

# **Dinâmica da Matéria Orgânica do Solo em Sistemas Conservacionistas**

**Modelagem Matemática e Métodos Auxiliares**



**Editores:  
Renato Roscoe  
Fábio Martins Mercante  
Júlio Cesar Salton**

**Embrapa**



DINÂMICA DA  
MATÉRIA ORGÂNICA  
DO SOLO

EM SISTEMAS CONSERVACIONISTAS

**Modelagem Matemática e Métodos Auxiliares**



*Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária  
Embrapa Agropecuária Oeste  
Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento*

# DINÂMICA DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO

## EM SISTEMAS CONSERVACIONISTAS

**Modelagem Matemática e Métodos Auxiliares**

Editores: Renato Roscoe  
Fábio Martins Mercante  
Júlio Cesar Salton

Dourados, MS  
2006

Exemplares desta publicação podem ser adquiridos na:

**Embrapa Agropecuária Oeste**

BR 163, km 253,6 -  
Trecho Dourados-Caarapó  
Caixa Postal 661  
79804-970 Dourados, MS  
Fone: (67) 3425-5122  
Fax: (67) 3425-0811  
www.cpa0.embrapa.br  
E-mail: sac@cpao.embrapa.br

**Comitê de Publicações da Unidade**

Presidente: *Renato Roscoe*

Secretário-Executivo: *Júlio Cesar Salton*

Membros: *Augusto César Pereira Goulart, Clarice Zanoni Fontes, Edvaldo Sagrilo, Eli de Lourdes Vasconcelos, Francisco Marques Fernandes, Guilherme Lafourcade Asmus, Márcia Mayumi Ishikawa e Walder Antonio de Albuquerque Nunes*

Supervisão editorial, Revisão de texto e Editoração eletrônica:

*Eliete do Nascimento Ferreira*

Normalização bibliográfica: *Eli de Lourdes Vasconcelos*

Foto da capa: *Renato Roscoe*

**1ª edição**

(2006): online

**Todos os direitos reservados.**

A reprodução não-autorizada desta publicação, no todo ou em parte, constitui violação dos direitos autorais (Lei Nº 9.610).

CIP-Catálogo-na-Publicação.  
Embrapa Agropecuária Oeste.

---

Roscoe, Renato

Dinâmica da matéria orgânica do solo em sistemas conservacionistas: modelagem matemática e métodos auxiliares / Editores: Renato Roscoe, Fábio Martins Mercante, Júlio Cesar Salton. — Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2006.

304 p. : il. color. ; 21 cm.

ISBN 85-7540-014-2

1. Solo - Matéria orgânica - Modelagem. 2. Matéria orgânica - Solo - Modelagem. I. Mercante, Fábio Martins. II. Salton, Júlio Cesar. III. Embrapa Agropecuária Oeste. IV. Título. V. Série.

# Autores dos Capítulos

## **Alexandre Fonseca d'Andréa**

Eng. Agrôn., Professor, Dr.,  
Centro Federal de Educação Tecnológica de Urutaí,  
Departamento de Desenvolvimento Educacional,  
Coordenação Geral de Ensino,  
Fazenda Palmital Km 2,5 , Zona Rural, 75790-000 - Urutaí, GO.  
Telefone: (64) 465-1900, Fax: (64) 465-1900  
E-mail: alexdandrea@gmail.com

## **Arminda Moreira de Carvalho**

Eng. Agrôn., Pesquisadora, Dra.,  
*Embrapa Cerrados*,  
Caixa Postal 08223, 73310-970 - Planaltina, DF.  
Fone: (61) 388-9898, Fax: (61) 388-9879  
E-mail: arminda@cpac.embrapa.br

## **Beáta Emöke Madari**

Eng. Agrôn., Pesquisadora, Ph.D.,  
*Embrapa Arroz e Feijão*,  
Caixa Postal 179, 75375000 - Santo Antonio de Goiás, GO.  
Fone: (62) 3533-2110, Fax: (62) 3533-2100  
E-mail: madari@cnpaf.embrapa.br

## **Bruno José Rodrigues Alves**

Eng. Agrôn., Pesquisador, Dr.,  
*Embrapa Agrobiologia*,  
Caixa Postal 74.505, 23851-970 - Seropédica, RJ.  
Fone: (21) 2682-1500, Fax: (21) 2682-1230  
E-mail: alves@cnpab.embrapa.br

**Carlos Alberto Silva**

Universidade Federal de Lavras,  
Departamento de Ciência do Solo,  
Caixa Postal 3037, 37200-000 - Lavras, MG.  
Telefone: (35) 3829-1122, Fax: (35) 3829-1100  
E-mail: csilva@ufla.br

**Cláudia Pozzi Jantalia Sisti**

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro,  
Departamento de Fitotecnia,  
BR 465, km 7, 23890-000 - Seropédica, RJ.  
**Telefax:** (21) 2682-1353, Fax (21) 3787-3684

**David V. de Campos**

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro,  
Departamento de Solos,  
BR 465, km 7, 23890-000 - Seropédica, RJ.  
Fone: (21) 2682-1308, Fax: (21) 2682-1308

**Eduardo de Sá Mendonça**

Eng. Agrôn., Ph.D., Professor Adjunto da  
Universidade Federal de Viçosa,  
Departamento de Solos,  
Avenida P. H. Rolfs s/n - Campus UFV, 36571-000, Viçosa, MG.  
Fone: (31) 3899-1047, Fax: (31) 3899-2648  
E-mail: esm@ufv.br.

**Fábio Bueno dos Reis Júnior**

Eng. Agrôn., Pesquisador, Dr.,  
*Embrapa Cerrados*,  
Caixa Postal 08223, 73310-970 - Planaltina-DF.  
Fone: (61) 388-9898, Fax: (61) 388-9879  
E-mail: fabio@cpac.embrapa.br

**Fábio Martins Mercante**

Eng. Agrôn., Pesquisador, Dr.,  
*Embrapa Agropecuária Oeste*,  
Caixa Postal 661, 79804-970 - Dourados, MS.  
Fone: (67) 3425-5122, Fax: (67) 3425-0811  
E-mail: mercante@cpao.embrapa.br



**Flávia Aparecida de Alcântara**

Eng. Agrôn., Pesquisadora, Dra.,  
*Embrapa Hortaliças,*  
Caixa Postal 218, 70359-970 - Brasília, DF.  
Fone: (61) 3385-9000 Fax: (61) 3556-5744  
E-mail: flavia@cnph.embrapa.br

**Iêda de Carvalho Mendes**

Eng. Agrôn., Pesquisadora, Dra.,  
*Embrapa Cerrados,*  
Caixa Postal 08223, 73310-970 - Planaltina, DF.  
Fone: (61) 388-9898, Fax: (61) 388-9879  
E-mail: mendesi@cpac.embrapa.br

**Júlio Cezar Franchini dos Santos**

Eng. Agrôn., Pesquisador, Dr.,  
*Embrapa Soja,*  
Caixa Postal 231, 86001-970 - Londrina, PR.  
Fone: (43) 3371-6000, Fax (43) 3371-6100  
E-mail: franchin@cnpso.embrapa.br

**Júlio Cesar Salton**

Eng. Agrôn., Pesquisador, Dr.,  
*Embrapa Agropecuária Oeste,*  
Caixa Postal 661, 79804-970 - Dourados, MS.  
Fone: (67) 3425-5122, Fax: (67) 3425-0811  
E-mail: salton@cpao.embrapa.br

**Luiz Fernando Carvalho Leite**

Eng. Agrôn., Pesquisador, Dr.,  
*Embrapa Meio-Norte,*  
Caixa Postal 01, CEP 64006-220 - Teresina, PI.  
Fone: (86) 3225-1141/3214-3000, Fax: (86) 3225-1142  
E-mail: luizf@cpamn.embrapa.br

**Mariangela Hungria**

Eng. Agrôn., Pesquisadora, Dra.,  
*Embrapa Soja,*  
Caixa Postal 231, 86001-970 - Londrina, PR.  
Fone: (43) 3371-6000, Fax (43) 3371-6100  
E-mail: hungria@cnpso.embrapa.br

**Marx Leandro Naves Silva**

Eng. Agrôn., Dr.,  
Universidade Federal de Lavras,  
Departamento de Ciência do Solo, UFLA-DCS.  
Caixa Postal 3037, 37200-000 - Lavras, MG.  
Telefone: (35) 3829-1122, Fax: (35) 3829-1100  
E-mail: marx@ufla.br

**Pedro Luiz Oliveira de Almeida Machado**

Eng. Agrôn., Pesquisadora, Ph.D.,  
*Embrapa Arroz e Feijão*,  
Caixa Postal 179, 75375000 - Santo Antonio de Goiás, GO.  
Fone: (62) 3533-2110, Fax: (62) 3533-2100  
E-mail: pmachado@cnpaf.embrapa.br

**Renato Roscoe**

Eng. Agrôn., Pesquisador, Ph.D.,  
*Embrapa Agropecuária Oeste*,  
Caixa Postal 661, 79804-970 - Dourados, MS.  
Fone: (67) 3425-5122, Fax: (67) 3425-0811  
E-mail: roscoe@cpao.embrapa.br

**Robert Michael Boddey**

Pesquisador, Ph.D.,  
*Embrapa Agrobiologia*,  
Caixa Postal 74.505, 23851-970 - Seropédica, RJ.  
Fone: (21) 2682-1500, Fax: (21) 2682-1230  
E-mail: bob@cnpab.embrapa.br

**Rômulo Penna Scorza Júnior**

Eng. Agrôn., Pesquisador, Ph.D.,  
*Embrapa Agropecuária Oeste*,  
Caixa Postal 661, 79804-970 - Dourados, MS.  
Fone: (67) 3425-5122, Fax: (67) 3425-0811  
E-mail: romulo@cpao.embrapa.br

**Segundo Urquiaga**

Eng. Agrôn., Pesquisador, Dr.,  
*Embrapa Agrobiologia*,  
Caixa Postal 74.505, 23851-970 - Seropédica, RJ.  
Fone: (21) 2682-1500, Fax: (21) 2682-1230  
E-mail: urquiaga@cnpab.embrapa.br

# Apresentação

A manutenção de sistemas agrícolas produtivos, garantindo o suprimento de alimentos, fibras e energia para a sociedade, sem prejudicar a capacidade de sustentação e sobrevivência das gerações futuras, representa grande desafio para a humanidade. Nesse contexto, a conservação do solo e da água ganha especial destaque, por representarem os recursos básicos da produção agrícola.

A matéria orgânica está envolvida com os diversos processos químicos, físicos e biológicos relacionados com qualidade do solo. A dinâmica da matéria orgânica do solo (MOS) determina o fluxo de matéria e energia no sistema solo, definindo entre a tendência a situações sustentáveis ou a processos de degradação. O entendimento dessa função reguladora da MOS é fundamental na busca de sistemas conservacionistas.

Diante de sua grande complexidade estrutural e dinâmica, o estudo da MOS exige a combinação de técnicas específicas de análise e abordagens integradoras, através de ferramentas de modelagem matemática e simulação de sistemas. Essas abordagens vêm sendo empregadas em vários ecossistemas, com destaque para a região temperada. Trabalhos em solos tropicais e subtropicais vêm aumentando significativamente nos últimos anos, mas ainda não há uma tentativa de sintetizar as informações e conhecimentos obtidos até o momento.

O presente livro, ao trazer informações valiosas sobre a dinâmica da matéria orgânica do solo em sistemas conservacionistas, enfatizando técnicas modernas de análise e de simulação de sistemas, é uma importante contribuição para a geração de conhecimentos visando à manutenção de produtividades elevadas, ao mesmo tempo em que se preservam os recursos naturais.

Neste sentido, a *Embrapa Agropecuária Oeste*, juntamente com seus parceiros nessa importante publicação, espera que esse material contribua para o uso sustentável dos sistemas agrícolas tropicais e subtropicais.

***Mário Artemio Urchei***  
*Chefe-Geral*  
*Embrapa Agropecuária Oeste*

# Prefácio

Este livro foi idealizado a partir do workshop “Modelagem da Matéria Orgânica do Solo no Sistema Plantio Direto” realizado na *Embrapa Agropecuária Oeste*, em fevereiro de 2003, quando se notou a falta de um material que sintetizasse os conhecimentos sobre matéria orgânica do solo (MOS) em ambientes tropicais e subtropicais. Inicialmente, pretendia-se elaborar uma publicação que contemplasse os diversos aspectos relacionados à modelagem matemática e simulação de sistemas. Ao longo de três anos, o material foi evoluindo e ficou clara a necessidade de nivelamento do conhecimento sobre alguns métodos auxiliares utilizados na definição dos parâmetros essenciais aos simuladores. Desta forma, este livro foi organizado em duas partes. Na Parte 1, quatro capítulos discutem a dinâmica da matéria orgânica do solo em sistemas conservacionistas, com ênfase à modelagem matemática e simulação de sistemas. Os dois primeiros são de contextualização e revisão conceitual, sendo os dois seguintes voltados para a discussão sobre as ferramentas de modelagem e simulação de sistemas.

O Capítulo 1 concentra-se no embasamento teórico sobre como a dinâmica da MOS está relacionada com a sustentabilidade dos sistemas de produção e como o tipo de manejo pode influenciá-la. Discute-se, ainda, como a modelagem matemática e a simulação de sistemas podem auxiliar na melhoria desse entendimento.

No Capítulo 2 discute-se a questão de mudanças climáticas globais e como o solo de sistemas agrícolas conservacionistas, a exemplo do sistema plantio direto, pode servir de reservatório para o

carbono atmosférico, principal responsável pelo aumento do efeito estufa causado pela atividade antrópica. Utilizando o sistema plantio direto como modelo, discute-se a viabilidade de contabilizar o seqüestro de carbono no solo como atividade mitigadora em tratados internacionais. Destaca-se a necessidade de utilização de simuladores da dinâmica da MOS para que tal mecanismo compensatório seja adequadamente monitorado e incorporado em inventários de emissões.

Uma discussão sobre as bases teóricas da simulação de sistemas complexos e as diferentes abordagens utilizadas pelas ferramentas de modelagem matemática é feita no Capítulo 3.

No Capítulo 4, são apresentados os principais simuladores da dinâmica da MOS em uso atualmente, destacando as suas características e pressupostos. Especial atenção é dispensada ao simulador Century, por se tratar do mais utilizado e com as melhores perspectivas para adaptação a condições tropicais.

A Parte 2 do livro compreende seis capítulos, organizados de forma a revisar o estado da arte sobre importantes procedimentos metodológicos, fundamentais ao entendimento da dinâmica da MOS e à correta parametrização dos simuladores.

No Capítulo 5 discutem-se as principais vantagens e desvantagens de diferentes métodos de fracionamento físico da MOS. Os reservatórios mensuráveis são comparados aos teóricos dos simuladores da dinâmica da MOS, discutindo-se as possibilidades de padronização de um esquema de fracionamento que permita a efetiva validação dos reservatórios simulados.

As bases da utilização do isótopo estável do  $^{13}\text{C}$  na definição de parâmetros da dinâmica da MOS são revisadas no Capítulo 6, sendo apresentados vários exemplos de aplicação da técnica.

O Capítulo 7 apresenta uma revisão sobre biomassa microbiana do solo, englobando os principais estudos publicados para condições brasileiras. Comparam-se as duas principais metodologias de determinação da biomassa microbiana, destacando suas vantagens e desvantagens, os principais pontos onde há necessidade de avanço no

conhecimento e propondo um procedimento padrão para os estudos de MOS.

No Capítulo 8 discutem-se os principais métodos utilizados para estimar as emissões de CO<sub>2</sub> do solo, utilizando uma série de exemplos para diferentes sistemas de uso da terra, em condições brasileiras.

O Capítulo 9 e o Capítulo 10 discutem duas importantes técnicas de caracterização estrutural da MOS, a ressonância magnética nuclear do <sup>13</sup>C e a pirólise associada à cromatografia gasosa e espectrometria de massa. São revisados trabalhos realizados com solos brasileiros, os quais contribuem para o entendimento do comportamento e da dinâmica da MOS, em ambientes tropicais e subtropicais.

Os trabalhos apresentados no presente livro demonstram que as metodologias de análise da MOS e as ferramentas de modelagem matemática e simulação de sistemas têm elevado potencial para aumentar a compreensão de sua dinâmica em solos tropicais e subtropicais. Há a necessidade, no entanto, de maior padronização de métodos e um esforço concentrado na expansão dos trabalhos com simuladores promissores, como o Century.

**Os Editores**





# Sumário

PARTE 1.  
Dinâmica da Matéria Orgânica do Solo em  
Sistemas Conservacionistas:  
Modelagem Matemática e Simulação de Sistemas

- 1. Sistemas de Manejo e Matéria Orgânica do Solo**  
*Renato Roscoe, Robert Michael Boddey, Júlio Cesar Salton* ..... 17
- 2. O Seqüestro de Carbono no Sistema Plantio Direto:  
Possibilidades de Contabilização**  
*Renato Roscoe* ..... 43
- 3. Modelagem Matemática e Simulação de Sistemas: uma  
Importante Ferramenta na Pesquisa Agropecuária**  
*Rômulo Penna Scorza Júnior* ..... 63
- 4. Modelagem Matemática e Simulação da Dinâmica da  
Matéria Orgânica do Solo**  
*Eduardo de Sá Mendonça, Luiz Fernando Carvalho Leite* ..... 75

PARTE 2.  
Métodos Auxiliares Utilizados no Entendimento  
da Dinâmica da Matéria Orgânica do Solo

- 5. Fracionamento Físico do Solo na Obtenção de Compartimentos Mensuráveis para Uso em Simuladores da Dinâmica da Matéria Orgânica**  
*Renato Roscoe, Beáta Emöke Madari, Pedro Luiz Oliveira de Almeida Machado*..... 107
- 6. Emprego do Isótopo Estável  $^{13}\text{C}$  para o Estudo da Dinâmica da Matéria Orgânica do Solo**  
*Bruno José Rodrigues Alves, David V. de Campos, Cláudia Pozzi Jantalia Sisti, Segundo Urquiaga, Robert Michael Boddey* ..... 133
- 7. Biomassa Microbiana do Solo: Fração mais Ativa da Matéria Orgânica**  
*Renato Roscoe, Fábio Martins Mercante, Iêda de Carvalho Mendes, Fábio Bueno dos Reis Júnior, Júlio Cezar Franchini dos Santos, Mariangela Hungria*..... 163
- 8. Emissões de  $\text{CO}_2$  do Solo: Métodos de Avaliação e Influência do Uso da Terra**  
*Alexandre Fonseca d'Andréa, Marx Leandro Naves Silva, Carlos Alberto Silva* ..... 199
- 9. Ressonância Magnética Nuclear de  $^{13}\text{C}$  em Estudos de Caracterização Estrutural da Matéria Orgânica do Solo**  
*Flávia Aparecida de Alcântara, Arminda Moreira de Carvalho*..... 243
- 10. Pirólise Associada à Cromatografia Gasosa e Espectrometria de Massa Aplicada a Estudos de Caracterização Química da Matéria Orgânica do Solo**  
*Flávia Aparecida de Alcântara* ..... 281

# 1

## Sistemas de Manejo e Matéria Orgânica do Solo

Renato Roscoe  
Robert Michael Boddey  
Júlio Cesar Salton

**Resumo** - A matéria orgânica do solo (MOS) desempenha funções fundamentais para o adequado funcionamento do solo, estando envolvida em processos físicos, químicos e biológicos. Na degradação do solo, a perda de MOS representa o ponto de partida, influenciando diversos outros atributos, em uma reação em cadeia. O sistema plantio direto (SPD) tende a preservar a MOS, principalmente por reduzir a sua taxa de decomposição e, quando adequadamente adotado (incluindo a rotação de culturas), por promover uma maior entrada de resíduos no sistema. A integração lavoura-pecuária (ILP), ao incluir ciclos de cultivos de forrageiras no esquema de rotação, aumenta a quantidade de resíduos aportados ao SPD e, em consequência, aumenta a MOS. O presente capítulo tem como objetivo revisar os principais aspectos relacionados ao papel da matéria orgânica no fluxo de matéria e energia para o solo, e analisar as consequências do uso de diferentes sistemas de manejo, sobre este fluxo. Discute-se como o manejo inadequado do solo pode provocar a perda de MOS e promover a sua degradação, e como, por outro lado, a utilização de sistemas conservacionistas pode proporcionar um fluxo adequado de matéria e energia aos agroecossistemas, favorecendo processos de ordenação e qualidade do solo. A partir de uma análise dos dados disponíveis na literatura, observa-se que o plantio convencional tem o potencial de reduzir os teores totais de MOS ou, em alguns casos, somente

nos seus reservatórios mais dinâmicos, mas sempre favorecendo a perda de qualidade do solo. O SPD apresenta-se como uma alternativa para se evitar perdas de MOS, podendo até mesmo promover o seu acúmulo, o que depende sobremaneira da utilização de rotação de culturas. O sistema de rotação deve conter culturas ou plantas de cobertura, que produzam elevada quantidade de resíduos e ao mesmo tempo proporcionem um balanço positivo de N no sistema. Um balanço negativo de N parece impedir o acúmulo de MOS. A ILP representa uma alternativa interessante de manejo dos solos, principalmente nas regiões com ocorrência de clima que impõe dificuldades para formação de massa seca para cobertura do solo no SPD.

## Management Systems and Soil Organic Matter

**Abstract** - Soil organic matter (SOM) has fundamental functions related to an adequate soil functioning, being involved in physical, chemical, and biological processes. During soil degradation, losses of SOM represent the starting point, affecting several parameters in a typical chain reaction. No-tillage systems (NTS) tend to preserve SOM, mainly because they reduce SOM decomposition rate and, when NTS is properly adopted (including crop rotation), increase residue production in the system. Pasture and crop integrated systems (PCI) include grass production in the rotation, increasing the amount of plant residue to NTS. In this chapter, we reviewed the major aspects related to organic matter role on matter and energy fluxes in soil, and evaluated the consequences of different management systems on those fluxes. We also discussed how the inadequate soil management can cause SOM losses and promote soil degradation, and how, on the other hand, the use of conservationist systems may provide an adequate organic matter flux in the agro ecosystem, favoring ordination processes and soil quality. Analyzing literature data, we observed that conventional tillage has the potential of reducing total SOM or, in specific situations, only some of its more reactive fractions, but always provokes soil quality losses. NTS represents a good alternative to avoid SOM losses or even increase its content, which strongly depends on crop rotation. The rotation system should include cash crops and cover-crops with high residue production and should maintain a positive N balance in the system. A negative N balance seems to limit SOM accumulation. The PCI represents an interesting alternative of soil management, especially in regions where climate conditions difficult the maintenance of soil mulching.

