com sítios anaeróbicos dentro dos agregados, nas quais há uma menor atividade biológica, o que pode provocar maior acúmulo de colóides orgânicos e inorgânicos com maior densidade de carga superficial (Brady, 1989). Confirmação desta hipótese deverá ser acompanhada de avaliação da qualidade dos colóides orgânicos através de seu fracionamento (Jenkinson, 1990).

**Figura 2.** Percentagem relativa de perfis em relação a CTC dos colóides orgânicos**Figura 3.** Relação entre a CTC dos colóides orgânicos e inorgânicos dos perfis dos latossolos

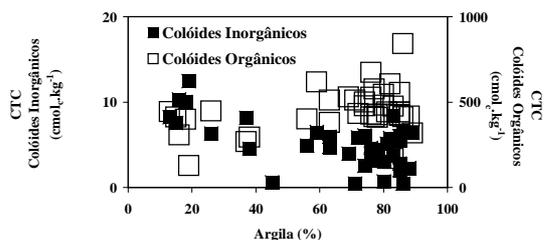


Figura 4. Relação entre a CTC dos colóides orgânicos, inorgânicos e a percentagem de argila dos perfis de latossolos

Referências bibliográficas

- Bennema, J. The calculation of CEC for 100 grams clay corrected for organic carbon, in classification of Brazilian soils. Roma: FAO, 1966. p. 27-30. (EPTA, Report; 2197)
- Bohn, H.; McNeal, B.; O'Connor, G. *Soil chemistry*. 2.ed. New York: John Wiley and Sons. 1985.
- Boudot, J.P.; Bel Hadj, B.A.; Chone, T.; Hadj, B.A.B. Carbon mineralization in andosols and aluminum-rich highland soils. *Soil Biol. Biochem.*, 18:457-461, 1986.
- Brady, N.C. *Natureza e propriedades dos solos*. 7 ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1989.
- Bryant, R.B.; Macedo, J. Differential chemoreductive dissolution of iron oxides in a Brazilian oxisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54:819-821, 1990.
- Camargo, N.M.; Klamt, E.; Kauffman, J.H. Classificação de solos em levantamentos pedológicos no Brasil. *Rev. Brasil. Cienc. Solo*, 12:11-33, 1987.
- Costa, A.C.S.da. *Iron oxide mineralogy of soils derived from volcanic rocks in the Paraná River Basin, Brazil*. Columbus, 1996. (Doctoral Thesis) - The Ohio State University.
- Costa, A.C.S.da; Bigham, J.M.; Traina, S.J. Mineralogy of oxisols after application of sequential dissolution procedures. In: PROCEEDINGS OF THE V. M. GOLDSCHMIDT CONFERENCE, 1995, University Park. *Abstracts...* University Park: Geochemical Society, 1995. p.39.
- Delvaux, B.; Herbillon, J.E.; Dufey, J.E.; Vielvoye, L. Surface properties and clay mineralogy of hydrated halloysitic clays. II. Evidence for the presence of halloysite-smectite mixed-layer clays. *Clay Miner.*, 25:141-160, 1990.
- Demattê, J.L.I.; Marconi, A.; Sparovek, G.; Vidal Torrado, P. Estimativa da evolução do intemperismo mediante ganhos e perdas de ions numa sequência de solos desenvolvidos de diabásio e influenciados pela drenagem em Piracicaba (SP). *Rev. Brasil. Cienc. Solo.*, 15:69-73, 1994.
- Demattê, J.L.I.; Moniz, A.C.; Pessoti, J.E.S. Solos originados de sedimentos do Grupo Estrada Nova, Município de Piracicaba. I. Análise granulométrica quantitativa da fração argila. *Rev. Brasil. Cienc. Solo.*, 1:43-47, 1977.
- Embrapa-S.N.L.C.S. *Manual de métodos e análises de solos*. Rio de Janeiro, 1979.
- Embrapa-S.N.L.C.S. Instituto Agrônomo do Paraná. *Levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Paraná*. Londrina, 1984. 791p. v.1 e 2.
- Greenland, D.J.; Wild, A.; Adams, D. Organic matter dynamics in soils of the tropics-from myth to complex reality. In: Lal, R.; Sanchez, P.A. (eds.) *Myths and science of soils of the tropics*. Madison: SSSA Spec., 1992. p.17-34. (Pub. 29).
- Harris, W.G.; Hollien, K.A.; Bates, S.R.; Acree, W.A. Dehydration of hydroxy-interlayered vermiculite as a function of time and temperature. *Clays and Clay Min.*, 40:335-340, 1992.
- Jenkinson, D.S. Turnover of organic carbon and nitrogen in soil. *Phil. Trans. R. Soc. London Ser. B*, 329:361-368, 1990.
- Jones, M.J. The organic matter content of the savanna soils of West Africa. *J. Soil Sci.*, 24:42-53, 1973.
- Kämpf, N.; Azevedo, A.C.; da Costa Jr, M.I. Estrutura básica de argilomineral 2:1 com hydroxi-Al entrecamadas em latossolo Bruno do Rio Grande do Sul. *Rev. Brasil. Cienc. Solo*, 19:185-190, 1995.
- Kämpf, N.; Klamt, E. Mineralogia e gênese de latossolos (oxisols) e solos podzólicos da região noroeste do Planalto Sul - Riograndense. *Rev. Brasil. Cienc. Solo* 2:68- 73, 1978.
- Klamt, E.; Sombroek, W.G. Contribution of organic matter to exchange properties of Oxisols. In: EIGHT INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP, 1, 1988, Rio de Janeiro. *Proceedings...* Rio de Janeiro: Embrapa-SMSS-AID-UPR, 1988. p. 64-71.
- Lim, C.H.; Jackson, M.L.; Koons, R.D.; Helmke, P.A. Kaolins:sources of differences in cation-exchange capacities and cesium retention. *Clays and Clay Min.*, 28:223-229, 1980.
- McBride, M.B. *Environmental chemistry of soils*. New York: Oxford University Press, 1994.
- Mestdagh, M.M.; Vielvoye, L.; Herbillon, A.J. Iron in kaolinite:II. The relationship between kaolinite crystallinity and iron content. *Clay Miner.* 15:1-13, 1980.
- Moniz, A.C.; Jackson, M.L. *Quantitative mineralogy of Brazilian soils derived from basaltic rocks and slate*. Madison: Univ. Wisconsin, 1967. (Soil Sci. Rep., 212).
- Neue, U.; Scharpenseel, H.W. Decomposition pattern of ¹⁴C labelled rice straw in aerobic and submerged rice soils of the Philippines. *Sci. Total Envir.*, 62:431-434, 1987.
- Oades, J.M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil*, 76:319-337, 1984.
- Queiroz, S.B.; Klamt, E. Mineralogia e gênese de brunizém avermelhado e terra roxa estruturada similar na encosta inferior do nordeste do Rio Grande do Sul. *Rev. Brasil. Cienc. Solo*, 9:51-57, 1985.