## Introdução

A importância da matéria orgânica do solo (MOS) para os diversos processos físicos, químicos e biológicos é amplamente reconhecida na literatura. A MOS desempenha diversas funções no ambiente, estando ligada a processos fundamentais como a ciclagem e retenção de nutrientes, agregação do solo e dinâmica da água, além de ser a fonte básica de energia para a atividade biológica. Sua perda pode interferir drasticamente nesses processos, dificultando o desempenho das funções do solo, provocando desequilíbrios no sistema e, conseqüentemente, desencadeando o processo de degradação.

Em decorrência do grande impacto dos sistemas de uso do solo nas condições ambientais, sistemas conservacionistas têm sido propostos com o intuito de reduzir as modificações no ambientes necessárias ao processo de produção de alimentos, fibras e energia. Neste contexto, destaque tem sido dado ao sistema plantio direto (SPD) e à integração lavoura-pecuária (ILP), como alternativas de produção sustentável para as regiões tropical e subtropical. Esses sistemas combinam a ausência do revolvimento do solo e elevado aporte de resíduos, seja pela rotação de culturas anuais ou mesmo pela combinação de lavouras com pastagens. Tratam-se de sistemas extremamente conservacionistas, com efeitos diretos na redução da erosão. Devido a esse caráter e às vantagens decorrentes dos menores custos de produção e maior praticidade, a adoção do SPD tem crescido exponencialmente no Brasil nos últimos 30 anos. De uma área inexpressiva em 1975, estima-se que tenham sido cultivados no Brasil, na safra 2003/2004, mais de 20 milhões de hectares sob SPD (Federação Brasileira..., 2005).

No SPD, os teores de MOS podem ser preservados, pois há uma redução na taxa de decomposição, em função da não-fragmentação dos resíduos e do não-revolvimento do solo. Desta forma, os resíduos permanecem na superfície, tendo uma menor área de contato com o solo. Entretanto, não somente a redução na taxa de decomposição se faz importante, mas também a capacidade do sistema em suprir carbono para o solo. Para que haja um efetivo acúmulo de MOS no sistema, deve-se ter uma taxa de entrada de C superior à taxa de decomposição. Buscam-se, portanto, esquemas de rotação que resultem em elevada produção de resíduos. Como em condições tropicais essa elevada produção de resíduos tem-se mostrado um problema, cresce a utilização de gramíneas forrageiras com o intuito de formar cobertura de solo, ao mesmo tempo em que possibilita a diversificação da produção

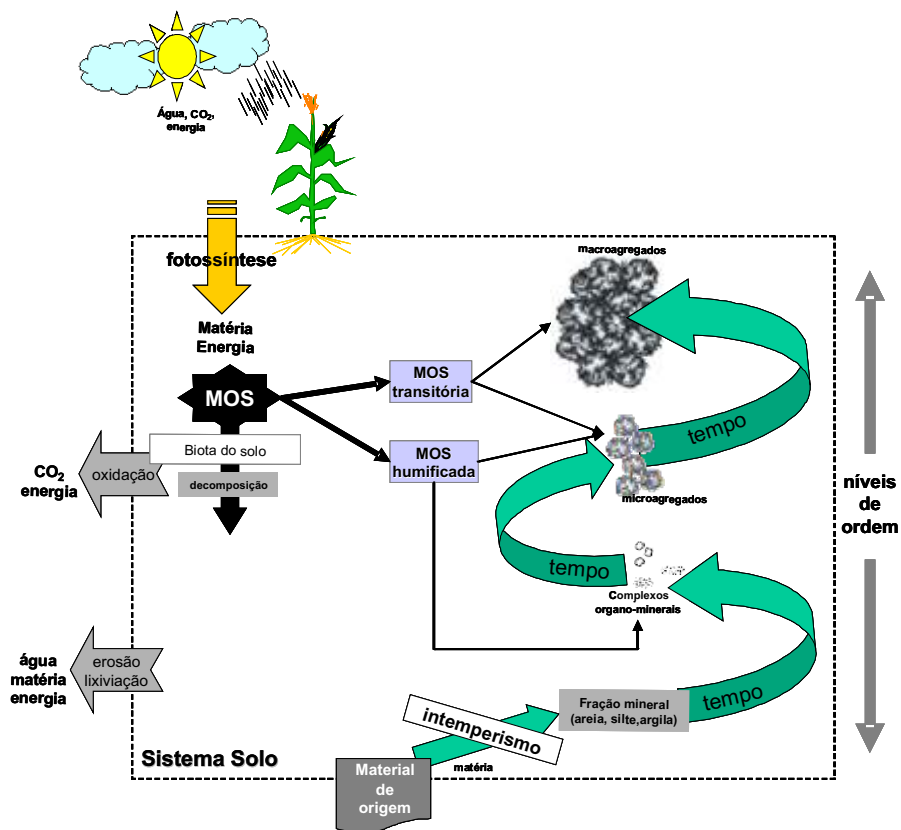
agrícola, inserindo animais no sistema. A ILP combina a vantagem de fornecer grandes quantidades de resíduos para formação de cobertura do solo para a lavoura subsequente sob SPD. Ao mesmo tempo, períodos com culturas anuais bem manejadas melhoram as condições das pastagens, com aumento da fertilidade do solo, permitindo maior carga animal e produção de biomassa.

O presente capítulo tem como objetivo revisar os principais aspectos relacionados ao papel da matéria orgânica no fluxo de matéria e energia para o solo, e analisar as conseqüências do uso de diferentes sistemas de manejo sobre esse fluxo. Discute-se como o manejo inadequado do solo pode provocar a perda de MOS e promover a sua degradação, e como, por outro lado, a utilização de sistemas conservacionistas pode proporcionar um fluxo adequado de matéria e energia para os agroecossistemas, favorecendo os processos de ordenação e a qualidade do solo.

## O Sistema Solo e a Matéria Orgânica

Adiscott (1995) descreve o solo como um sistema aberto, onde o fluxo de matéria e energia é controlado por seus processos internos e, sobretudo, por suas relações com o ambiente externo (Fig. 1). As características atuais do solo são resultantes de um longo processo de formação, no qual são combinados os fatores: material de origem, clima, topografia, organismos e tempo (Resende et al., 1997). O material de origem serve de base para a formação da fração mineral, constituída por partículas de tamanho variado (areia, silte e argila), contendo uma combinação de minerais primários e secundários. Seguindo o processo de intemperismo, os minerais primários (aqueles encontrados nas rochas de origem) vão sendo gradativamente transformados em minerais secundários. Nos solos tropicais, a fração argila é dominada por minerais secundários de baixa atividade, como argilas silicatadas do grupo das caulinitas e óxidos e hidróxidos de Fe e Al. A fração areia, por sua vez, é dominada por minerais primários resistentes ao intemperismo, como o quartzo, e por concreções ferruginosas (em solos muito ricos em Fe). A fração silte tem uma composição intermediária. A matéria orgânica do solo (MOS) é composta por todo o carbono orgânico presente no solo, sendo considerados três importantes reservatórios: a MOS transitória, composta, sobretudo, por resíduos de plantas e organismos do

solo de fácil decomposição e materiais orgânicos produzidos pela microbiota e raízes (ácidos de baixo peso molecular e polissacarídeos); a MOS humificada, composta por materiais recalcitrantes, os quais passaram por um processo intenso de transformação, como ácidos húmicos e fúlvicos, além de matérias carbonizadas; e a biomassa, formada pela meso e macrofauna, além da microbiota do solo (Roscoe, 2005).



**Fig. 1.** Representação esquemática do processo de ordenação do solo, destacando os principais sub-processos e fluxos de energia e matéria.

Quando o fluxo de entrada de energia e matéria no Sistema Solo resulta em saldo positivo, ocorre a organização do sistema em um nível de ordem superior. Quando o fluxo é reduzido e o saldo é negativo, ocorre o inverso, com organização do sistema em um nível de ordem inferior.



Como um sistema aberto, o solo interage com outros sistemas externos, como as plantas e o clima (atmosfera e energia solar), conforme a Fig. 1. As plantas são as responsáveis em transformar a energia luminosa do sol e a matéria fornecida pela atmosfera na forma de  $\text{CO}_2$  e água (proveniente das chuvas, mas que deve ser armazenada no solo para o seu aproveitamento pelas plantas), em energia química e compostos orgânicos, através da fotossíntese. O solo pode absorver diretamente energia solar, a qual é extremamente importante para regulação da temperatura e o processo de evaporação. Entretanto, a principal fonte de energia e matéria para a biota do sistema solo vem da deposição de resíduos de plantas e animais e de exsudatos radiculares (Roscoe, 2005). Os diversos resíduos que entram no solo são gradativamente transformados em MOS, podendo interagir com a fração mineral no processo de agregação do solo. Em uma primeira etapa, ocorre a interação da fração mineral com MOS humificada, formando complexos organo-minerais. Em uma segunda fase, com a inclusão de mais MOS humificada e parte de MOS transitória, há a formação de microagregados. Finalmente, os últimos são unidos uns aos outros, formando macroagregados. A energia necessária para a formação desses agregados maiores vem, sobretudo, do crescimento de raízes e hifas fúngicas e da ação mecânica de organismos da macrofauna (formação de túneis, retrabalho em mandíbulas e trato intestinal), sendo que a estabilização, por sua vez, é promovida por MOS transitória (principalmente polissacarídeos). Nessa reação em cadeia tem-se, como resultado, o incremento no grau de ordenação do solo e de complexidade das relações no Sistema Solo; tal processo possibilita o surgimento de propriedades emergentes, que conferem maior capacidade ao sistema resistir a perturbações, como melhor infiltração e armazenamento de água, maior aeração, menor resistência ao crescimento de raízes, melhores condições para o desenvolvimento da biota do solo e das próprias plantas (Bayer, 2004). O processo de ordenação do solo depende diretamente da atividade biológica, a qual é a responsável por intermediar o fluxo de energia e matéria no sistema, a partir da transformação dos resíduos orgânicos.

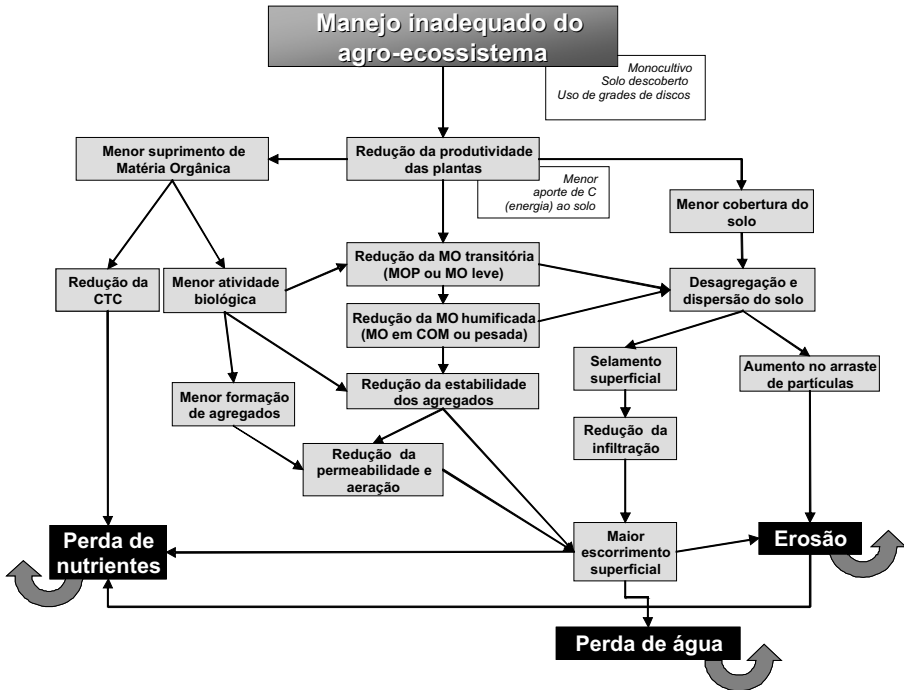
Processos dissipativos ocorrem, por sua vez, quando há um comprometimento do fluxo de energia e matéria ao sistema, com ruptura de agregados e ao aumento na taxa de oxidação da MOS (Fig. 1). Como consequência, tem-se uma redução na energia armazenada e alterações na organização dos componentes do sistema em um nível inferior, culminando

em compactação, baixa resistência à erosão, menor infiltração e retenção de água e, conseqüentemente, menor produtividade do sistema vegetal (Roscoe, 2005).

## **A Matéria Orgânica do Solo e o Processo de Degradação do Solo**

Em ambientes tropicais, o processo de degradação dos solos encontra-se intimamente relacionado à dinâmica da matéria orgânica (Feller & Beare, 1997). Diversos autores têm ressaltado que a conversão da vegetação nativa em área de produção agrícola pode reduzir drasticamente os teores de MOS, devido ao menor suprimento de resíduos e ao aumento na taxa de decomposição, assim como a elevação nas perdas das camadas superficiais do solo por erosão (Andreux, 1996; Feller & Beare, 1997; Bayer & Mielniczuk, 1999; Christensen, 2000, 2001; Carter, 2001). Desta forma, há uma redução no fluxo de matéria e energia no solo, favorecendo processos dissipativos (Fig. 1). Em virtude de suas importantes funções nos processos físicos, químicos e biológicos no solo, a perda de MOS retro-alimenta o processo de degradação, promovendo a desorganização do sistema (Fig. 1), resultando em menores produções de biomassa e maiores perdas de nutrientes, água e solo (Fig. 2).

Os sistemas convencionais de cultivo, envolvendo aração e gradagem, são considerados os de maior poder de degradação, resultando na maioria das vezes na redução dos teores de MOS (Bayer & Mielniczuk, 1999; Resck et al., 1999). Segundo Bayer & Mielniczuk (1999), as perdas da MOS são favorecidas, principalmente, pelo revolvimento do solo e conseqüente destruição dos agregados, maior fragmentação e incorporação dos resíduos vegetais e diminuição da cobertura do solo, que resultam em alterações na temperatura, umidade e aeração do solo. Silva et al. (1994) trabalharam com 220 amostras de três diferentes classes de solo da região do Cerrado, cultivados continuamente com soja e utilizando grade pesada. Os autores observaram elevadas perdas de MOS em cinco anos de cultivo. As reduções foram de 80% em relação aos teores iniciais para Neossolos Quartzarênicos (< 15% de argila), 76% para Latossolos Vermelho Amarelos textura média (15-30% de argila) e 41% para Latossolos Vermelho Amarelos argilosos (> 30% de argila). Entretanto, nem todos os estudos registram perdas de MOS com o cultivo convencional. Freitas et al. (2000) não registraram perdas de



**Fig. 2.** Esquema representativo do processo de degradação do solo ligado à perda de matéria orgânica. O uso do agro-ecossistema de forma inadequada reduz a fotossíntese e o aporte de carbono ao solo, resultando na perda de MOS e da cobertura do solo. O solo descoberto recebe a ação direta das gotas de chuva, desencadeando o processo de erosão e contribuindo para perda de água e nutrientes. A redução da MOS afeta os processos de formação e estabilização de agregados do solo, atividade biológica e ciclo de nutrientes, contribuindo para a perda de nutrientes, solo e água. Essas perdas, por sua vez, retro-alimenta o processo de degradação, reduzindo o potencial produtivo do agro-ecossistema (este *feedback* positivo é representado pelas setas em semicírculo).

MOS após 25 anos de cultivo de culturas diversas (hortaliças, arroz, milho e feijão), em um Latossolo Vermelho distrófico. Roscoe & Buurman (2003), também em um Latossolo Vermelho distófico muito argiloso, observaram estoques de carbono similares em áreas sob vegetação nativa de cerrado *sensu-stricto* e cultivadas com milho e feijão em sucessão por 30 anos. A alta estabilidade da matéria orgânica em Latossolos muito argilosos vem sendo atribuída à presença de altos teores de oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, que complexariam a MOS, estabilizando-a (Resende et al., 1997; Roscoe et al.,

2000a). Isso pode ser evidenciado pelas altas percentagens de C nas frações pesadas (densidade  $> 1,7 \text{ g cm}^{-3}$ ), aquelas representadas pela MOS ligada à matriz mineral (Gregorich & Ellert, 1993). Geralmente, em torno de 90% do C encontra-se nesta fração em Latossolos argilosos (Roscoe et al., 2001; Roscoe & Machado, 2002).

Mesmo sem haver decréscimo acentuado nos teores de MOS, a ocorrência de reduções em alguns de seus compartimentos pode desencadear o processo de degradação. No estudo de Roscoe & Buurman (2003), embora não tenham detectado alterações nos teores totais de MOS após 30 anos de cultivo, os autores detectaram significativa redução nos estoques de C na fração leve livre (densidade  $< 1,7 \text{ g cm}^{-3}$ ) da MOS, ressaltando que a fração orgânica que não estava ligada à fração mineral (livre) foi a mais sensível às alterações no ambiente. Segundo Roscoe & Buurman (2003), o erro experimental nas medições dos teores totais de MOS foi, em termos absolutos, maior que as variações observadas nas frações leves, mascarando o efeito de redução do C orgânico nessa fração específica, na área cultivada. Outros estudos mostraram que o sistema de plantio convencional reduz significativamente a biomassa microbiana e a atividade enzimática do solo (Roscoe et al., 2000b). A redução de frações mais ativas da MOS, como a fração leve livre e o C na biomassa microbiana, pode afetar diversas de suas funções no solo. A manutenção da produção de polissacarídeos, por exemplo, é fundamental para a manutenção da agregação (Golchin et al., 1997), sendo que estes compostos são transitórios no solo e são degradados rapidamente (Stevenson & Cole, 1999). A manutenção de seus níveis depende da atividade biológica. Portanto, uma redução nas frações leve livre e C na biomassa microbiana, que representam as frações mais ativas da MOS, favoreceria a desorganização do sistema, deslocando-o para um nível de ordem inferior, resultando em uma menor estabilidade de agregados, desencadeando o processo de degradação (Fig. 1 e 2).

Conforme observado, não somente os teores totais de MOS são importantes para o entendimento dos processos de degradação do solo. Faz-se necessário o estudo detalhado de suas diferentes frações, relacionando alterações quantitativas e qualitativas dessas frações, aos distúrbios provocados em suas funções na manutenção da qualidade do solo. Quando se faz tal análise, pode-se concluir que os sistemas convencionais de cultivo promovem degradação e perda de qualidade do solo, mesmo em Latossolos ricos em oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, nos quais são observadas

alterações pequenas (ou mesmo nenhuma redução) nos teores totais de MOS.

## **Sistemas Conservacionistas como Alternativa à Degradação**

O sistema plantio direto (SPD) representa uma alternativa de manejo altamente conservacionista, apresentando vantagens como o controle da erosão hídrica e a melhoria na qualidade do solo e da água. Por não revolver o solo, deixando os resíduos vegetais na superfície, o SPD interfere menos na taxa de decomposição da MOS, o que favorece a manutenção e até o acúmulo da mesma (Bayer & Mielniczuk, 1999; Resck et al., 1999). Como a MOS está relacionada a importantes atributos de qualidade do solo, como atividade biológica, ciclagem de nutrientes, agregação do solo, dinâmica da água, resistência à erosão, etc., sua preservação, através do SPD, constitui-se em uma das principais vantagens da adoção desse sistema.

Resultados de pesquisa, no entanto, não têm sido conclusivos quanto ao acúmulo de C no SPD. Enquanto em alguns trabalhos observaram-se incrementos significativos nos teores de MOS, quando comparados a sistemas convencionais (Bayer & Mielniczuk, 1997a,b; Tognon et al., 1997; Bayer & Mielniczuk, 1999; Resck et al., 1999; Bayer et al., 2000a,b), em outros estudos nenhuma diferença significativa foi observada entre os tratamentos (Maria & Castro, 1993a,b; Freitas et al., 2000; Roscoe et al., 2000b; Roscoe & Buurman, 2003). A discrepância nos resultados de pesquisa vem sendo atribuída às diferenças entre as condições experimentais e ao que se convencionou chamar de SPD. Primeiramente, muitos trabalhos avaliam sistemas com tempos de usos diferentes. O acúmulo de MOS no SPD tende a ocorrer lentamente, sendo necessários alguns anos para que se mostrem tais tendências (Bayer & Mielniczuk, 1999). Outro fator é o clima, sendo que os resultados referentes à Região Sul do Brasil geralmente apresentam incrementos significativos nos teores de C para SPD (Bayer & Mielniczuk, 1997a,b; 1999). Isso pode estar relacionado às condições climáticas da região subtropical, onde as taxas de decomposição de C são menores, em comparação com a região tropical como ocorre no Cerrado e na Amazônia (Feller & Beare, 1997; Bayer & Mielniczuk, 1999). Experimentos realizados na região do Cerrado, em geral, não apresentam teores significativamente

maiores de C para o SPD em comparação ao sistema convencional, o que vem sendo atribuído à maior intensidade do processo de decomposição da MOS, em função das altas temperaturas (Freitas et al., 2000; Roscoe et al., 2000b; Roscoe & Buurman, 2003).

Outro fator a ser considerado para explicar os diferentes resultados obtidos entre a Região Sul e o Cerrado seria o histórico de utilização das áreas. A produção de grãos no Cerrado é um fenômeno relativamente recente e, freqüentemente, as áreas convertidas para lavouras substituíram pastagens, em sua maioria de *Brachiaria* spp. Existe ampla literatura científica, tanto na Amazônia (e.g.; Koutika et al., 1997; Trumbore et al., 1995; Neill et al., 1997; Bernoux et al., 1999) como nas regiões da Mata Atlântica e do Cerrado (Corazza et al., 1999; Freitas et al., 2000; Tarré et al., 2001; Boddey et al., 2002), que mostra que as pastagens promovem a manutenção dos estoques do MOS no solo, e no caso de pastagens mantidas produtivas com boas práticas de manejo (adubação de manutenção e lotação animal apropriada), às vezes superam àqueles originalmente observados no solo sob a vegetação nativa. Em contraste, na Região Sul, a maioria das áreas onde foram conduzidos esses estudos encontrava-se sob plantio convencional (PC) e os estoques do C no início dos estudos eram inferiores aos níveis encontrados no solo sob a vegetação nativa. Quando os solos continuaram sob PC, os níveis de MOS abaixaram numa taxa bem menor, em comparação com áreas recentemente desmatadas ou após vários anos de pastagem. Desta forma, a implantação do SPD, em solos manejados sob PC há muitos anos tenderia a acumular C mais rapidamente, enquanto em regiões do Cerrado, onde as áreas estavam sobre vegetação nativa ou pastagens, seria mais demorado para os estoques do C sob SPD superassem o da vegetação anterior.

Também é importante considerar a produção de massa vegetal e aporte de resíduos. Na Região Sul, os cultivos de outono/inverno, com espécies para cobertura do solo, vêm sendo utilizados com sucesso, devido ao regime de chuvas mais bem distribuído, quando comparado à região do Cerrado. Nesta, as culturas de safrinha são relativamente recentes e as semeaduras de inverno viabilizam-se somente sob irrigação, na maior parte da região. Isso garante um maior potencial para a produção de resíduos nos sistemas de rotação da Região Sul. Não obstante, mesmo neste ambiente, tratamentos que não incluam, no esquema de rotação de culturas, materiais com alto aporte de resíduos, tendem a apresentar incrementos discretos nos estoques de C, ou mesmo ausência de qualquer diferença em relação a sistemas

convencionais (Bayer & Mielniczuk, 1997a,b; 1999). É importante considerar também que nestas condições as taxas de decomposição dos resíduos são maiores, favorecidas pela presença de umidade no solo. Sendo assim, não basta dispor uma cultura dentro do sistema de rotação com alto aporte de resíduos. Na realidade, o sistema de culturas como um todo que deve retornar quantidades elevadas de resíduos para o solo, de forma a possibilitar saldo positivo no balanço entre entrada e saída de C no solo. Bayer (1996) obteve quantidades crescentes de material orgânico fornecidos por sistemas de rotação envolvendo aveia/milho ( $14 \text{ Mg ha}^{-1}$ ), aveia + trevo/milho ( $18 \text{ Mg ha}^{-1}$ ) e aveia + trevo/milho + caupi ( $21 \text{ Mg ha}^{-1}$ ). Bayer & Mielniczuk (1997a) relataram que, nas áreas com esses tratamentos e sob SPD por 5 anos, houve aumento no teor de MOS seguindo a mesma ordem. Comparando o tratamento com menor aporte de resíduos (sucessão aveia/milho), sob sistema convencional, ao de maior aporte (rotação aveia + trevo/milho + caupi), sob SPD, os autores observaram uma diferença de  $6 \text{ Mg ha}^{-1}$  de carbono em favor do SPD, na camada de 0-17,5 cm.

Entretanto, nem sempre maiores quantidades de resíduos culturais depositadas resultam em uma maior acumulação de MOS no solo. Por exemplo, Maria et al. (1999) comparou os efeitos na acumulação de MOS (0-30 cm) de 9 anos de milho ou soja no verão, ambos com aveia no inverno sob SPD e PC. Apesar dos rendimentos de milho ( $5,6$  a  $5,7 \text{ Mg ha}^{-1}$ ) terem sido mais do que o dobro dos rendimentos de soja ( $2,1$  a  $2,4 \text{ Mg ha}^{-1}$ ), esta contribuição muito maior de resíduos do milho não proporcionou uma acumulação maior de MOS sob PC, nem sob SPD. Em ambas as sucessões sob SPD e PC os níveis de MOS diminuíram em todos os tratamentos. Resultados recentes (Alves et al., 2002, 2003; Sisti et al., 2004) indicaram que o balanço de nitrogênio no sistema é um determinante crucial na acumulação de MOS sob SPD. Os resultados de Alves et al. (2002) mostraram que, além de a soja manejada sob SPD ser capaz de acumular até 80 % do seu N da fixação biológica de nitrogênio (FBN), a proporção do N da cultura exportada é, freqüentemente, muito semelhante, deixando, no solo, baixas quantidades de N para as culturas subseqüentes. É óbvio que a MOS contém não somente carbono, mas também outros nutrientes, sendo nitrogênio quantitativamente o mais importante. Para acumular  $1 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C no solo na forma de MOS é necessário pelo menos  $80 \text{ kg N ha}^{-1}$  (Alves et al., 2002). Como após o cultivo da soja o saldo é praticamente nulo de N para a formação de MOS, é improvável que o solo sob sucessões de soja/trigo ou soja/aveia acumule MOS ao longo do tempo. Machado et al. (2001) e Freixo et al. (2002)

registraram resultados semelhantes na avaliação dos estoques de MOS sob sucessões de soja/trigo manejadas com SPD em dois estudos de longo prazo conduzidos na *Embrapa Trigo* (Passo Fundo, RS) e *Embrapa Soja* (Londrina PR). Isso foi confirmado no mesmo experimento de longo prazo em Passo Fundo por Sisti et al. (2004), mas em outros tratamentos no mesmo experimento onde foi incorporada nas rotações a leguminosa ervilhaca no inverno, registrou-se uma diferença em estoque do C de 17 Mg C (0-100 cm) em favor do SPD, quando comparado ao PC, em um período de 13 anos. Quase todos os outros estudos feitos no Rio Grande do Sul (Bayer e Mielniczuk, 1997; Bayer e Bertol, 1999; Amado et al., 1999, 2001; Bayer et al., 2000a,b; Diekow et al., 2005), que registraram maiores estoques de MOS sob SPD comparado a PC, uma leguminosa fixadora de N<sub>2</sub>, além da soja, estava presente nas rotações sob estudo. No caso do estudo de Maria et al. (1999) mencionado anteriormente, uma das sucessões foi soja/aveia e a outra milho/aveia. Mesmo tendo sido o milho adubado com 91 kg N ha<sup>-1</sup>, o N retirado no grão provavelmente foi mais de 70 kg N ha<sup>-1</sup> (5,6 Mg ha<sup>-1</sup> x 1,3% N); portanto, assumindo que teriam algumas perdas de N do fertilizante ou da mineralização rápida dos resíduos de soja (de baixa relação C:N), em ambos as sucessões o balanço do N teria sido nulo. Isso sugere que, para uma maior obtenção de resíduos e, conseqüentemente, um acúmulo de MOS, o sistema de rotação deve incluir culturas com alto aporte de resíduos (como as gramíneas) e outras que teriam a função de inserir nitrogênio no sistema (as leguminosas). O que explicaria tal tendência seria o fato de as gramíneas serem extremamente responsivas a nitrogênio. Assim, tendo uma boa quantidade de N entrando no sistema através das leguminosas, a produção de biomassa das gramíneas subseqüentes estariam sendo favorecidas.

Em contraste à Região Sul, a menor duração da estação de chuvas da região do Cerrado raramente permite que sejam incluídas outras leguminosas além da soja no esquema de rotações. Por esse motivo, é muito pouco provável que as rotações apresentem um balanço anual de N positivo e portanto um acúmulo de MOS. Embora o SPD conserve mais a MOS do que o PC, espera-se que, caso não sejam adicionadas via fertilizantes quantidades de N superiores às exportadas nos grãos, o SPD somente mantenha os níveis existentes. No entanto, quando as quantidades de C aportadas são elevadas, como no caso de pastagens de braquiária, expressivos aumentos no estoque de C no solo foram verificados para Latossolos de Mato Grosso do Sul, com a rotação soja-pastagem em PD (Salton et al, 2005).



Os resultados anteriores sugerem que o aporte de resíduos é um componente fundamental no processo de manutenção e acúmulo de MOS no SPD. Entretanto, é limitado o que se sabe sobre o potencial produtivo de diferentes espécies, em sistemas de rotações/sucessões de cultura no SPD. São poucas as informações quantitativas e, sobretudo, qualitativas. Resultados preliminares, obtidos em campos experimentais da *Embrapa Agropecuária Oeste* (Dourados, MS), demonstraram que os teores de lignina e hemicelulose na palhada de aveia podem variar significativamente entre o sistema convencional (grade pesada), SPD e integração lavoura (SPD)/pastagem (Mercante et al., dados não publicados). Estudos adicionais são necessários para elucidar o potencial de produção dos diferentes resíduos e como os mesmos estariam influenciando a dinâmica da MOS no SPD.

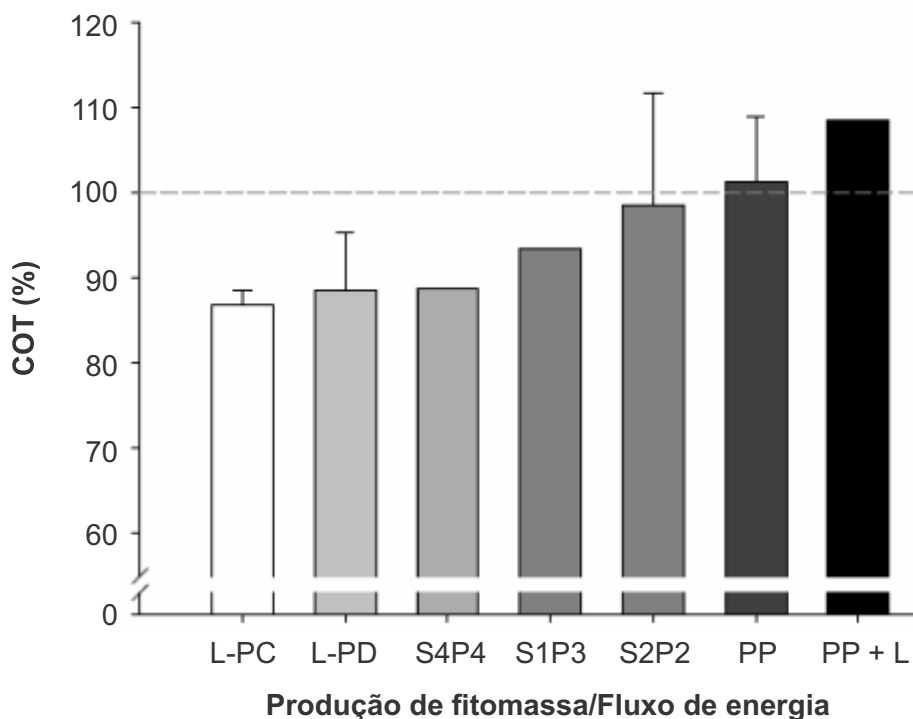
Mesmo sem alterar os teores de C, o SPD pode alterar a distribuição relativa de suas frações ou reservatórios funcionais, interferindo na qualidade do solo e nas produtividades das culturas. O fracionamento físico da MOS possibilitou a execução de vários trabalhos em diferentes ambientes, demonstrando entre outras coisas a sensibilidade da fração lábil, que corresponde à MO particulada ou leve, respectivamente para os métodos granulométricos ou densimétricos. Variações no estoque desta fração podem detectar alterações na qualidade do sistema de manejo adotado, o que nem sempre é perceptível ao avaliar apenas o estoque de COT no solo (Diekow et al., 2005; Salton, 2005).

Roscoe et al. (2000b) avaliaram, em um Latossolo Vermelho distrófico muito argiloso, o efeito do sistema de preparo do solo no teor de MOS, atividade da enzima urease, teores de nitrogênio na biomassa, recuperação do N-uréia aplicado e produtividade de milho. Os autores observaram que, embora não houvesse diferença no teor de matéria orgânica entre os tratamentos, o SPD apresentou os maiores valores para as demais variáveis avaliadas, quando comparado a dois outros sistemas convencionais (arado de disco e de aiveca). A atividade da urease correlacionou-se positivamente com a produção de matéria seca total e produção de grãos de milho, sendo que as produtividades máximas de milho foram maiores para o SPD ( $6.177 \text{ kg ha}^{-1}$ ) do que para os demais sistemas ( $4.640\text{-}5.045 \text{ kg ha}^{-1}$ ).

Estudos conduzidos na *Embrapa Agropecuária Oeste*, num Latossolo Vermelho distroférico típico, demonstraram teores de C da biomassa microbiana mais expressivos no sistema natural (mata nativa), seguido pelo

sistema integrado lavoura-pecuária, SPD, pastagem contínua e sistema convencional de cultivo. Análises em três épocas de avaliação (florescimento, pré-plantio e plantio de culturas de inverno) evidenciaram uma redução nos teores de C da biomassa microbiana no sistema convencional em relação ao SPD, em torno de 10%, 28% e 10%, respectivamente, embora nenhuma alteração no teor total de C foi observada (Mercante et al., 2000). De maneira similar, Balota et al. (1998) observaram, em solos do Paraná, que o SPD proporcionou maiores incrementos na biomassa microbiana, na respiração basal e na relação entre o C microbiano e C orgânico total do solo.

Uma alternativa promissora para a região tropical refere-se à combinação de ciclos de culturas anuais com pastagens (integração lavoura-pecuária - ILP), garantindo grandes aportes de resíduo e elevada taxa de acúmulo de MOS (Vilela et al. 2003; Salton, 2005). Nas pastagens bem manejadas, as elevadas produções de resíduos, associadas ao não-distúrbio do solo, favorecem o processo de acúmulo de MOS (Roscoe, 2005). A produtividade das pastagens e, conseqüentemente, a sua produção de resíduos, está associada a vários fatores como os inerentes à própria espécie, sistema radicular, níveis de adubação, disponibilidade de N (Fagundes et al, 2005) e, principalmente, ao manejo das pastagens (Schunke, 2000; Franzluebbbers, 2005). Silva et al. (2004), estudando o acúmulo de carbono em pastagens sob diferentes tipos de manejo em solos de Cerrado, observaram taxas de acúmulo variando de negativas ( $-0,87 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$  de C) a altamente positivas ( $3 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$  de C). Segundo os autores, pastagens bem manejadas, com adubação de manutenção e consórcio com leguminosas, favorecem o acúmulo de C no solo, enquanto pastagens degradadas e superpastejadas tendem a perder carbono. Na ILP, as culturas antecessoras à pastagem podem favorecer a sua produtividade, pois há uma tendência de melhor aproveitamento dos nutrientes residuais das adubações pelas forrageiras (Machado et al., 1999). Salton (2005), trabalhando com três experimentos de longa duração em Mato Grosso do Sul, obtiveram uma seqüência relativa ao acúmulo de carbono no solo, em função de diversos sistemas de uso, partindo de valores negativos para soja em sistema convencional, passando por valores neutros com a ILP e culminando com valores superiores à vegetação nativa para pastagens bem manejadas (Fig. 3). Esse trabalho ilustra bem a possibilidade de elevação nos níveis de carbono no solo através da adoção de sistemas de manejo integrando lavouras e pastagens.



**Fig. 3.** Valores relativos de estoques médios de carbono orgânico (COT) no solo, em sistemas de manejo ordenados em função do aporte de C via fitomassa (fluxo de energia), em experimentos de longa duração na região Centro-Oeste do Brasil.

**Fonte:** Salton (2005).

Vegetação natural = 100%, as barras indicam o valor do desvio padrão da média, quando  $n > 1$ . L-PC: soja em plantio convencional; L-PD: soja em plantio direto; S4P4: rotação soja por 4 anos pastagem (*P. maximum*) por 4 anos; S1P3: rotação soja por 1 ano pastagem (*B. brizantha*) por 3 anos; S2P2: rotação soja por 2 anos pastagem (*B. decumbens*) por 2 anos; PP: pastagem permanente (*B. decumbens*); e PP+L: pastagem permanente (*B. decumbens*) consorciada com leguminosa.

## Considerações Finais

O cultivo convencional promove uma significativa perturbação na dinâmica e no desempenho das funções da MOS, podendo reduzir os seus teores totais ou, como em solos argilosos ricos em oxi-hidróxidos de Fe e Al, somente de algumas de suas frações mais dinâmicas, como a leve-livre ou particulada e a biomassa microbiana. Tal perturbação pode desencadear o processo de degradação e de perda da qualidade do solo.

O sistema plantio direto, devido a sua característica de não-revolvimento do solo, tem o potencial de reduzir os efeitos danosos do sistema convencional, preservando a MOS. Entretanto, esse potencial é afetado por particularidades do sistema de manejo adotado, as quais resultam no aporte e na qualidade dos resíduos adicionado ao sistema. Evidências apontam para uma efetiva manutenção da MOS em sistemas de rotação com elevado aporte de resíduos, envolvendo culturas de inverno. Os trabalhos avaliados sugerem, ainda, que as maiores quantidades de resíduos estão sempre relacionadas à presença de mais de uma cultura fixadora de nitrogênio no esquema de rotação. Sucessões contendo somente soja, seguida de aveia ou milho safrinha, parecem não fornecer nitrogênio suficiente para o sistema. Cabe ressaltar que o balanço positivo de N no sistema irá favorecer o acúmulo de MOS, não pelo maior aporte de resíduos da própria leguminosa fixadora, mas sim pela maior produtividade das gramíneas presentes no esquema de rotação, visto que essas são extremamente responsivas ao N. Em esquemas de rotação onde não ocorra o devido suprimento de N pela fixação biológica é necessária a utilização de fertilizantes minerais para a manutenção de balanço positivo de N no sistema.

A integração lavoura pecuária surge como uma alternativa interessante para áreas onde há dificuldades de estabelecimento de sistemas de rotação de culturas que sejam capazes de fornecer grandes aportes de resíduos para o solo, situação observada para a maior parte do Centro-Oeste do Brasil. Entretanto, vale ressaltar que, mesmo nesses sistemas, o suprimento de resíduos é dependente de um manejo adequado das pastagens.

## Referências

ADDISCOTT, T. M. Entropy and sustainability. **European Journal of Soil Science**, vol. 46, p. 161-168, 1995.

ALVES, B. J. R.; BODDEY, R. M.; URQUIAGA S. The success of BNF in soybean in Brazil. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 252, p. 1-9, 2003.

ALVES, B. J. R.; ZOTARELLI, L.; BODDEY, R. M.; URQUIAGA, S. Soybean benefit to a subsequent wheat cropping system under zero tillage. In: NUCLEAR techniques in integrated plant nutrient, water and soil management: proceedings of a Symposium held in Vienna, 16-20 October 2000. Vienna: IAEA, 2002. p. 87-93.

AMADO, T. J. C.; BAYER, C.; ELTZ, F. L. F.; BRUM, A. C. Potencial de culturas de cobertura em acumular carbono e nitrogênio no solo no plantio direto e a melhoria da qualidade ambiental. **Revista Brasileira da Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 25, p. 189-197, 2001.

AMADO, T. J. C.; MIELNICZUCK, J.; FERNANDES, S. B. V.; BAYER, C. Culturas de cobertura, acúmulo de nitrogênio total no solo e produtividade de milho. **Revista Brasileira da Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 23, p. 679-686, 1999.

ANDREUX, F. Humus in world soils. In: PICCOLO, A. (Ed.). **Humic substances in terrestrial ecosystems**. Amsterdam: Elsevier, 1996. p. 45-100.

BALOTA, E. L.; COLOZZI-FILHO, A.; ANDRADE, D. S.; HUNGRIA, M. Biomassa microbiana e sua atividade em solos sob diferentes sistemas de preparo e sucessão de culturas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 22, p. 641-649, 1998.

BAYER, C. **Dinâmica da matéria orgânica em sistemas de manejo de solos**. 1996. 240 f. Tese (Doutorado em Agronomia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

BAYER, C. Manejando os solos agrícolas para alta qualidade em ambientes tropicais. In.: REUNIÃO BRASILEIRA DE FERTILIDADE DO SOLO E NUTRIÇÃO DE PLANTAS, 26., REUNIÃO BRASILEIRA SOBRE MICORRIZAS, 10., SIMPÓSIO BRASILEIRO DE MICROBIOLOGIA DO SOLO, 8., REUNIÃO BRASILEIRA DE BIOLOGIA DO SOLO, 5., 2004, Lages. *Fertbio 2004: [avaliação das conquistas: base para estratégias futuras: anais]*. Lages: SBCS: UDESC Lages, Departamento de Solos, 2004. 1 CD-ROM.

BAYER, C.; AMADO, T. J. C.; MIELNICZUK, J.; MARTIN-NETO, L.; FERNANDES, S. V. Tillage and cropping system effects on organic matter storage in Acrisol soil in southern Brazil. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 54, p. 101-109, 2000a.

BAYER, C.; BERTOL, I. Características químicas de um Cambissolo húmico afetadas por sistemas de preparo, com ênfase à matéria orgânica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 23, p. 687-694, 1999.

BAYER, C.; MARTIN-NETO, L.; MIELNICZUK, J.; CERETTA, C. A. Effect of no till cropping systems on soil organic matter in an sandy clay loam Acrisol form southern Brazil monitored by electron spin resonance and nuclear magnetic resonance of <sup>13</sup>C. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 53, p. 95-104, 2000b.

BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Características químicas do solo afetadas por métodos de preparo e sistemas de cultura. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 21, p. 105-112, 1997a.

BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Dinâmica e função da matéria orgânica. In: SANTOS, G. A.; CAMARGO, F. A. O. (Ed.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais**. Porto Alegre: Genesis, 1999. p. 9-26.

BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Nitrogênio total de um solo submetido a diferentes métodos de preparo e sistema de cultura. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 21, p. 235-239, 1997b.

BERNOUX, M.; FEIGL, B. J.; CERRI, C.; GERALDES, A. P. A.; FERNANDES, S. V. Carbono e nitrogênio em solo de uma cronossequência de floresta tropical- pastagem de Paragominas. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 56, p. 1-12, 1999.

BODDEY, R. M.; URQUIAGA, S.; ALVES, B. J. R.; FISHER, M. Potential for carbon accumulation under *Brachiaria* pastures in Brazil. In: KIMBLE, J.; LAL, R.; FOLLET, R. F. (Ed.). **Agricultural practices and policies for carbon sequestration in soil**. Boca Raton: Lewis, 2002. p. 395-408.