- Rak, J.G.; Costa, A.C.S.da. Contribuição da matéria orgânica para a capacidade de troca catiônica dos solos do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, 5, 1997, Piracicaba. *Anais...* Piracicaba: CNPq-Fapesp-Capes, 1997. p. 476.
- Sanchez, P.A.; Logan T.J. Myths and science about the chemistry and fertility of soils in the tropics. In: Lal, R.; Sanchez, P.A. (eds.) *Myths and science of soils of the tropics*. Madison: SSSA Spec. 1992. p.35-46. (Pub. 29).
- Schwertmann, U.; Herbillon, A.J. Some aspects of fertility associated with the mineralogy of highly weathered tropical soils. In: Lal, R.; Sanchez, P.A. (eds.) *Myths and science of soils of the tropics*. Madison: SSSA Spec. 1992. p.61-91. (Pub. 29).
- Sposito, G. *The chemistry of soils*. New York, Oxford University Press, 1989. 345p.
- Stevenson, F.J. *Cycles of soil*. New York: John Wiley and Sons, 1984.
- Tate, K.R.; Theng, B.K.G. Organic matter and its interaction with inorganic soil constituents. In: Theng, B.K.G. (ed.). *Soils with variable charge*. Lower Hutt: New Zealand Society of Soil Science, 1980. p. 225-252.
- Tisdall, J.M.; Oades, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *J. Soil Sci.*, 33:141-164, 1982.

Received on February 22, 1999.

Accepted on July 23, 1999.