CARTER, M. R. Organic matter and sustainability. In: REES, R. M., BALL, B. C.; CAMPBELL, C. D.; WATSON, C. A. (Ed.). **Sustainable management of soil organic matter**. New York: CABI, 2001. p. 9-22.

CENTURION, J. F.; DEMATTÊ, J. L. I.; FERNANDES, F. M. Efeitos de sistemas de preparo nas propriedades químicas de um solo sob cerrado cultivado com soja. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 9, p. 267-270, 1985.

CHRISTENSEN, B. T. **Organic matter in soil structure, function and turnover**. Tjele: Research Centre Foulum, 2000. p. 95. (DIAS Report. Plant production, 30).

CHRISTENSEN, B. T. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 52, p. 345-353, 2001.

CORAZZA, E. J.; SILVA, J. E. D.; RESCK, D. V. S.; GOMES, A. C. Comportamento de diferentes sistemas de manejo como fonte ou depósito de carbono em relação à vegetação de Cerrado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 23, p. 425-432, 1999.

DIEKOW, J. MIELNICZUK, J.; KNICKER, H.; BAYER, C.; DICK, D. P.; KÖGEL-KNABNER, I. Carbon and nitrogen stocks in physical fractions of a subtropical Acrisol as influenced by long-term no-till cropping systems and N fertilization. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 268, p. 319-328, 2005.

FAGUNDES, J. L.; FONSECA, D. M.; GOMIDE, J. A.; Nascimento Junior, D.; VITOR, C. N. T.; MORAIS, R. V.; MISTURA, C.; REIS, G. C.; MARTUSCELLO, J. A. Acúmulo de forragem em pastos de *Brachiaria decumbens* adubados com nitrogênio. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 40, p. 397-403, 2005.

FEDERAÇÃO BRASILEIRA DE PLANTIO DIRETO NA PALHA. **Expansão da área em plantio direto no Brasil**: safra 2003/04. Disponível em: <<http://www.febrapdp.org.br/br%20evolucao%20pd%2093-04.htm>>. Acesso em: 22 set. 2005.

FELLER, C.; BEARE, N. H. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. **Geoderma**, Amsterdam, v. 79, p. 69-116, 1997.

FRANZLUEBBERS, A. J. Soil organic carbon sequestration and agricultural greenhouse gas emissions in the southeastern USA. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 83, p. 120-147, 2005.

FREITAS, P. L.; BLANCANEUX, P.; GAVINELLI, E.; LARRE-LARROUY, M. C.; FELLER, C. Nível e natureza do estoque orgânico de latossolos sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, DF, v. 35, p. 157-170, 2000.

FREIXO, A. F.; MACHADO, P. L. O. A.; SANTOS, H. P.; SILVA, C. A.; FADIGAS, F. S. Soil organic and fractions of Rhodic Ferralsol under the influence of tillage and crop rotation systems in southern Brazil. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 64, p. 221-230, 2002.

GOLCHIN, A.; BALDOCK, J. A.; OADES, J. M. A model linking organic matter decomposition, chemistry, and aggregate dynamics. In: LAL, R.; KIMBLE, J. M.; FOLLETT, R. F.; STEWART, B. A. (Ed.) **Soil processes and the carbon cycle**. Boca Raton: CRC, 1997. p. 245-266. (Advances in Soil Science).

GREGORICH, E. G.; ELLERT, B. H. Light fraction and macroorganic matter in mineral soils. In: CARTER, M. R. (Ed.) **Soil sampling and methods of analysis**. Boca Raton: Canadian Society of Soil Science: Lewis, 1993. p. 379-408.



KOUTIKA, L. S.; BARTOLI, F.; ANDREUX, F.; CERRI, C.; BURTIN, G.; CHONÉ, T.; PHILIPPY, R. Organic matter dynamics and aggregation in soils under rain forest and pastures of increasing age in the eastern Amazon Basin. **Geoderma**, Amsterdam, v. 76, p. 87-112, 1997.

MACHADO, L. A. Z.; FABRICIO, A. C.; SALTON, J. C. **Desempenho de novilhos em pastagem de braquiária decumbens permanente e após soja**. Dourados, Embrapa Agropecuária Oeste, 1999. 5 p. (Embrapa Agropecuária Oeste. Comunicado técnico, 8).

MACHADO, P. L. O. A. ; SILVA, C. A. Soil management under no-tillage systems in the tropics with special reference to Brazil. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, Amsterdam, v. 61, p. 119-130, 2001.

MARIA, I. C. Erosão e terraços em plantio direto. **Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência de Solo**, Viçosa, MG, v. 24, p. 17-21, 1999.

MARIA, I. C.; CASTRO, O. M. Fósforo, potássio e matéria orgânica em um latossolo roxo, sob sistemas de manejo com milho e soja. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 17, p. 465-470, 1993a.

MARIA, I. C.; CASTRO, O. M. Potássio e matéria orgânica em um latossolo roxo, sob sistemas de manejo com milho e sorgo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 17, p. 471-477, 1993b.

MERCANTE, F. M.; FABRICIO, A. C.; GUIMARÃES, J. B. R. **Biomassa microbiana como parâmetro indicador da qualidade do solo sob diferentes sistemas de manejo**. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2000. 5 p. (Embrapa Agropecuária Oeste. Comunicado técnico, 27).

NEILL, C.; PICCOLO, M. C.; STEUDLER, P. A.; MELILLO, J. M.; FEIGL, B. J.; CERRI, C. C. Nitrogen dynamics in soils of forests and active pastures in the western Brazilian Amazon basin. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 27, p. 1167-1175, 1995.

PAVAN, M. A.; BINGHAM, F. T.; PRATT, P. F. Redistribution of exchangeable calcium, magnesium, and aluminium following lime and gypsum applications to a Brazilian Oxisol. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, p. 33-38, 1984.

RESCK, D. V. S.; VASCONCELLOS, C. A.; VILELA, L.; MACEDO, M. C. M. Impact of conversion of Brazilian Cerrados to cropland and pasture land on soil carbon pool and dynamics. In: LAL, R.; KIMBLE, J. M.; STEWART, B. A. (Ed.). **Global climate change and tropical ecosystems**. Boca Raton: CRC, 1999. p. 169-196. (Advances in Soil Science).

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. **Pedologia**: base para distinção de ambientes. 2. ed. Viçosa, MG: NEPUT, 1997. 367 p.

RITCHEY, K. D.; SOUSA, D. M. G. Use of gypsum in management of subsoil acidity in Oxisols. In: MONIZ, A. C.; FURLANI, A. M. C.; SCHAFFERT, R. E.; FAGERIA, N. K.; ROSOLEM, C. A.; CANTARELLA, H. (Ed.). **Plant-soil interations at low pH**: sustainable agriculture and forestry production. Viçosa, MG: Brazilian Soil Science Society, 1997. p. 165-178.

RITCHEY, K. D.; SOUSA, D. M. G.; LOBATO, E.; CORREA, O. Calcium leaching to increase rooting depth in a Brazilian Savannah Oxisol. **Agronomy Journal**, Madison, v. 72, p. 40-44, 1980.

ROSCOE, R. Dinâmica da matéria orgânica em solos de Cerrado. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 30., 2005, Recife. **Solos, sustentabilidade e qualidade ambiental**. Recife: Embrapa Solos: SBSC: UFRPe, 2005. 1CD-ROM.

ROSCOE, R.; BUURMAN, P. Tillage effects on soil organic matter in density fractions of a Cerrado Oxisol. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 70, p. 107-119, 2003.

ROSCOE, R.; BUURMAN, P.; VELTHORST, E. J. Disruption of soil aggregates by varied amounts of ultrasonic energy in fractionation of organic matter of a clay Latosol: carbon, nitrogen, and  $^{13}\text{C}$  distribution in particle-size fractions. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 51, p. 445-454, 2000a.

ROSCOE, R.; BUURMAN, P.; VELTHORST, E. J.; VASCONCELLOS, C. A. Soil organic matter dynamics in density and particle size fractions as revealed by the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  isotopic ratio in a Cerrado's Oxisol. **Geoderma**, Amsterdam, v. 104, p. 185-202, 2001.

ROSCOE, R.; MACHADO, P. L. O. A. **Fracionamento físico do solo em estudos de matéria orgânica**. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2002. 86 p.

ROSCOE, R.; VASCONCELLOS, C. A.; FURTINI-NETO, A. E.; GUEDES, G. A. A.; FERNANDES, L. A. Urease activity and its relation to soil organic matter, microbial biomass nitrogen and urea-nitrogen assimilation by maize in a Brazilian Oxisol under no-tillage and tillage systems. **Biology and Fertility of Soils**, Berlin, v. 32, p. 52-59, 2000b.

SALTON, J. C. **Matéria orgânica e agregação do solo na rotação lavoura-pastagem em ambiente tropical**. 2005. 158 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SALTON, J. C.; MIELNICZUK, J.; BAYER, C.; FABRICIO, A. C.; MACEDO, M. C. M.; BROCH, D. L.; BOENI, M.; CONCEICAO, P. C. **Matéria orgânica do solo na integração lavoura-pecuária em Mato Grosso do Sul**. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2005. 58 p. (Boletim de pesquisa e desenvolvimento, 29).

SHUNKE, R. M. Alternativas de manejo de pastagem para melhor aproveitamento do nitrogênio do solo. In.: MERCANTE, F. M. (Ed.) **Workshop nitrogênio na sustentabilidade de sistemas intensivos de produção agropecuária**. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2000. p.125-140. (Embrapa Agropecuária Oeste. Documentos, 26)

SILVA, J. E.; LEMAINSKI, J.; RESCK, D. V. S. Perdas de matéria orgânica e suas relações com a capacidade de troca catiônica em solos da região de cerrados do oeste baiano. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 18, p. 541-547, 1994.

SILVA, J. E.; RESCK, D. V. S.; CORAZZA, E. J.; VIVALDI, L. Carbon storage in clayey Oxisol cultivated pastures in the "Cerrado" region, Brazil. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, Amsterdam v.103, p. 357-363, 2004.

SISTI, C. P. J.; SANTOS, H. P.; KOHHANN, R.; ALVES, B. J. R.; URQUIAGA, S.; BODDEY, R. M. Change in carbon and nitrogen stocks in soil under 13 years of conventional or zero tillage in southern Brazil. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 76, p. 39-58, 2004.

STEVENSON, F. J.; COLE, M. A. **Cycles of soils: carbon, nitrogen, phosphorus, sulfur, micronutrients**. 2. ed. New York: Wiley, 1999. 427 p.

TARRÉ, R.; MACEDO, R.; CANTARUTTI, R. B.; REZENDE, C. D. P.; PEREIRA, J. M.; FERREIRA, E.; ALVES, B. J. R.; URQUIAGA, S.; BODDEY, R. M. The effect of the presence of a forage legume on nitrogen and carbon levels in soils under *Brachiaria* pastures in the Atlantic forest region of the South of Bahia, Brazil. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 234, p. 15-26, 2001.

TOGNON, A. A.; DEMATTÊ, J. A. M.; MAZZA, J. A. Alterações nas propriedades químicas de Latossolos Roxos em sistemas de manejo intensivos e de longa duração. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 21, p. 271-278, 1997.

TRUMBORE, S. E.; DAVIDSON, E. A.; CAMARGO, P. B. D.; NEPSTAD, D.; MARTINELLI, L. A. Belowground cycling of carbon in forest and pastures of Eastern Amazonia. **Global Biogeochemical Cycles**, Washington, v. 9, p. 515-528, 1995.

VILELA, L. ; MACEDO, M. C. M. ; MARTHA JÚNIOR, G. B. ; KLUTHCOUSKI, J. . Benefícios da integração lavoura-pecuária. In: Kluthcouski, J.; STONE, L. F. (Org.). **Integração lavoura-pecuária**. Santo Antônio de Goiás: Embrapa Arroz e Feijão, 2003. p. 144-170.

# 2

## Seqüestro de Carbono no Sistema Plantio Direto: Possibilidades de Contabilização

Renato Roscoe

**Resumo** - Nas últimas duas décadas, os ecossistemas terrestres vêm sendo considerados tão importantes quanto os oceanos na retirada e no armazenamento de carbono da atmosfera, mitigando o efeito estufa. Embora não seja considerado no âmbito do Protocolo de Kyoto como uma atividade elegível para as compensações de emissões, o sistema plantio direto vem sendo apontado como uma alternativa promissora no seqüestro de carbono atmosférico, ao promover a manutenção e o aumento da matéria orgânica do solo. Entretanto, existem ainda várias restrições metodológicas para uma efetiva contabilização do seqüestro de carbono no solo sob sistema plantio direto. Uma das alternativas viáveis para tal contabilização é a modelagem matemática e simulação da dinâmica da matéria orgânica do solo. Desta forma possibilitaria a inclusão do seqüestro de carbono no solo sob sistema plantio direto nos inventários nacionais de emissões e a inclusão de tal alternativa mitigadora em acordos internacionais. No entanto, avanços são ainda necessários para adaptação dos simuladores para as condições tropicais e subtropicais.

## Carbon Sequestration on No Tillage System: Accounting Possibilities

**Abstract -** In the last two decades, terrestrial ecosystems have been considered as important as oceans in fixing and accumulation atmospheric carbon, mitigating greenhouse effect. Although not eligible as an activity for emission compensation in the Kyoto Protocol, no-tillage system has been considered as an promising alternative to atmospheric carbon sequestration, since it promotes soil organic matter maintenance and increase. Nevertheless, there are still several methodological restrictions for an effective assessment of carbon sequestration under no-tillage system. Mathematical modeling and simulation of soil organic matter dynamics has a great potential as a suitable alternative for such a assessment, which would allow the inclusion of carbon sequestration under no-tillage system in the national emission inventories. This would allow the inclusion of such a mitigating alternative in international agreements. However, improvements are still necessary for the adaptation of models to tropical and subtropical conditions.

## Introdução

As mudanças no ambiente causadas pelas atividades humanas têm provocado sérios problemas ambientais, como a redução da biodiversidade e a degradação do solo e da água. Mais recentemente, com o avanço dos conhecimentos científicos, pesquisadores começaram a perceber que a atividade humana tem afetado, ainda, a atmosfera. Estudos iniciados no final da década de 70 e intensificados nos últimos 20 anos acumularam evidências de que o homem vem causando alterações significativas na composição da atmosfera, emitindo quantidades crescentes de gases causadores de efeito estufa (GEE). O aumento da temperatura na superfície terrestre está associado à elevação da concentração destes gases, o que gera alterações significativas no clima do planeta.

Dentre os GEEs emitidos pelas atividades antropogênicas, o gás carbônico é responsável por cerca de 70% do potencial de elevação da temperatura terrestre. Nos últimos 250 anos, a concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera aumentou 31%, alcançando os atuais 366 ppm, mais alto nível observado nos últimos 420 mil anos (Watson et al. , 2001).

O carbono emitido pelo homem vem, sobretudo, da queima de combustíveis fósseis e da mudança no uso da terra. O petróleo, carvão mineral e gás natural representam a base da produção de energia na sociedade atual, respondendo por dois terços de toda a energia consumida mundialmente. Por essa razão, as emissões de CO<sub>2</sub> provenientes da queima de combustíveis fósseis atingiram valores quatro vezes superiores à quantidade emitida pela mudança no uso da terra, nas últimas duas décadas. Não obstante, ao longo da história da humanidade, a substituição de florestas por pastagens ou culturas anuais foi responsável por grandes reduções nos estoques de carbono nos ecossistemas terrestres, ao longo da história da espécie humana. Como as mudanças na matriz energética têm um custo econômico extremamente elevado, acredita-se que a recuperação dos estoques de carbono em ecossistemas terrestres, que sofreram perda ao longo de sua história de utilização, possa mitigar os efeitos das atividades humanas, re-absorvendo carbono no solo e na vegetação. Adotando-se estratégias conservacionistas, os ecossistemas terrestres poderiam armazenar o excesso de carbono emitido para a obtenção de energia, permitindo o desenvolvimento tecnológico e a substituição da matriz energética por fontes renováveis.

Neste contexto, tem-se avaliado o potencial de sistemas conservacionistas em retirar o carbono da atmosfera, armazenando-o no solo. O sistema plantio direto (SPD), por não promover o revolvimento do solo e a incorporação dos resíduos vegetais, tende a preservar a matéria orgânica do solo, mantendo ou até elevando os estoques de carbono neste reservatório. Entretanto, existem processos importantes envolvidos, os quais determinam ou não o acúmulo de carbono nos sistemas. O entendimento de tais processos, em um sistema complexo como o solo, exige a integração de conhecimentos em uma abordagem sistêmica.

Neste capítulo, apresenta-se o ciclo global do carbono e os processos envolvidos em seu balanço nos ambientes terrestres. O objetivo foi o de discutir o papel do sistema plantio direto no contexto da mitigação das emissões de gases de efeito estufa, assim como, a importância da modelagem matemática e simulação da dinâmica da matéria orgânica do solo para o entendimento deste papel.

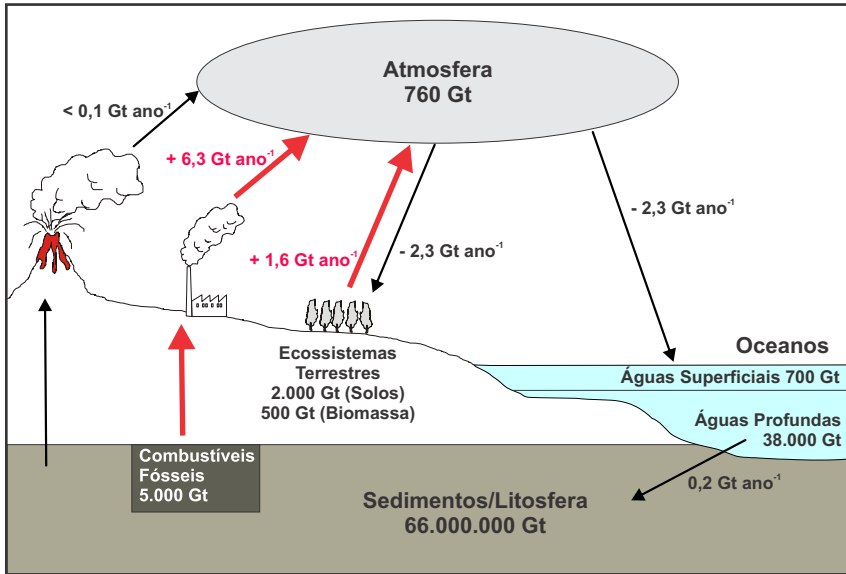
## **Ciclo Global do Carbono**

As quantidades de CO<sub>2</sub> na atmosfera resultam do balanço entre fontes e sumidouros nos seus principais reservatórios: os ecossistemas terrestres, os oceanos e a litosfera (Fig. 1). O maior reservatório de carbono na Terra encontra-se nas rochas sedimentares, sendo estimado em 66 bilhões de Gt de C (German Bundestag, 1989). Os fluxos de carbono entre a atmosfera e esse imenso reservatório ocorrem lentamente, com taxas anuais extremamente baixas. O CO<sub>2</sub> atmosférico, por sua vez, pode ser absorvido nos ecossistemas terrestres, principalmente, pela fotossíntese<sup>1</sup> e, nos oceanos, através da fotossíntese e da dissolução na forma de carbonatos (Schlesinger, 1997; Wigley & Schimel, 2000). Nos ecossistemas terrestres, o CO<sub>2</sub> fixado pela vegetação segue vários caminhos, sendo parcialmente consumido pela respiração dos próprios autotróficos e, posteriormente, servindo de fonte básica de energia para os demais sistemas heterotróficos. Esses organismos consomem parte do carbono pela respiração e repassam

---

<sup>(1)</sup> Solos alcalinos também podem fixar pequenas quantidades de CO<sub>2</sub> atmosférico na forma de carbonatos. Porém este processo restringe-se a solos de regiões semi-áridas e tem uma contribuição irrisória quando comparado à fotossíntese.





**Fig. 1.** Ciclo biogeoquímico do carbono: o C flui entre a atmosfera, oceanos, sedimentos e ecossistemas terrestres (biomassa + solo). Em seu ciclo geoquímico, as moléculas de CO<sub>2</sub> da atmosfera são dissolvidas nos oceanos na forma de carbonatos e são lentamente depositadas como sedimentos, retornando naturalmente à atmosfera somente com a movimentação de placas tectônicas, no processo de subducção, levando um tempo médio de 400 milhões de anos. O C atmosférico pode ainda ser absorvido por plantas e algas pela fotossíntese, entrando no ciclo biológico do C, no qual o tempo de ciclagem é bem menor (100-1000 anos). As setas vermelhas representam os fluxos criados pelo homem, pela mudança no uso da terra e pela queima de combustíveis fósseis. Valores em Gt (bilhões de toneladas) representam os tamanhos dos reservatórios de C e, em Gt ano<sup>-1</sup>, os fluxos anuais na década de 90.

**Fonte:** Watson et al. (2001).

outra parte para os diferentes níveis tróficos, terminando, finalmente, por ser consumido pelo processo de decomposição, no qual, parte do carbono acumula-se no solo, formando a matéria orgânica do solo (MOS). A MOS é também decomposta, porém em taxas bastante lentas, o que permite que este seja um importante reservatório de C nos sistemas terrestres. Por essa razão, calcula-se que as quantidades de carbono armazenadas nos solos sejam quatro vezes superiores às encontradas na vegetação (Watson et al., 2000). O tempo de permanência do C nestes reservatórios terrestres varia entre dias a alguns poucos milhares de anos (Wigley & Schimel, 2000).

Nos oceanos, o CO<sub>2</sub> pode seguir duas rotas principais, a orgânica, na qual é fixado pela fotossíntese de algas, e a mineral, na qual se dissolve na forma de ácido carbônico, com posterior precipitação de carbonatos. O C fixado na forma orgânica segue a mesma rota daquele dos ecossistemas terrestres, passando por diferentes níveis tróficos, sendo parcialmente perdido por respiração e decomposição, em um ciclo relativamente rápido. Parte deste C orgânico e, principalmente, os carbonatos (inorgânicos) vão sendo lentamente acumulados no fundo dos oceanos, formando depósitos sedimentares. Em condições naturais, o retorno para a atmosfera do carbono aprisionado neste reservatório sedimentar ocorre somente através de emissões vulcânicas e hidrotérmicas, o que leva em média 400 milhões de anos (Schlesinger, 1997).

## Balanco de Carbono

As emissões atuais de carbono para a atmosfera sofrem grande interferência da atividade antrópica. Os maiores fluxos são decorrentes da queima de combustíveis fósseis e da utilização de rochas carbonatadas para a produção de cimento. A queima de combustíveis fósseis se refere à utilização de petróleo, carvão e gás natural. Nas últimas duas décadas, a queima de combustíveis fósseis e produção de cimento contribuíram com, aproximadamente, 75% das emissões antropogênicas (Fig. 1), ou seja,  $6,3 \pm 0,6 \text{ Gt C ano}^{-1}$  (Watson et al., 2001). O restante,  $1,6 \pm 0,8 \text{ Gt C ano}^{-1}$ , vem da mudança no uso da terra, principalmente em função do desmatamento em regiões tropicais (Watson et al., 2001).

Fazendo um balanço das emissões nos últimos 150 anos, observa-se que as emissões devido a mudanças no uso da terra ( $136 \pm 55 \text{ Gt C}$ ) foram, quase que totalmente, equilibradas por processos de reabsorção pelos próprios ecossistemas terrestres (Watson et al., 2000). Por outro lado, a queima de combustíveis fósseis e produção de cimento emitiu o dobro ( $270 \pm 30 \text{ Gt C}$ ) para a atmosfera. Deste total, os oceanos conseguiram absorver cerca de um terço, sendo o restante acumulado na atmosfera, elevando as concentrações de CO<sub>2</sub> de 285 ppm, antes da Revolução Industrial, para os 366 ppm atuais (Watson et al., 2000).

## Mitigando as Emissões

Na últimas duas décadas, os ecossistemas terrestres vêm funcionando como um dreno de carbono tão eficiente quanto os oceanos, em termos quantitativos (Watson et al., 2000), o que vem sendo atribuído, principalmente, ao crescimento de florestas em altas latitudes (Sarmiento, 2000). Entretanto, as respostas destes ecossistemas a alterações no clima podem afetar significativamente o seu potencial de seqüestro de C no próximo século (Sarmiento et al., 1998; Sarmiento, 2000; Cox et al., 2000). Mecanismos de *feedback* positivos e negativos estarão atuando neste processo em função das mudanças climáticas globais (Sarmiento et al., 1998; Sarmiento, 2000; Cox et al. 2000). O aumento da taxa de decomposição da matéria orgânica do solo, em resposta a uma elevação da temperatura média global, constitui o principal mecanismo favorável ao incremento das emissões. Por outro lado, a “fertilização com CO<sub>2</sub>” aumentaria a taxa fotossintética, favorecendo o seqüestro de carbono pelas vegetações. A magnitude destes *feedbacks* foi testada por Cox et al. (2000) em uma série de simulações nas quais os autores consideram as emissões do cenário IS92a do IPCC (“*business-as-usual*”) e a ausência de políticas estimuladoras do seqüestro de carbono em ecossistemas terrestres. Segundo os autores, os ecossistemas terrestres funcionarão como um dreno de carbono até meados do próximo século, quando, então, o processo de fertilização de CO<sub>2</sub> alcançará um ponto de saturação. A partir daí, o aumento na taxa de decomposição da MOS será o processo dominante e os ecossistemas terrestres passarão a se comportar como uma fonte de CO<sub>2</sub> para a atmosfera. No balanço final, os biomas terrestres emitirão em torno de 170 Gt de carbono entre 2000-2100.

Diante de tal cenário, cientistas vêm recomendando a adoção conjunta de medidas mitigadoras, tanto para reduzir futuras emissões quanto para aumentar a capacidade dos ecossistemas terrestres em seqüestrar carbono (Watson et al., 2001). Na tentativa de se estimular o seqüestro de carbono, tem-se direcionado a pesquisa em duas áreas básicas: (1) no entendimento dos processos de emissão/absorção por diferentes ecossistemas naturais e (2) na geração de alternativas de uso da terra que promovam o seqüestro de CO<sub>2</sub> por estes sistemas (Watson et al., 2000; Lal, 2004).

As previsões sobre os impactos de atividades mitigadoras nos estoques de carbono nos solos são ainda pouco conclusivas (Batje, 1999). A falta de informações mais precisas sobre processos específicos de proteção da MOS, assim como a indisponibilidade de mapas mais detalhados de classes de solos, impedem o aprimoramento das previsões (Batje, 1999). Baseado no Mapa Mundial de Solos (FAO, 1995), no Zoneamento Agro-ecológico (FAO, 1999) e em experimentos locais sobre manejo do solo, Batje (1999) estimou os potenciais de seqüestro de carbono para os próximos 25 anos, segundo uma série de cenários nos quais medidas para a recuperação de áreas degradadas ou melhoria do sistema de produção seriam adotadas (Tabela 1). Globalmente, fluxos anuais médios de 0,17 a 1,29 Gt C ano<sup>-1</sup> foram preditos. A combinação mais plausível dos cenários seria a recuperação de áreas degradadas e melhoria de manejo em áreas não degradadas (cenários D e F, Tabela 1), o que geraria em média uma taxa de seqüestro de carbono em torno de 0,8 Gt C ano<sup>-1</sup> ou próximo a 20 Gt C nos primeiros 25 anos do século XXI.

**Tabela 1.** Projeções para taxa anual de seqüestro de C nos solos nos próximos 25 anos, segundo diferentes cenários de adoção de estratégias de recuperação de áreas degradadas e melhoria no manejo de áreas não degradadas.

Cenários	Aumento no estoque de C	
	(Gt C ano <sup>-1</sup> )	(Gt C em 25 anos)
A) Recuperação de toda a área degradada, independentemente do uso/cobertura	1,29	32,2
B) Recuperação de toda a área degradada, excluindo regiões áridas, boreais e polares	0,93	23,4
C) Recuperação de áreas degradadas na agricultura somente	0,41	10,2
D) Recuperação de áreas degradadas, na agricultura, pastagens extensivas e florestas secundárias	0,52	13,0
E) Melhor manejo de áreas agrícolas não degradadas	0,17	4,3
F) Melhor manejo de áreas não degradadas na agricultura, pastagens extensivas e florestas secundárias	0,28	6,9

Fonte: Batje (1999).

Em uma vasta revisão sobre seqüestro de carbono no solo como estratégia para mitigar o efeito estufa, Lal (2004) chegou a valores de fixação de carbono no solo por práticas conservacionistas bem próximos aos de Batje (1999). Segundo o autor, o potencial de seqüestro de carbono nos solos de todo o Mundo seria de  $0,9 \pm 0,3 \text{ Gt C ano}^{-1}$ , ou entre 30 - 60 Gt nos próximos 50 anos.

## O Papel do Sistema Plantio Direto

O sistema plantio direto (SPD) pode promover incrementos nos estoques de C no solo, contribuindo para a sua retirada da atmosfera. Isso ocorre em função da não-movimentação do solo e da não-incorporação dos resíduos, o que garante uma menor taxa de decomposição (ver Capítulo 1). Estudos em regiões temperadas têm demonstrado resultados discrepantes, variando entre ausência de incremento a aumentos da ordem de  $7,5 \text{ Mg ha}^{-1}\text{ano}^{-1}$  (Janzen et al., 1998). Smith et al. (2000b), em uma projeção dos impactos do SPD na redução das emissões globais de  $\text{CO}_2$  na Europa, utilizaram incrementos médios anuais de C em solos sob SPD de  $0,73\% \text{ ano}^{-1}$ . Subak (2000), revisando trabalhos sob seqüestro de C em solos dos EUA, registraram incrementos médios de no máximo  $0,10 \text{ Mg de C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ . No Brasil, os resultados mais promissores até o momento foram obtidos em campos experimentais nas regiões subtropicais do Sul do País. Bayer et al. (2001) obtiveram taxas de acúmulo de C entre  $0,15$  e  $0,94 \text{ Mg de C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ . Os melhores resultados foram obtidos quando esquemas de rotação/sucessão incluíram materiais com elevada produção de resíduos. Em um dos experimentos analisados pelos autores, as taxas de acúmulo anual de C na camada de 0-17,5 cm de profundidade foram em torno de três vezes maiores nos sistemas com aveia + ervilhaca/milho + caupi, quando comparados aos sistemas sob rotação aveia/milho (Tabela 2).

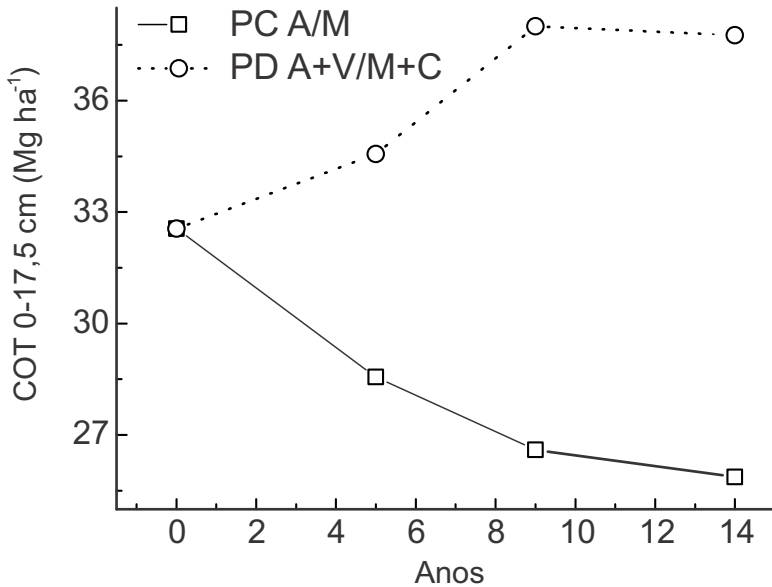
Diversos autores vêm ressaltando o caráter finito do potencial de seqüestro de C em solos sob SPD (Janzen et al., 1998; Smith et al., 2000a,b; Subak, 2000; Bayer et al., 2001). Esse potencial está relacionado com uma nova situação de equilíbrio estabelecida no sistema, como resultado do balanço de entradas e saídas de MOS. O SPD, quando aplicado em sua plenitude, ou seja, incluindo diversificação e rotação de culturas, tende a aumentar o aporte de resíduos (Bayer et al., 2001). Concomitantemente, há uma tendência de redução da taxa de decomposição, diminuindo a perda de MOS do sistema.

**Tabela 2.** Perda (-) e ganho (+) de C orgânico total (expressa em CO<sub>2</sub>) durante 13 anos, em um Argissolo vermelho, em função do sistema de cultivo (PC = plantio convencional; PD=plantio direto) e do sistema de sucessão/rotação de culturas (A = aveia; V = ervilhaca; M = milho; e C = caupi), fertilizados com 180 kg de N ha<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>.

Tratamentos		COT		Diferença	Saldo de CO <sub>2</sub>
Preparos	Culturas	Inicial	13º ano		
		----- Mg ha <sup>-1</sup> -----			
PC	A/M	32,5	29,9	-2,7	-9,7
	A+V/M	32,5	31,5	-1,1	-3,9
	A+V/M+C	32,5	31,8	-0,8	-2,8
PD	A/M	32,5	34,8	+2,6	+8,3
	A+V/M	32,5	37,3	+4,8	+17,7
	A+V/M+C	32,5	39,6	+7,1	+25,9

**Fonte:** adaptado de Bayer et al. (2001).

Portanto, quando há a adoção do SPD em ambientes que vinham, há muitos anos, sendo cultivados em sistemas convencionais, ocorre um acúmulo de C no solo. Esse acúmulo ocorrerá, no entanto, até que novo equilíbrio seja estabelecido. Evidências para tal fato foram apresentadas por Bayer et al. (2001) (Fig. 2). Nesse estudo, enquanto os teores de C tenderam a reduzir sob o sistema de cultivo convencional, com a rotação aveia/milho, sob SPD e a rotação aveia + ervilhaca/milho + caupi, aumentou até o nono ano de experimento, tendendo a estabilizar-se posteriormente (Fig. 2). A possibilidade de saturação no acúmulo de C no solo, para determinado sistema de manejo, deve sempre ser incluída em análises do potencial de seqüestro de C no SPD.



**Fig. 2.** Estoque de C orgânico na camada de 0-17,5 cm de um Argissolo, submetido ao sistema convencional com aveia/milho (PC A/M) e ao SPD com aveia+ervilhaca/milho+caupi (PDA+V/M+C).

**Fonte:** Bayer et al. (2001).

## Contabilização: Importância da Modelagem

A recente ratificação do Protocolo de Kyoto<sup>2</sup>, no qual os países desenvolvidos assumiram metas de redução das emissões de gases causadores de efeito estufa, cria a expectativa de que, em um futuro próximo, produtores rurais que adotem o SPD possam obter compensações pela prestação de serviços ambientais. Isso ocorreria caso o SPD adotado fosse eficiente em retirar CO<sub>2</sub> da atmosfera. O Protocolo abre espaço para que atividades seqüestradoras de carbono nos ecossistemas terrestres sejam contabilizadas no inventário final de emissões de cada país. Desta forma, as emissões de um dado país

<sup>(2)</sup> O Protocolo de Kyoto é um tratado internacional no qual países do Anexo I da Convenção Quadro das Nações Unidas sobre o Clima assumiram reduzir em média 5% de suas emissões de gases causadores de efeito estufa, em relação aos níveis de 1990, no período entre 2008-2012 ([www.forumclimabr.org.br](http://www.forumclimabr.org.br)).

podem ser amortizadas pelo seqüestro de carbono em seu território, possibilitando até mesmo o cumprimento das metas estabelecidas sem efetivamente reduzir as emissões. Esta possibilidade é ainda ampliada pelo chamado “comércio de emissões”, segundo o qual nações com excedentes de créditos de emissão podem vender o seu direito de emitir para outros países.

Em seu Artigo 3<sup>o</sup>, o Protocolo de Kyoto institui três princípios básicos para o monitoramento de atividades promotoras do seqüestro de carbono: transparência, viabilidade e verificabilidade. Segundo Subak (2000), existem basicamente três formas de monitoramento dos fluxos de carbono para elaboração de inventários nacionais: (1) uso de métodos instrumentais para medir os fluxos de carbono diretamente entre o solo/vegetação e a atmosfera, como torres meteorológicas; (2) amostragem em larga escala dos solos ao nível de propriedade rural, sendo que cada proprietário poderia se beneficiar de incentivos e compensações; e (3) integração de dados experimentais sobre fluxos de carbono em determinados solos, associados a censos regionais e mapas topográficos. As duas primeiras alternativas ferem o princípio básico da “viabilidade”, conforme estabelecido pelo Protocolo. Medidas diretas do fluxo de carbono exigem um monitoramento constante por vários meses consecutivos, envolvendo sofisticada aparelhagem (Grace et al., 1995a,b; Miranda et al., 1996), o que torna experimentos em larga escala inviáveis. Da mesma forma, o monitoramento por amostragens de solo ao nível de propriedades individuais assume dimensões orçamentárias impraticáveis. Subak (2000) estimou o custo de um monitoramento de tal natureza para solos dos Estados Unidos da América (EUA), sob SPD, em 1 bilhão de dólares. Segundo a autora, considerando um valor compensatório de 50 a 100 dólares por tonelada de carbono fixada e uma estimativa de seqüestro em sistemas agrícolas de 30 Mt C no período entre 2008-2012 (primeiro “*targed period*” do Protocolo de Kyoto), seriam gerados 1,5 a 3,0 bilhões de dólares. Esses valores demonstram que, entre um a dois terços do retorno financeiro<sup>3</sup> potencialmente atingível pelo seqüestro de carbono nos solos agrícolas sob SPD seriam gastos somente no monitoramento dos ganhos.

---

<sup>(3)</sup> O retorno financeiro de atividades sequestradoras de carbono está relacionado com a economia gerada pela não necessidade de se reduzir o crescimento na produção industrial e/ou investir em fontes alternativas de energia (e.g. energia solar), as quais apresentam, em geral, custos mais elevados (Subak, 2000).



Diante da impossibilidade de se utilizarem as duas primeiras opções mencionadas anteriormente, a alternativa mais viável parece ser a integração de dados experimentais locais, associados a censos regionais e mapas topográficos. As recentes estimativas de seqüestro de carbono pelos solos, tanto em escala de inventários nacionais (Dumanski et al., 1998; Lal et al., 1998; Smith et al., 1997a,b,c; 2000a,b; Cannell et al., 1999; Eve et al., 2000) como em escalas globais (Batje, 1999), baseiam-se em tais extrapolações a partir de campos experimentais, considerando relações lineares entre os tipos de manejo e os estoques de carbono no solo. Entretanto, na maioria destes estudos as questões da “transparência” e “verificabilidade” ficam comprometidas, pois as condições observadas nos campos experimentais (e.g. tipo de solo, vegetação, clima, etc.) geralmente diferem daquelas encontradas na maioria das localidades para onde os dados são extrapolados (Falloon et al., 2001; Paustian, 2001).

Recentemente, ganhos consideráveis têm sido obtidos com a utilização de simuladores da dinâmica do carbono (e.g. CENTURY, RothC), associados a ferramentas de SIG (Sistemas de Informação Geográfica) (Falloon et al., 1998, 1999, 2000, 2001). Isso ocorre porque os simuladores levam em consideração variáveis de solo, vegetação, clima, etc., permitindo melhores estimativas em localidades específicas (Falloon et al., 2001). Mesmo assim, problemas estruturais e falta de parametrização desses simuladores, para diversas regiões e tipos de solo, têm comprometido o uso generalizado dos mesmos (Paustian, 2001).

A modelagem matemática e simulação da dinâmica de carbono nos ecossistemas terrestres parece ser a opção mais promissora para um efetivo monitoramento de atividades seqüestradoras de carbono (Paustian, 2001), respeitando o princípio básico da “viabilidade” (Subak, 2000). Entretanto, para se adequar aos princípios de “transparência” e “verificabilidade”, os simuladores ainda necessitam de ajustes consideráveis (Falloon & Smith, 2000; Paustian, 2001), principalmente para ambientes tropicais.

## Considerações Finais

Embora o Protocolo de Kyoto não considere a fixação de carbono no solo como um mecanismo mitigador das emissões, existe um grande potencial para esse mecanismo. Com isso, acordos bilaterais vêm sendo assinados, mesmo em paralelo ao Protocolo, com o objetivo de promover a fixação de carbono no solo pelo sistema plantio direto (SPD). A efetiva inclusão deste mecanismo em tratados internacionais depende, ainda, de refinamento metodológico nas estimativas dos inventários nacionais.

Avanços em modelagem matemática e simulação da dinâmica da matéria orgânica do solo em ambientes tropicais e subtropicais são ainda necessários para se acessar, com maior segurança, os potenciais do SPD em retirar carbono da atmosfera. Atualmente têm-se taxas anuais de fixação de carbono em poucos experimentos pontuais, impedindo uma extrapolação segura para outras áreas. Uma vez adaptados simuladores mais eficientes para as condições tropicais e subtropicais, as extrapolações podem ser ponderadas em função de variáveis que distinguem as condições experimentais das áreas a serem simuladas. Além dos ganhos em relação à precisão dos inventários, vale ressaltar que simulações mais próximas da realidade subsidiariam a seleção de sistemas de sucessão/rotação de culturas mais adequadas ao SPD, de forma a maximizar os outros benefícios gerados pela MOS. Isso implicaria em ganhos de produtividade e maior eficiência no uso de fertilizantes, reduzindo a necessidade de abertura de novas áreas e o consumo de energia para produção dos insumos.

## Referências

BATJE, N. H. **Management options for reducing CO<sub>2</sub> concentrations in the atmosphere by increasing carbon sequestration in the soil**. Wageningen: ISRIC, 1999. 114 p. (ISRIC. Technical paper, 30).

BAYER, C.; MIELNICZUK, J.; LOVATO, T. Potencial de acúmulo de matéria orgânica no solo em sistemas conservacionistas de manejo na Região Sul do Brasil. In: SIMPÓSIO ROTAÇÃO SOJA/MILHO NO PLANTIO DIRETO, 2000, Piracicaba. **Anais...** Piracicaba: POTAFOS, 2001. 1 CD-ROM.

CANNELL, M. G. R.; MILNE, R.; HARGEAVES, R.; BROWN, T. A. W.; CRUICKSHANK, M. M.; BRADLEY, R. I.; SPENCER, T.; HOPE, D.; BILLET, M. F.; ADGER, W. N.; SUBAK, S. National inventories of terrestrial carbon sources and sinks: the UK Experience. **Climatic Change**, Dordrecht, v. 42, 505-530, 1999.

COX, P. M.; BETTS, R. A.; JONES, C. D.; SPALL, S. A.; TOTTERDELL, I. J. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature**, London, v. 408, p. 184-187, 2000.

DUMANSKI, J.; DES JARDINS, R. L.; TARNOCAI, C.; MONREAL, C.; GREGORICH, E. G.; KIRKWOOD, V.; CAMPBELL, C. A. Possibilities for future carbon sequestration in Canadian agriculture in relation to land use changes. **Climate Change**, Dordrecht, v. 40, p. 81-103, 1998.

EVE, M. D.; PAUSTIAN, K.; FOLLETT, R.; ELLIOTT, E. T. A national inventory of changes in soil carbon from National Resources Inventory data. In: LAL, R.; KIMBLE, J. M.; FOLLETT, R. F.; STEWART, B. A. (Ed.). **Assessment methods for soil carbon**. Boca Raton: CRC Press, 2001. 676 p.

FALLOON, P. D.; SMITH, P. Modeling refractory soil organic matter. **Biology and Fertility of Soils**, Berlin, v. 30, p. 388-398, 2000.

FALLOON, P. D.; SMITH, P.; SMITH, J. U.; SZABO, J.; COLEMAN, K.; MARSHALL, S. Regional estimates of carbon sequestration potential: linking the Rothamsted carbon turnover model to GIS databases. **Biology and Fertility of Soils**, Berlin, v. 27, p. 236-241, 1998.

FALLOON, P. D.; SMITH, P.; SZABO, J.; PASZTOR, L.; SMITH, J. U.; COLEMAN, K.; MARSHALL, S. Comparing estimates of regional C sequestration potential using GIS, dynamic SOM models and simple relationships. In: KIMBLE, L.; LAL, R.; FOLLETT, R. F. (Ed.). **Agricultural practices and policies for carbon sequestration in soil**. Boca Raton: Lewis, 2002. p. 141-154.

FALLOON, P. D.; SMITH, J. U.; SZABO, J.; COLEMAN, K.; MARSHALL, S. Linking GIS and dynamic SOM models: estimating the regional C sequestration potential of agricultural management options. *Journal of Agricultural Science*, Cambridge, v. 133, p. 341-342, 1999.

FALLOON, P. D.; SMITH, P.; SZABO, J.; PASZTOR, L.; SMITH, J. U.; COLEMAN, K.; MARSHALL, S. Soil organic matter sustainability and agricultural management - Predictions at regional level. In: REES, R. M.; CAMPBELL, C. D.; WATSON, C. A. (Ed.). **Sustainable management of soil organic matter**. Wallingford: CAB International, 2001. p. 54-59.

FAO. **Digital soil map of the world and derived soil properties**. Rome, 1995. 1 CD-ROM. Land and water digital media series, 1).

FAO. **World agro-ecological zoning**. Rome, 1999. (Land and water digital media series).

GERMAN BUNDESTAG. Greenhouse effect and climatic change. In: \_\_\_\_\_. **Protecting the earth's atmosphere: an international challenge: interim report of Study Commission of the 11th German Bundestag "Preventive Measures to Protect the Earth's Atmosphere**. Bonn, 1989. p. 340-531.

GRACE, J.; LLOYD, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A. C.; MEIR, P.; MIRANDA, H.; MONCRIEFF, J. B.; MASSHEDER, J.; WRIGHT, I. R.; GASH, J. Fluxes of carbon dioxide and water vapor over an undisturbed tropical rainforest in south-west Amazonia. **Global Change Biology**, Oxford, v. 1, p. 1-12, 1995a.

GRACE, J.; LLOYD, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A. C.; MEIR, P.; MIRANDA, H.; NOBRE, C.; MONCRIEFF, J. B.; MASSHEDER, J.; MALHI, Y.; WRIGHT, I. R.; GASH, J. Carbon dioxide uptake by an undisturbed tropical rain forest in South-west Amazonia 1992-1993. **Science**, Washington, v. 270, p. 778-780, 1995b.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Climate change 2001: synthesis report: third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)**. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 398 p.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Land use, land-use change, and forestry: special report of the IPCC**. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 375 p.

JANZEN, H. H.; CAMPBELL, C. A.; IZAURRALDE, R. C.; ELLERT, B. H.; JUMA, N.; MCGILL, W. B.; ZINTNER, R. P. Management effects on soil C storage on the Canadian prairies. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 47, p. 181-195, 1998.

LAL, R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. **Geoderma**, Amsterdam, v. 121, p. 187-195, 2005.

LAL, R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. **Geoderma**, Amsterdam, v. 123 p. 122, 2004.

LAL, R.; KIMBLE, J. M.; FOLLETT, R. F.; COLE, C. V. **The potential of US croplands to sequester carbon and mitigate the greenhouse effect**. Ann Arbor: Sleeping Bear, 1998. 128 p.

MIRANDA, A. C.; MIRANDA, H. S.; LLOYD, J.; GRACE, J.; MCINTYRE, J. A.; MEIR, P.; RIGGAN, P.; LOCKWOOD, R.; BRASS, J. Carbon dioxide fluxes over a cerrado sensu stricto in central Brazil. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 353-363.

PAUSTIAN, K. Modelling soil organic matter dynamics Global challenges. In: REES, R. M.; CAMPBELL, C. D.; WATSON, C. A. (Ed.). **Sustainable management of soil organic matter**. Wallingford: CAB International, 2001. p. 43-53.

SARMIENTO, J. L. That sinking feeling. **Nature**, London, v. 408, p. 155-156, 2000.

SARMIENTO, J. L.; HUGHES, T. M. C.; STOUFFER, R. J.; MANABE, S. Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming. **Nature**, London, v. 393, p. 245-259, 1998.

SCHLESINGER, W. H. **Biogeochemistry**: an analysis of global change. San Diego: Academic Press, 1997. 588 p.

SMITH, P.; POWLSON, D. S.; GLENDINING, M. J.; SMITH, J. U. Opportunities and limitations for C sequestration in European agricultural soils through changes in management. In: LAL, R.; KIMBLE, J. M.; FOLLETT, R. M.; STEWART, B. A. (Ed.) **Management of carbon sequestration in soils**. Boca Raton: CRC, 1997a. p. 143-152, 1997a. (Advances in Soil Science).

SMITH, P.; POWLSON, D. S.; GLENDINING, M. J.; SMITH, J. U. Preliminary estimates of the potential for carbon mitigation in European soils through no-till farming. **Global Change Biology**, Oxford, v. 4, p. 679-685, 1997b.

SMITH, P.; POWLSON, D. S.; SMITH, J. U.; FALLOON, P.; COLEMAN, K. Meeting Europe's climate commitments: quantitative estimates of the potential for carbon mitigation by agriculture. **Global Change Biology**, Oxford, v. 6, p. 525-539, 2000a.

SMITH, P.; POWLSON, D. S.; SMITH, J. U.; FALLOON, P.; COLEMAN, K. Meeting the UK's climate change commitments: options for carbon mitigation on agricultural land. **Soil and Use Management**, Oxford, v. 16, p. 1-11, 2000b.

SMITH, P.; SMITH, J. U.; POWLSON, D. S.; MCGILL, W. B.; ARAH, J. R. M.; CHERTOV, O. G.; COLEMAN, K.; FRANKO, U.; FROLKING, S.; JENKINSON, D. S.; JENSEN, L. S.; KELLY, R. H.; KLEIN-GUNNEWIEK, H.; KOMAROV, A. S.; LI, C.; MOLINA, J. A. E.; MUELLER, T.; PARTON, W. J.; THORNLEY, J. H. M.; WHITMORE, A. P. A comparison of the performance of nine soil organic matter models using datasets from seven long-term experiments. **Geoderma**, Amsterdam, v. 81, p. 153-225, 1997c.

SUBAK, S. Agricultural soil carbon accumulation in North America: considerations for climate policy. **Global Environmental Change**, Guildford, v. 10, p. 185-195, 2000.

WATSON, R. T.; CORE WRITING TEAM (Ed.). **Climate change 2001: synthesis report: third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)**. Cambridge: IPCC: Cambridge University Press, 2001. 397 p.

WATSON, R. T.; NOBLE, I. R.; BOLIN, B.; RAVINDRANATH, N. H.; VERARDO, D. J.; DOKKEN, D. J. **Land use, land-use change, and forestry**: a special report of the IPCC. Cambridge: IPCC: Cambridge University Press, 2000. 377 p.

WIGLEY, T. M. L.; SCHIMEL, D. S. **The carbon cycle**. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 292 p. (Global Change Institute, 6).





# 3

## Modelagem Matemática e Simulação de Sistemas: uma Importante Ferramenta na Pesquisa Agropecuária

Rômulo Penna Scorza Júnior

**Resumo** - A modelagem matemática e a simulação de sistemas, como ferramentas dentro da pesquisa agropecuária, possibilitam a integração e organização do conhecimento sobre os processos que compõem um sistema a ser estudado, permitindo conclusões mais completas e confiáveis. Neste capítulo, abordam-se os principais objetivos da modelagem matemática e simulação de sistemas dentro da pesquisa agropecuária, bem como as vantagens e desvantagens na utilização dessas ferramentas. Com o objetivo de esclarecer e incentivar o uso correto de alguns termos são apresentadas suas definições, além de uma classificação dos modelos com relação as suas funções e níveis de complexidade. São apresentadas também as principais etapas para elaboração e teste de um simulador e modelos matemáticos.

# Mathematical Modelling and System Simulation: an Important Tool for Agriculture Research

**Abstract** - Mathematical modeling and system simulation, as tools for agricultural research, allow the integration of processes for a specified system. This integration occurs in a organized way that results in more reliable and completed conclusions. In this chapter I show the main objectives of mathematical modeling and simulation in the context of agricultural research, and also the advantages and disadvantages of these tools. I also present some term definitions with the aim to clarify and stimulate the correct use of them. A broad model classification is presented based on model function and complexity levels. At the end, the main steps to build and test a simulator and mathematical model are presented.

## Introdução

Nas últimas décadas, os sistemas agrícolas de produção dominantes visavam principalmente o aumento de produtividade, lucro e maior competitividade. No entanto, percebeu-se ao longo do tempo que esses sistemas de produção estavam causando a exploração indevida do meio ambiente e, portanto, a degradação dos ecossistemas, como, por exemplo, degradação dos solos e poluição dos recursos hídricos por pesticidas, fertilizantes e resíduos orgânicos oriundos das atividades agropecuárias. Os possíveis riscos na qualidade de vida de gerações futuras provenientes desses sistemas agrícolas de produção passaram a ser considerados. Diante dessa realidade, iniciou-se um novo modelo de desenvolvimento agrícola, baseado no princípio da *sustentabilidade*. Por agricultura sustentável entende-se “o manejo e conservação dos recursos naturais e a orientação de mudanças tecnológicas e institucionais que assegurem a satisfação das necessidades humanas para a presente e futuras gerações. É uma agricultura que conserva o solo, a água e recursos genéticos animais, vegetais e microrganismos, não degrada o meio ambiente e é tecnicamente apropriada, economicamente viável e socialmente aceitável” (Kitamura, 2002). Diante do novo paradigma de agricultura sustentável, enfatiza-se a importância da crescente relação agricultura/homem/meio ambiente. Com intuito de assegurar a sustentabilidade nessa relação é necessário o conhecimento dos fatores e processos que regem essas relações e, portanto, a necessidade de se visualizar o sistema estudado de forma holística. No entanto, dois problemas surgem quando tentamos a visualização holística de um sistema: (i) sua complexidade devido ao grande número de processos e mecanismos envolvidos e (ii) a visão reducionista por parte dos pesquisadores, que na sua maioria estuda os processos e mecanismos de forma isolada e com interesses específicos. Provavelmente, este último problema esteja relacionado à ausência de uma equipe multidisciplinar para se estudar todo o sistema de forma integrada. Como conseqüência, conclusões bastante simplistas são obtidas de estudos onde se tem uma visão reducionista do problema estudado. A modelagem matemática e a simulação de sistemas, como ferramentas dentro da pesquisa agropecuária possibilitam a integração e organização do conhecimento sobre os processos que compõem um sistema a ser estudado permitindo conclusões mais completas e confiáveis. A modelagem matemática e a simulação de sistemas permitem que se evolua para um estágio de desenvolvimento metodológico mais avançado, onde se

integra de forma organizada o conhecimento gerado em estudos monodisciplinares (Pessoa et al., 1997).

## **Objetivos Gerais da Modelagem Matemática e da Simulação de Sistemas**

Dentre os objetivos gerais que a ferramenta modelagem matemática e simulação de sistemas tem dentro da pesquisa agropecuária pode-se destacar:

- integrar e sintetizar o conhecimento de forma organizada;
- sintetizar os processos que descrevem o sistema em estudo, bem como suas interações;
- auxiliar no dimensionamento de novas linhas de pesquisa;
- auxiliar no planejamento e elaboração de novos experimentos (simulações preliminares podem reduzir a quantidade de experimentos e, portanto, permitir uma economia de tempo e recursos financeiros);
- avaliar o comportamento de fatores que possam induzir o aparecimento de impactos negativos ou indesejáveis ao sistema;
- auxiliar na compreensão das particularidades dos processos que compõem o sistema (isso porque muitos modelos matemáticos descrevem esses processos de maneira bastante detalhada); e
- visualizar o comportamento futuro do sistema através da criação de cenários alternativos que ainda não foram explorados experimentalmente.

## **Vantagens e Desvantagens da Utilização da Modelagem Matemática e da Simulação de Sistemas**

Comparando-se a experimentação tradicional com a ferramenta modelagem matemática e simulação de sistemas, esta última pode apresentar algumas vantagens a saber:

- baixo custo (o custo de execução de um simulador, ou seja, de um programa computacional é bem inferior ao custo de implementação e condução de um experimento de campo ou laboratório. No entanto, o custo

- de criação e manutenção de um programa de computador pode ser alto, dependendo do tempo gasto e do tamanho da equipe técnica envolvida);
- rapidez na obtenção dos resultados (geralmente o tempo de execução de alguns simuladores é bem inferior ao tempo de duração de um experimento de campo e/ou laboratório. Em algumas situações esses simuladores fornecem resultados com tempo de execução em torno de alguns minutos);
  - capacidade de gerar informação completa (isto somente é possível porque esses simuladores são capazes de integrar o conhecimento de forma organizada);
  - possibilidade de criar cenários diversificados (cenários que ainda não foram estudados experimentalmente devido à complexidade e inviabilidade de sua instalação e condução); e
  - possibilidade de identificação e proposição de cenários ideais (cenários esses que mais se ajustam e refletem os objetivos esperados).

No entanto, esta ferramenta também pode apresentar algumas desvantagens, a saber:

- necessidade de validação, ou seja, necessidade de comparação dos valores simulados (preditos) com os valores experimentais (observados ou medidos), com o objetivo de concluir se o simulador utilizado realmente descreve o sistema estudado, indicando assim que os processos descritos pelo simulador de fato refletem o sistema estudado; e
- pode apresentar várias soluções para um mesmo problema. Em algumas situações pode-se ter várias combinações de dados de entrada que levem aos mesmos valores simulados. Isto acontece principalmente quando se obtém os dados de entrada através de calibração do simulador ou modelagem inversa.

## Terminologia

**Sistema** = conjunto estruturado de atributos que descrevem as principais características de um problema e/ou situação real a ser estudada, bem como as relações de dependência entre esses atributos. De uma maneira mais simplista, pode ser definido como uma parte limitada da realidade que contém elementos inter-relacionados (De Wit, 1993).

**Modelo** = representação simplificada de um processo e/ou sistema em uma determinada forma de linguagem.

**Modelo matemático** = representação de um processo em uma linguagem matemática. Como exemplo, tem-se o modelo matemático que descreve a variação da umidade volumétrica do solo em função da profundidade e do tempo (conhecida comumente como equação de Richards):

$$\frac{\partial q}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial y}{\partial z} \right) + 1 - \frac{\partial y}{\partial t} - S \dots\dots\dots (1)$$

onde  $q$  é a umidade volumétrica do solo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $t$  é o tempo (minuto),  $z$  é a distância vertical (cm),  $K$  é a condutividade hidráulica não-saturada ( $\text{cm minuto}^{-1}$ ),  $y$  é o potencial da água no solo (cm) e  $S$  corresponde à taxa de absorção de água pelas raízes da planta ( $\text{minuto}^{-1}$ ).

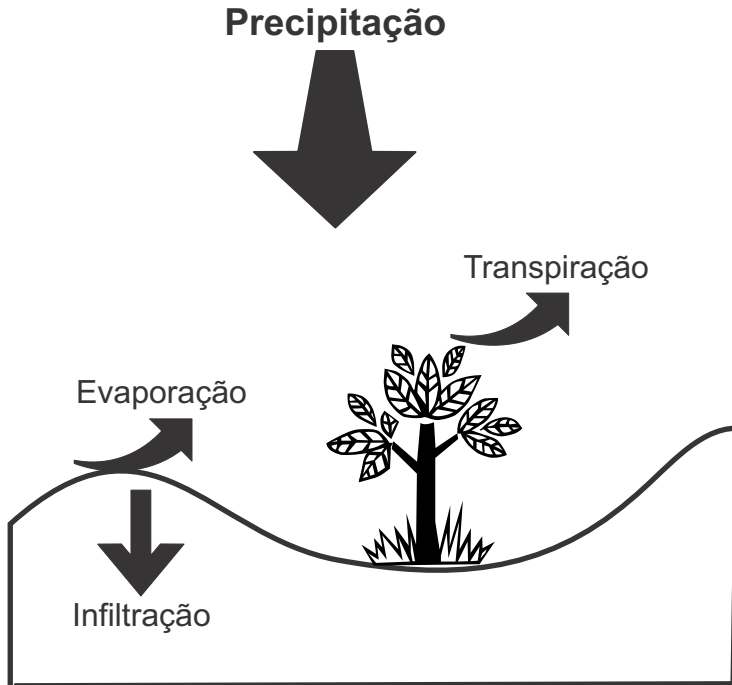
**Simulador** = apresenta um ou mais modelos matemáticos para a descrição do sistema estudado. Neste caso, pode-se citar, como exemplo, o simulador CENTURY (Parton et al., 1988) que integra inúmeros modelos matemáticos para descrição de vários processos que descrevem o sistema “matéria orgânica do solo”.

## Classificação dos Modelos

Os modelos podem ser classificados conforme suas funções e seus níveis de complexidade. Atualmente, existem diferentes propostas de classificação para se agrupar os modelos conforme características comuns. Como o propósito deste capítulo é mostrar os aspectos gerais da ferramenta modelagem matemática e simulação de sistemas, uma classificação mais simples e, portanto, mais generalist, é apresentada.

**1) Modelo conceitual** = são modelos que apresentam de forma clara, objetiva e organizada os principais processos que descrevem o sistema real a ser estudado. Dessa maneira, esses modelos ajudam para uma visão holística do sistema considerado, e a visualizar os processos mais relevantes que serão estudados, bem como suas interrelações. A Fig. 1 mostra um

exemplo de um modelo conceitual que descreve a partição da precipitação na superfície do solo adotada pelo simulador CENTURY. De maneira geral, o total de água proveniente da precipitação é particionado em infiltração, evaporação e transpiração.



**Fig. 1.** Modelo conceitual mostrando a partição da precipitação na superfície do solo adotada pelo simulador CENTURY.

**Fonte:** (Parton et al. (1988).

**2) Modelo matemático** = conforme definido anteriormente, corresponde à descrição de um processo que compõe o sistema estudado utilizando-se da linguagem matemática. Considerando apenas os modelos matemáticos, alguns subtipos são apresentados:

2.1) Modelos descritivos ou empíricos = são os modelos mais difundidos no meio agrônomo. Correspondem a equações matemáticas que apenas representam os dados experimentais de forma aceitável, sem nenhuma preocupação em explicar os processos envolvidos. Como consequência,

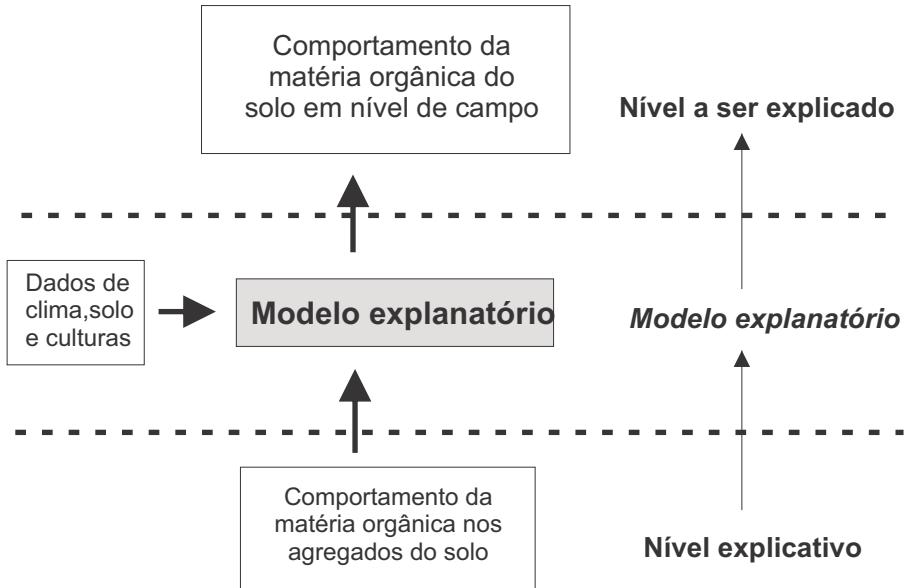
qualquer extrapolação das conclusões para condições diferentes daquelas em que o experimento foi realizado é extremamente perigosa. Dessa forma, esses modelos apresentam uma limitação na sua capacidade preditiva. Como exemplo, tem-se o modelo matemático utilizado para descrever a retenção da água no solo em função do seu potencial matricial (Van Genuchten, 1980):

$$q(Y) = q_r + \frac{q_s - q_r}{\left(1 + |a \times Y|^n\right)^{1-1/n}} \dots\dots\dots (2)$$

onde  $q_r$  é a umidade volumétrica residual ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ),  $q_s$  é a umidade volumétrica saturada ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) e  $a$  e  $n$  são parâmetros específicos de cada solo e obtidos através do ajuste dos dados medidos à equação (2). Para cada tipo de solo estudado, novos valores dos parâmetros  $a$  e  $n$  devem ser obtidos, o que limita então a capacidade preditiva do modelo quando em condições diferentes daquelas em que foram obtidos os dados experimentais.

2.2) Modelos explanatórios = são modelos que buscam descrever os dados experimentais através da explicação dos processos e/ou mecanismos que fazem parte do problema estudado. Na verdade, esses modelos somente são possíveis porque pode-se estabelecer diferentes níveis de organização dentro de um sistema. Esses níveis de organização, por sua vez, podem ser distinguidos por diferentes níveis de integração nos quais os processos ocorrem. Considerando o sistema solo, por exemplo, os diferentes níveis de integração podem ser diferenciados com base na dimensão ou escala do sistema. Partindo-se da menor escala para a maior tem-se: (i) molécula, (ii) partículas de solo, (iii) agregados, (iv) perfil do solo, (v) pedon, (vi) gleba, (vii) bacia hidrográfica e (viii) região. Os modelos explanatórios demandam pelo menos dois níveis de integração. A Fig. 2 mostra um exemplo da aplicação de um modelo explanatório para se estudar a dinâmica da matéria orgânica do solo em condições de campo, com base em dados coletados sobre a sua dinâmica em agregados do solo. Em síntese, os dados provenientes de estudos em laboratório sobre a dinâmica da matéria orgânica em agregados de solo são utilizados para alimentar um modelo explanatório (ou até mesmo um simulador) que, por sua vez, irá explicar o comportamento da matéria orgânica em uma escala maior em nível de campo. Como se observa na Fig. 2, os modelos explanatórios utilizam-se de dois níveis de integração: (i) o nível explicativo (agregados do solo) e (ii) o nível a ser explicado (campo).





**Fig. 2.** Esquema de um modelo explanatório para descrever o comportamento da matéria orgânica do solo em nível de campo, baseado-se no conhecimento obtido em estudos de laboratório, utilizando-se agregados do solo.

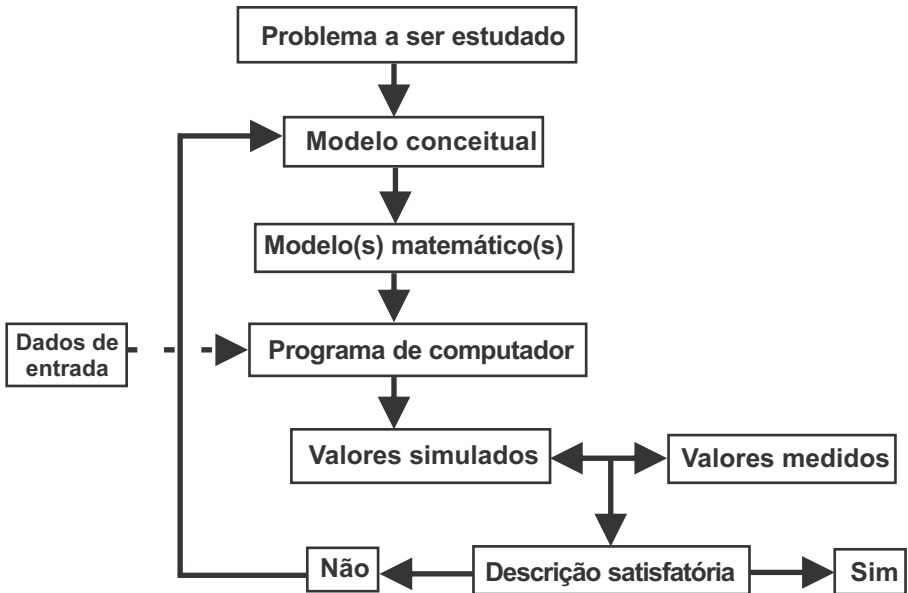
**Fonte:** Adaptado de Boesten (2000).

2.3) Modelos determinísticos = são também chamados de modelos não-probabilísticos. Têm como característica principal a representação dos dados de entrada através de valores únicos. Dessa forma, também geram valores simulados únicos.

2.4) Modelos estocásticos = são também chamados de modelos probabilísticos, já que os dados de entrada podem ser representados por variáveis aleatórias. Entende-se por variáveis aleatórias aquelas que podem ser representadas por uma distribuição de probabilidade, ou seja, designa-se uma probabilidade para sua ocorrência. Conseqüentemente, os resultados simulados correspondem a intervalos de valores e não apenas a valores únicos.

## **Principais Etapas para Elaboração e Teste de um Simulador**

As principais etapas para elaboração e teste de um simulador e/ou modelo matemático são apresentadas na Fig. 3. Inicialmente, deve-se definir e ter um conhecimento bem fundamentado do problema a ser estudado. Posteriormente, há necessidade de se elaborar um modelo conceitual do problema a ser estudado com objetivo de se visualizar os principais processos e mecanismos que definem o sistema bem como suas inter-relações. Como falado anteriormente, o modelo conceitual nos ajuda a ter uma visão holística do sistema estudado. Na etapa seguinte, procura-se descrever os principais processos do sistema em uma linguagem matemática que serão, posteriormente, traduzidos para uma linguagem computacional objetivando a elaboração de um programa que solucionará as equações matemáticas, utilizando um procedimento de solução numérica estável. Este programa computacional será alimentado com os dados de entrada, gerando os valores simulados ou preditos. Esses dados de entrada devem ser obtidos em condições experimentais que sejam semelhantes às do sistema estudado. Em várias situações, a obtenção de alguns desses dados de entrada experimentalmente é dificultada por limitações de custo e infra-estrutura. Dessa forma, procura-se uma complementação com dados provenientes da literatura. Os valores simulados são comparados com os valores observados ou medidos. Após essa comparação, conclui-se se o simulador é capaz de gerar uma descrição satisfatória do sistema estudado, ou seja, se o problema estudado pode ser analisado utilizando-se a técnica da modelagem matemática e simulação de sistemas. Caso a descrição do sistema estudado pelo simulador não seja satisfatória, devem-se rever todos os passos começando-se pela elaboração do modelo conceitual. Pode acontecer de se omitir algum processo que seja importante para descrição do sistema estudado, ou até mesmo que o modelo matemático utilizado para descrição não seja o mais indicado. É importante ressaltar que a obtenção de dados de entrada para o simulador, através de procedimentos experimentais, corresponde a uma parte crucial no teste dos simuladores. Dessa maneira, procedimentos experimentais inadequados (amostragem, procedimentos analíticos, etc.) podem ser uma fonte de erro nas discrepâncias entre os valores simulados e observados.



**Fig. 3.** Principais etapas para elaboração e teste de simuladores.

**Fonte:** adaptado de Boesten (2000).

## Conclusões

Diante da necessidade de se obter conclusões mais completas e confiáveis dos problemas estudados, utilizando-se de recursos financeiros, cada vez mais escassos para pesquisa científica, a ferramenta modelagem matemática e simulação de sistemas, tem exercido um papel fundamental na integração do conhecimento de forma organizada e gerando informações rápidas com baixo custo. Embora ainda não seja uma ferramenta bastante difundida na pesquisa agropecuária brasileira, pesquisadores têm reconhecido o potencial de utilização dessa ferramenta, bem como suas inúmeras vantagens quando encarada de forma complementar à tradicional experimentação de laboratório e campo. Um exemplo tem sido a utilização da modelagem matemática e simulação, em estudos da dinâmica da matéria orgânica no solo, com o uso de vários simuladores, tais como: RothC (Jenkinson, 1990), CANDY (Franko et al., 1996), CENTURY (Parton et al., 1988) e DAISY (Hansen et al., 1991).

## Referências

BOESTEN, J. J. T. I. From laboratory to field: uses and limitations of pesticide behaviour models for the soil/plant system. **Weed Research**, Oxford, v. 40, p. 123-138, 2000.

DE WIT, C. T. Fundamentals of dynamic simulation: philosophy and terminology. In: LEFFELAAR, P. A. (Ed.). **On systems analysis and simulation of ecological processes with examples in CSMP and FORTRAN**. Dordrecht: Kluwer, 1993. p. 3-9.

FRANKO, U.; OELSCHLAGEL, B.; SCHENK, S. Simulation of temperature-, water-, and nitrogen-dynamics using the CANDY model. **Ecological Modelling**, Amsterdam, v. 81, p. 213-222, 1996.

HANSEN, S.; JENSEN, H. E.; NIELSEN, N. E.; SVENDSEN, H. Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter wheat using the Danish simulation model DAISY. **Fertilizer Research**, Hague, v. 27, p. 245-259, 1991.

JENKINSON, D. S. The turnover of organic carbon and nitrogen in soil. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B**, v. 329, p. 361-368, 1990.

KITAMURA, P. C. (Coord.). **O meio ambiente e o compromisso institucional da Embrapa**. Brasília, DF: Embrapa, Assessoria de Comunicação Social, 2002. 87 p.

PARTON, W. J.; STEWART, J. W. B.; COLE, C. V. Dynamics of C, N, P and S in grassland soils: a model. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v. 5, p. 109-131, 1988.

PESSOA, M. C. P. Y.; LUCHIARI JUNIOR, A.; FERNANDES, E. N.; LIMA, M. A. de. **Principais modelos matemáticos e simuladores utilizados para análise de impactos ambientais das atividades agrícolas**. Jaguariúna: Embrapa-CNPMA, 1997. 83 p. (Embrapa-CNPMA. Documentos, 8).

VAN GENUCHTEN, M. Th. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, p. 892-898, 1980.

# 4

## Modelagem Matemática e Simulação da Dinâmica da Matéria Orgânica do Solo

Eduardo de Sá Mendonça  
Luiz Fernando Carvalho Leite

**Resumo** - A dinâmica da matéria orgânica do solo (MOS) é o resultado da interação entre os diversos fatores ambientais e as interferências antropogênicas. O adequado entendimento dessa dinâmica permite melhor manejo do solo, uma vez que a MOS afeta diretamente a sua qualidade e produtividade. O crescente volume de informações sobre os diversos processos envolvidos na dinâmica da MOS, além do grande avanço na capacidade de processamento de dados, tem propiciado o desenvolvimento de eficientes simuladores dessa dinâmica. Vários simuladores vêm sendo utilizados com bons resultados em diversos ecossistemas, principalmente em ambientes temperados. A universalização dos simuladores, no entanto, necessita de maior desenvolvimento para áreas tropicais e subtropicais. Neste capítulo serão revisados os principais aspectos relacionados com a modelagem matemática e simulação da dinâmica da matéria orgânica do solo, sendo discutidos os principais simuladores existentes, suas vantagens e limitações, assim como as possibilidades de sua utilização em ambientes tropicais e subtropicais. Dentre os simuladores disponíveis o Century apresenta-se como um dos mais promissores, demonstrando ótimo potencial para simular a dinâmica da MOS em diversos agroecossistemas. Todavia, ajustes são necessários para aumentar a acurácia do simulador, com a possível inclusão de novas variáveis de entrada e adequação das taxas de decomposição dos compartimentos de carbono às condições tropicais e subtropicais.

## Mathematic Modelling and Simulation of Soil Organic Matter Dynamics

**Abstract** - Soil organic matter (SOM) dynamics results from the interaction among the different environmental factors and anthropogenic interferences. The adequate understanding of these processes allows a better soil management, since soil organic matter affects directly soil quality and productivity. The increasing amount of information on processes involved in SOM dynamics has given the opportunity of developing efficient simulation models. Several models have been used with good results in various ecosystems, mainly on temperate environments. The universalization of those models, however, demands an better development to tropical and subtropical areas. In this chapter, the major aspects of modeling soil organic matter dynamics will be revised, discussing the characteristics of the principal available models, their advantages and limitations, as well as their possibilities for tropical and subtropical environments. Among the available options, Century represents one of the most promising models, showing a good potential to simulate SOM dynamics in several ecosystems. Nevertheless, several adjustments are needed to increase the accuracy of the model, with the possible inclusion of new input variables and the modification of decomposition rates of the different SOM pools under tropical and subtropical conditions.

## Introdução

O solo é considerado um sistema vivo e dinâmico, onde são encontrados milhares de organismos e pequenos animais intimamente associados à matéria orgânica, utilizando-a como fonte de energia e de nutrientes necessários as biossínteses celulares, principalmente dos microrganismos. A energia e os nutrientes disponíveis aos microrganismos são provenientes dos resíduos vegetais e animais e estão contidos numa ampla variedade de compostos orgânicos tais como carboidratos, lignina, proteínas, lipídios e substâncias húmicas. Conseqüentemente, a fração orgânica do solo representa um sistema complexo, constituído de diversas substâncias, sendo sua dinâmica determinada pela incorporação de material vegetal e animal ao solo e pela transformação destes, por meio da ação de distintos grupos de microrganismos, de enzimas e da fauna do solo.

A dinâmica da matéria orgânica do solo (MOS) afeta diretamente a qualidade e produtividade do solo e tem sido objeto de estudo desde o início da Ciência do Solo. Com o aperfeiçoamento dos métodos experimentais, os pesquisadores foram acumulando gradativamente informações importantes sobre a dinâmica do C e do N do solo, o que aumentou a capacidade de manejar a MOS. Simultaneamente, modelos conceituais, envolvendo os processos relacionados à dinâmica da MOS, passaram a ser desenvolvidos. Diversos pesquisadores enfocaram processos individuais, mas faltavam as ferramentas e os conhecimentos necessários para compreender o complexo ambiente solo de uma forma integrada. No entanto, os avanços observados na tecnologia dos computadores, sensoriamento remoto, procedimentos de amostragem e métodos analíticos de laboratório permitiram avanço significativo no conhecimento dos processos de C e N e suas interações.

Os simuladores da dinâmica da MOS surgiram, inicialmente, considerando um único compartimento, evoluindo posteriormente para modelos teóricos mais complexos, com vários reservatórios e processos integrados. Acoplaram-se simuladores de vegetação, fluxos de água e nutrientes no solo e, mais recentemente, sistemas de informação geográficas, tornando-os mais complexos e permitindo a universalização dos mesmos. Com isso, as ferramentas passaram a não somente a ajudar no entendimento dos processos e componentes que controlam a dinâmica da MOS e de seus compartimentos em solos cultivados, mas também a realizar predições acerca de efeitos de mudanças ambientais, testar cenários específicos e desenvolver estratégias para mitigar os efeitos negativos dessas mudanças.

A universalização dos simuladores, no entanto, exige o levantamento de dados e informações sobre os diversos ecossistemas do planeta, para que os mesmos possam ser adequadamente parametrizados. A maioria dos trabalhos, até o momento, focou em ambientes de clima temperado, sendo muito pouco feito para áreas tropicais. Neste capítulo são revisados os principais aspectos relacionados à modelagem matemática e simulação da dinâmica da matéria orgânica do solo, sendo discutidos os principais simuladores existentes, suas vantagens e limitações, assim como o estado da arte em ambientes tropicais.

## **Composição da Matéria Orgânica do Solo**

A matéria orgânica do solo (MOS) pode ser classificada em matéria orgânica viva e morta. A matéria orgânica viva, que raramente ultrapassa o teor de 4% do carbono orgânico total do solo (COT), pode ser subdividida em três compartimentos: raízes (5%-10%), macrorganismos ou fauna do solo (1%-30%), e microrganismos (60%-80%). O componente morto da matéria orgânica pode contribuir com cerca de 98% do COT, podendo ser subdividido em matéria macrorrgânica e húmus. A matéria macrorrgânica, ou fração leve, geralmente é a menor fração da matéria orgânica morta, contendo cerca de 10%-30% do teor total de carbono orgânico do solo. Em solos do Rio Grande do Sul, Bayer et al. (1999) verificaram que essa fração da MOS representou 10%-16% do COT, em virtude das condições climáticas favoráveis (altas temperaturas e umidade) à atividade microbiana. Por outro lado, em Minas Gerais, em um Argissolo Vermelho-Amarelo sob plantio direto, plantio convencional e Floresta Atlântica, o carbono da fração leve representou 9%, 11% e 33% do COT, respectivamente, para a camada de 0-10 cm (Leite et al., 2003). Basicamente, essa fração é composta por resíduos de plantas em vários estágios de decomposição. Alterações nos estoques de matéria orgânica leve do solo são indicativos em curto prazo dos efeitos dos sistemas de manejo do solo.

O húmus é um compartimento que consiste de substâncias húmicas e não-húmicas. As substâncias não-húmicas podem contribuir com 30% desse compartimento e são grupos de compostos orgânicos bem caracterizados, tais como carboidratos, lipídios, ácidos orgânicos, pigmentos e proteínas. As substâncias húmicas, que contribuem com cerca de 70% do compartimento



húmus, consistem de moléculas humificadas em arranjos complexos, não bem caracterizadas quimicamente. Esse compartimento é o principal componente da MOS, consistindo na reserva orgânica do solo e, por isso, a maior parte da pesquisa com matéria orgânica está voltada para o estudo dessa fração.

O material humificado consiste de uma série de polieletrólitos de coloração amarelada à preta, com grande peso molecular e muito ácido. Essas substâncias são formadas por reações secundárias de síntese e têm propriedades distintas dos biopolímeros de organismos vivos, incluindo a lignina das plantas superiores. No solo, podem ser adsorvidas pelos colóides argilosos, formando complexos argilo-húmico, ou reagir, por exemplo, com os íons  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Al}^{3+}$ , ficando, nessas condições, mais resistentes à biodegradação. Algumas frações húmicas do solo podem subsistir durante alguns anos e chegar, até mesmo, a 20 mil anos. Por outro lado, há casos em que a duração da fração húmica do solo é muito curta, como, por exemplo, em solos tropicais, com baixos teores de argila.

## Compartimentalização da Matéria Orgânica do Solo

Definir a qualidade, disponibilidade e atividade dos nutrientes nos substratos orgânicos em diferentes compartimentos do solo é a chave para entender e descrever os processos de mineralização-imobilização dos nutrientes na forma orgânica. Independente da forma orgânica do nutriente, a matéria orgânica dos diferentes tipos de solos difere quanto à qualidade e habilidade de suprir nutrientes às plantas. Assim, a tentativa de compartimentalizar a MOS pode ser um bom instrumento para se compreender o seu potencial de fornecimento de nutrientes. Com base em vários trabalhos, Duxbury et al. (1989) sugeriram a organização da MOS em compartimentos protegidos e não-protégidos (Tabela 1).

Os compartimentos não-protégidos BIO (biomassa microbiana) e LAB (lábil) se caracterizam pela biomassa microbiana e pelos resíduos vegetais e microbianos parcialmente decompostos e seus respectivos produtos de transformação. O tamanho desses compartimentos está diretamente relacionado com o aporte de material orgânico e sua taxa de decomposição. O

**Tabela 1.** Compartimentos da matéria orgânica do solo, generalizando a taxa de ciclagem e hipótese dos controles primários do tamanho dos compartimentos.

Compartimentos	Tempo de Ciclagem	Controle do tamanho dos compartimentos
<u>. NÃO-PROTEGIDO</u>		
- BIO (biomassa microbiana)	2,5 anos em clima temperado e 0,25 ano em clima tropical úmido	Disponibilidade de substrato (CA)
- LAB (lábil)	20 anos em clima temperado e 5 anos em clima tropical úmido	Clima e disponibilidade de substrato (CA) (CI)
<u>. PROTEGIDO</u>		
- Matéria orgânica quimicamente protegida (proteção coloidal)	1.000 anos	Mineralogia e textura do solo (CI) (CP)
- Matéria orgânica fisicamente protegida (proteção estrutural)	Dependente do manejo do solo (resistência física)	Sistemas de preparo do solo, quebra de agregados textura do solo (CP)

CA = Compartimento ativo - macroagregados; CI = Compartimento intermediário - microagregados dentro de macroagregados; CP = Compartimento passivo - intra microagregados.

**Fonte:** Adaptado de Duxbury et al. (1989).

compartimento BIO pode representar até 4% do COT. Leite et al. (2003) avaliaram, em um Argissolo Vermelho-Amarelo, a proporção carbono da biomassa microbiana em relação ao carbono orgânico total ( $C_{mic}/COT$ ) e verificaram, na profundidade de 0-10 cm, maiores valores para o solo sob Floresta Atlântica (2,6%) e sob plantio direto (2,3%) em relação ao solo sob preparo convencional (2,2%). Esta tendência também foi observada, em um Latossolo Roxo do Paraná, sob sistema plantio direto (1,18% a 1,68%) e convencional (1,16% a 1,48%), nas profundidades de 0-5, 5-10 e 10-15 cm (Balota et al., 2004). O compartimento BIO é o de menor tempo de ciclagem da MOS e é composto por células vegetativas em plena atividade funcional, o que o torna um importante reservatório de nutrientes potencialmente disponíveis

às plantas. Portanto, é esperado que a ciclagem dos nutrientes nos compartimentos não-protégidos (BIO e LAB) seja alta, fazendo com que os tamanhos destes compartimentos de carbono e de nutrientes sejam menores em regiões tropicais do que em regiões temperadas. Por outro lado, sistemas de manejo, como o plantio direto, que priorizam o aporte de matéria orgânica ao solo, devem favorecer um aumento significativo desses compartimentos. Os nutrientes presentes nos compartimentos BIO e LAB têm uma taxa de ciclagem rápida, ficando prontamente disponíveis às plantas ou sendo perdidos por lixiviação (principalmente o nitrogênio), dependendo do sincronismo entre taxa de mineralização e absorção de nutrientes pelas plantas. Atualmente, pode-se assumir que cerca de 5% do carbono (C) e nitrogênio (N) totais do solo estão estocados em células vivas.

Os tamanhos dos compartimentos físico e quimicamente protegidos estão relacionados com o manejo, a textura e a mineralogia do solo (Tabela 1). A maior parte da matéria orgânica e dos nutrientes do solo está nesses compartimentos. O tempo de ciclagem dos nutrientes é controlado pelo grau de proteção, intra e inter-microagregados, e pelo grau de interação do nutriente com a matéria orgânica. Os nutrientes que interagem com a matéria orgânica por meio de ligações eletrostáticas estarão prontamente disponíveis para serem absorvidos pelas plantas, enquanto aqueles que formam quelatos com a matéria orgânica quimicamente protegida terão um tempo de ciclagem maior. O tempo de ciclagem varia muito com o manejo e de como o nutriente pode interagir com a matéria orgânica. Como exemplos, tem-se o N orgânico que pode estar na forma aminada ou participando do anel heterocíclico; ou o Ca do sítio de troca, ligado por ligações eletrostáticas, ou o Ca fortemente ligado à matéria orgânica de uma forma não disponível às plantas, formando quelatos com as substâncias húmicas; ou mesmo o P imobilizado nas células microbianas.

No Rio Grande do Sul, Bayer et al. (1999) avaliaram a estabilidade da MOS em três solos diferentes, submetidos ao sistema plantio direto e ao preparo convencional. As taxas de decomposição ( $K_2$ ) da MOS no SPD, calculadas como a relação *adição anual efetiva* ( $AK_e$ ) de C/conteúdo de C no solo (0-17,5 cm), variaram de 4,9% no Argissolo Vermelho-Amarelo a 2,9% no Argissolo Vermelho-Escuro e 1,2% no Latossolo Vermelho distroférico e foram inversamente proporcionais aos teores de argila, óxidos de ferro e caulinita desses solos. No Argissolo Vermelho-Escuro a taxa de decomposição do MOS no preparo convencional foi 86% maior que a

verificada no plantio direto. Entretanto, no Latossolo Vermelho distroférico, que apresentava teores bem mais elevados de argila, caulinita e óxidos de ferro, a taxa de decomposição da MOS no preparo convencional foi apenas 17% mais elevada que a do sistema plantio direto. Estes resultados evidenciaram o maior efeito (em termos relativos) dos sistemas de manejo no teor de matéria orgânica em solos mais arenosos e o importante papel da estabilização física da matéria orgânica em solos tropicais e subtropicais (Bayer et al., 1999).

No sistema plantio direto, o aporte constante de resíduos orgânicos ao solo favorecerá a ciclagem, independente da forma com que o nutriente esteja ligado à matéria orgânica do solo. Contudo, quando o aporte orgânico é dominado por material de baixa taxa de decomposição (ex.: materiais ricos em lignina ou polifenóis e, ou, de elevada relação C/N), ocorrerá o favorecimento do processo de humificação e, conseqüentemente, acúmulo de matéria orgânica e de nutrientes nos compartimentos protegidos. Os nutrientes presentes nesses compartimentos servirão como reserva do solo, pois terão baixa taxa de mineralização e, conseqüentemente, menor disponibilidade às plantas. Por outro lado, quando no aporte orgânico há predomínio de materiais vegetais de rápida decomposição, haverá favorecimento no aumento dos compartimentos BIO e LAB, acarretando uma ciclagem mais rápida dos nutrientes.

Estes compartimentos podem ser determinados por meio de métodos analíticos, como por exemplo, técnicas de fracionamento, por granulometria ou por densidade, ou por modelos de simulação de longa duração (2.000-3.000 anos).

## **Modelagem da Dinâmica da Matéria Orgânica do Solo**

### **Histórico**

Um dos primeiros simuladores de dinâmica da MOS foi o desenvolvido a partir do trabalho de mineralização potencial de Stanford & Smith (1972), embora trabalhos mais antigos esboçassem os primeiros esforços de modelagem da dinâmica da MOS, como os trabalhos de Jenny (1941), Henin & Dupuis (1945) e Olson (1963). Entre as principais modificações ocorridas nos últimos 30

anos nos estudos de dinâmica da MOS está o desenvolvimento de modelos de simulação da dinâmica da matéria orgânica e dos processos associados em um agroecossistema. Isto se tornou possível por meio da adoção de computadores com velocidade e memória suficientes, possibilitando simulação de sistemas e subsistemas do solo integrados (Shaffer et al., 2001).

A origem dos simuladores da dinâmica da MOS, com uso de computador, ocorreu no início dos anos 70, com a criação de modelos de ciclagem de C e N, reportado por Dutt et al. (1972), nos Estados Unidos e Beek & Frissel (1973) na Europa. Esses modelos foram os primeiros a associar C e N e relacionar os subprocessos de um sistema solo-cultura-nutriente em um simulador integrado. A partir disso, diversos simuladores da dinâmica da MOS foram surgindo, tais como aqueles desenvolvidos por Hunt (1978) e Anderson (1979). Nos anos 80, o interesse na modelagem agrícola aumentou devido à importância crescente da temática ambiental e, por isso, outros simuladores de dinâmica de MOS foram criados em consonância com os simuladores de crescimento de culturas, tais como o NCSOIL (Molina et al., 1983), EPIC (William & Renard, 1985), CERES (Ritchie et al., 1986) e CENTURY (Parton et al., 1987), nos Estados Unidos; e PAPRAN (Seligman & Van Keulen, 1981) e SOILN (Johnsson et al., 1987) na Europa. No final dos anos 80 e início dos anos 90, foram desenvolvidos outros simuladores, com maior grau de refinamento e que incluíam submodelos de dinâmica de N, como por exemplo, DAISY (Hansen et al., 1990), VERBERNE (Verberne et al., 1990), SUNDIAL (Bradybury et al., 1993), CENTURY (Parton & Rasmussen, 1994), CANDY (Franko et al., 1996), DNDC (Li, 1996), ROTHC (Coleman & Jenkinson, 1996), SOILN (Eckersten et al., 1996) e ECOSYS (Grant, 1997). Após a década de 90, a modelagem foi modificada e otimizada com o desenvolvimento de interfaces gráficas; aumento no enfoque das interações dos processos com o ambiente; aplicação do sistema de modelagem Stella; e a introdução dos simuladores interativos com internet (Shaffer et al., 2001).

## **Compartimentos e estrutura dos modelos de MOS**

O monitoramento das mudanças de uma forma de C para outra e de um compartimento ambiental para outro tem sido usado como base para simular a dinâmica das transformações do C orgânico do solo e os processos de ciclagem de C. Como as técnicas analíticas tornaram-se mais sofisticadas, os simuladores também passaram a ser mais refinados. Jansson (1958), usando

isótopo  $^{15}\text{N}$  para monitorar as transformações do N do solo, foi o primeiro a propor que a MOS pudesse ser dividida em fases (ou compartimentos) ativas e passivas. Jenkinson & Rayner (1977) aplicaram os mesmos princípios para as transformações do C orgânico do solo e assumiram que os compostos de C em um compartimento teriam reatividades similares. Com o advento de técnicas para estimativa da biomassa microbiana do solo, a maioria dos simuladores passou a incluir pelo menos três compartimentos de reatividades diferentes: ativo ou lábil, com tempo de ciclagem muito rápido (< 10 anos), intermediário (100 a 1.000 anos) e passivo (> 1.000 anos). Por não terem identidade física ou representar diferentes frações químicas no solo, é extremamente difícil caracterizar adequadamente a natureza física e química desses compartimentos, embora diversas tentativas tenham sido feitas para se avaliar fracionamentos e técnicas analíticas capazes de mensurá-los. Em geral, o compartimento ativo tem sido associado a soma do C da biomassa microbiana, obtida pelos processos de fumigação-extração ou irradiação-extração, e o C extraído pelo  $\text{K}_2\text{SO}_4$ , das amostras não fumigadas ou não irradiadas (Metherell et al., 1993; Motavalli et al., 1994). Para o compartimento intermediário ou lento, tem sido sugerido que a matéria orgânica particulada, obtida por meio de fracionamento por granulometria (Cambardella & Elliot, 1992), ou o carbono da fração leve, identificado por meio de flotação em líquido de alta densidade (Janzen et al., 1992), possam representá-lo nos estudos em solos tropicais (Capítulo 5). O compartimento passivo tem sido obtido por diferença, i.e. o COT menos a soma dos compartimentos ativo e lento, desde que, não há ainda, um método analítico que possa ser associado ao compartimento teórico, pressuposto nos modelos de simulação. Por outro lado, nos estudos de Leite et al. (2003), observaram-se valores muito próximos do compartimento passivo obtido por diferença e àquele determinado pela soma das substâncias húmicas, o que pode indicar a necessidade de se testar essa associação, para validação deste pressuposto, em outros ambientes.

O número de compartimentos nos simuladores da dinâmica da MOS pode variar. Alguns simuladores consideram a MOS unicompartmental, como o proposto por Henin & Dupuis (1945) e aplicado por Woodruff (1949) para o nitrogênio. Outros simuladores, como o Century, apresentam maior complexidade e consideram a MOS distribuída em vários compartimentos. A vantagem dos simuladores unicompartmentais reside na sua maior simplicidade, uma vez que consideram a matéria orgânica como sendo uniforme no solo. Esta simplificação facilita a sua aplicação e a verificação das

predições, levando à obtenção de taxas de mineralização médias e, conseqüentemente, taxas de perda de C e N específicas para cada local. Além disso, as facilidades na obtenção dos dados e nos cálculos de estimativas são vantagens associadas ao uso desse tipo de simulador. Por outro lado, a mesma simplificação gerada por considerar essa matéria orgânica uniforme, constitui-se numa limitação, pois há diversos processos ocorrendo simultaneamente e há compostos com tempos variáveis de permanência no solo, em função dos mecanismos de estabilização (Parton et al., 1987; Fernandes, 2002).

Os fluxos de C entre os compartimentos formam a estrutura dos simuladores da dinâmica da MOS. Cada compartimento é caracterizado pela sua posição na estrutura do simulador e pela sua taxa de decomposição. Estas taxas são usualmente expressas por cinética de primeira ordem em relação à concentração (C) do compartimento, dada por:

$$dC/dt = -kC, \dots\dots\dots (1)$$

onde t é tempo. A taxa constante k de cinética de primeira ordem é associada ao tempo requerido para reduzir pela metade a concentração do compartimento quando não existe aporte. A meia vida dos compartimentos ( $t_{1/2} = (\ln 2)/k$ ), ou seu tempo de reciclagem ( $t_{rec} = 1/k$ ) são algumas vezes usados ao invés de k para caracterizar a dinâmica dos compartimentos; quanto menor a taxa constante de decomposição, maior a meia vida, o tempo de reciclagem e a estabilidade do compartimento orgânico.

A estrutura dos simuladores é fundamentada na pressuposição de que os compartimentos da MOS são anéis de uma cadeia ligada por fluxos de C, constituindo-se assim em um catenário de seqüência de substratos. Esta seqüência representa o C deslocando-se dos resíduos vegetais e animais para a biomassa microbiana do solo e para compartimentos orgânicos de maior estabilidade (Fig. 1).

Na maior parte dos simuladores, o fluxo de saída de qualquer compartimento orgânico é dividido para um compartimento microbiano, para outro compartimento orgânico e, sob condições aeróbicas, para CO<sub>2</sub>. Essa divisão simula as atividades anabólicas e catabólicas simultâneas e o crescimento de população microbiana a partir do uso de determinado substrato e ocorre com base em duas características: eficiência microbiana (utilização) e fator de

estabilização (humificação), que controlam o fluxo do C decomposto para os compartimentos da biomassa e do húmus, respectivamente. Outras formas de parametrização têm sido propostas. Por exemplo, o produto da decomposição de cada compartimento orgânico do simulador RothC é alocado para os compartimentos BIO, HUM e CO<sub>2</sub> e tem relação direta com o conteúdo de argila (Fig. 2). Em alguns simuladores a divisão dos fluxos de entrada para as formas lábeis e resistentes é realizada a partir da especificação de determinada variável. No simulador Century os resíduos superficiais são divididos em compartimentos estruturais e metabólicos de acordo com a relação lignina/nitrogênio (L/N) (Fig 3).

Nem todos os processos de decomposição induzem o crescimento

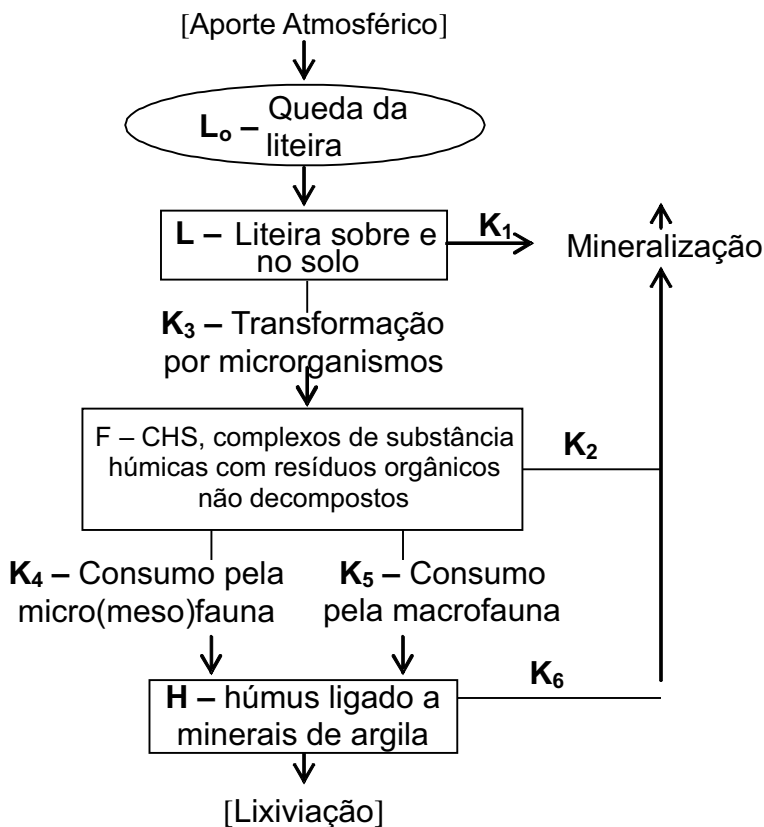


Fig. 1. Compartimentos e fluxos do simulador SOMM.

Fonte: Chertov & Komarov, (1996).



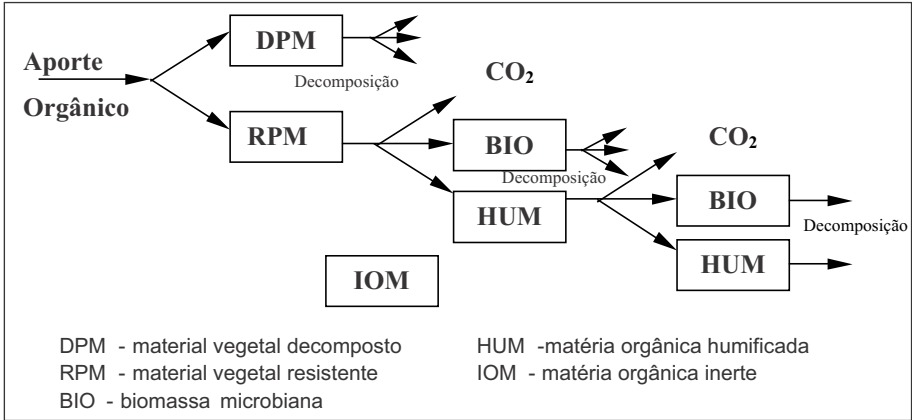


Fig. 2. Compartimentos e fluxos de carbono no simulador RothC.

Fonte: Coleman, & Jenkinson (1996).

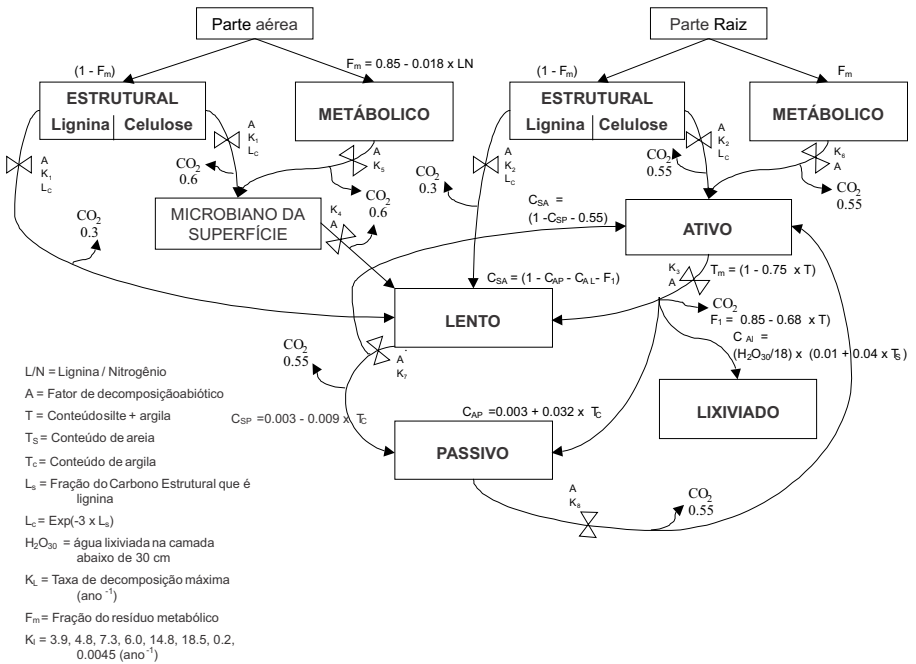


Fig. 3. Compartimentos e fluxos de carbono no simulador Century.

Fonte: Parton et al. (1987).

microbiano. No Century, a fração lignina dos resíduos vegetais é alocada diretamente para o compartimento lento com liberação líquida de  $\text{CO}_2$ , mas sem qualquer contribuição concomitante para os compartimentos microbianos, por isso, simulando a atividade de exoenzimas (Fig. 3). O simulador Verberne pressupõe que os microrganismos mortos são compostos de três frações: material microbiano não protegido; o mesmo material, mas protegido contra imediata decomposição e compostos recalcitrantes. Estas frações são decompostas pelos microrganismos com formação de  $\text{CO}_2$  e biomassa microbiana. Por outro lado, há fluxos de C a partir do compartimento recalcitrante para o compartimento protegido e do compartimento protegido para os compartimentos estáveis, sem produção de  $\text{CO}_2$ , ou crescimento microbiano. As atividades de exoenzimas não são simuladas nos modelos RothC e NCSOIL.

O C da biomassa microbiana representa pequena fração do COT (1%-5%), embora seja fundamental pela rápida reciclagem e participação na maioria dos processos metabólicos. Apesar do papel central, os simuladores utilizam diferentes representações dos compartimentos microbianos e dos fluxos associados. O RothC representa a biomassa microbiana como um único compartimento (BIO). O NCSOIL utiliza dois compartimentos diferenciados pelas taxas de decomposição. O Century distingue entre os microrganismos responsáveis pela decomposição dos resíduos vegetais e os microrganismos do solo que utilizam os resíduos do sistema radicular e a MOS como fonte de energia e nutrientes. A maior complexidade é estabelecida pelo Verberne, no qual cada solo tem a capacidade de proteger a população microbiana da decomposição. Os microrganismos protegidos apresentam taxa de decomposição de  $0,5\% \text{ dia}^{-1}$  e os não protegidos decompõem-se em taxa maior,  $70\% \text{ dia}^{-1}$ .

## **Problemas associados aos simuladores de MOS**

Apesar dos benefícios, os simuladores da dinâmica da MOS apresentam também problemas, principalmente quando se pretende aplicá-los em nível regional. O problema mais referenciado é a utilização de modelos para condições diferentes daquelas usadas para a parametrização. A maior parte dos modelos foi originalmente desenvolvida para uso em ecossistemas específicos e uma faixa limitada de tipos de solos. Estas dificuldades, no

entanto, podem ser superadas pela identificação dos pontos críticos do modelo e a avaliação feita com dados da região com a qual se pretende estudar, certificando-se de que o desempenho é satisfatório e, se necessário, calibrando para condições específicas dos locais.

A simulação da dinâmica do C orgânico em profundidade torna-se ineficiente na maioria das vezes, pois muitos dos simuladores são parametrizados para profundidades superficiais. O RothC, por exemplo, foi originalmente desenvolvido para simular os primeiros 23 cm de solo, enquanto Century foi criado para simular a profundidade de 0 a 20 cm. Em alguns estudos com o RothC assumiu-se que a maioria do carbono concentrava-se nas camadas mais superficiais do solo, mas aplicou-se o modelo com mesma taxa de reciclagem de matéria orgânica até a profundidade de 1 m (Smith et al., 1999). As diferenças na dinâmica do C orgânico em profundidade causam sérias implicações na dinâmica total da matéria orgânica de um ecossistema.

Todos os simuladores da dinâmica da MOS são altamente dependentes da qualidade e da quantidade de aporte de C para o sistema solo. A qualidade da liteira é freqüentemente expressa pela relação C:N ou lignina:N, ou ajustada empiricamente a partir de uma relação específica material resistente/material decomponível (McGill, 1996). Para estimar a quantidade de C retornado ao solo, fator crítico na determinação acurada da dinâmica da MOS, alguns simuladores (ex.: Century) apresentam submodelos simples de produtividade primária líquida (PPL) que fornecem aporte de C para várias culturas, outros (ex.: Sundial) tem valores de aportes de C para várias espécies vegetais, obtidos por meio da literatura, enquanto outros (ex. RothC), requerem que o aporte de C pela planta seja informado. Para quaisquer dessas aproximações, pequenos erros na quantidade de C da planta retornado ao solo pode induzir grandes erros na predição da dinâmica da MOS. Por esta razão, o C da planta, retornado ao solo, deve ser estimado efetivamente em qualquer aplicação do modelo.

Inicialmente, os simuladores são testados com dados coletados de experimentos detalhados e bem controlados, embora nem sempre haja disponibilidade de informações minuciosas para todos os locais que se pretende simular. Se por um lado é possível coletar dados de boa qualidade para características do solo, por meio de amostragem de solo e para dados de uso de solo e recentes mudanças no uso da terra, a partir de sensoriamento remoto (fotografia aérea e imagens de satélites), é freqüentemente mais difícil obter informações confiáveis acerca do histórico do manejo. Os detalhes do

histórico do uso da terra são essenciais para estabelecer tamanhos dos compartimentos iniciais de MOS, pois áreas cultivadas há dez anos terão, por exemplo, características bem diferentes daquelas cultivadas há duzentos anos (Smith et al., 1999).

Além desses problemas, em alguns simuladores, como o Century, o número de variáveis a ser parametrizado é muito grande e para algumas é difícil obter os dados experimentais, mesmo por meio da literatura. Ainda, as variáveis de saída são muitas e em diferentes submodelos, o que também dificulta sua utilização.

## O Simulador Century

### Pressupostos

O Century, versão 5.0, foi desenvolvido com o objetivo de simular a dinâmica de C e de nutrientes (N, P e S) e tem sido amplamente testado e aplicado em diversos biomas naturais e cultivados, tipos de solos e climas (Falloon & Smith, 2002). As principais variáveis de entrada do modelo são: temperatura do ar, precipitação mensal, conteúdo de lignina do material vegetal, conteúdo de N, P e S do material vegetal, textura do solo, aporte de N do solo e da atmosfera e teor inicial de C, N, P e S nos diferentes compartimentos do solo. O modelo contém vários submodelos, tais como, o submodelo de água, o submodelo de produção vegetal e o submodelo de dinâmica da MOS.

O submodelo de MOS consiste de três compartimentos: a) ativo, que está relacionado com os microrganismos e seus produtos, e que apresenta tempo de reciclagem de um a cinco anos; b) intermediário ou lento, material resistente de lignina e produtos microbianos estabilizados no solo, com tempo de reciclagem de 20 a 40 anos; e c) passivo, associado à matéria orgânica física e quimicamente protegida, com tempo de reciclagem de 200 a 500 anos.

No Century, a decomposição dos resíduos vegetais é decorrente da atividade microbiana, com perda de CO<sub>2</sub> devido à respiração microbiana. O material vegetal é dividido em estrutural (compartimento mais recalcitrante de difícil decomposição) e metabólico (compartimento prontamente decomponível pela ação microbiana). A divisão dos resíduos nesses compartimentos é controlada pela relação lignina:N. Quanto maior essa relação, maior a

proporção de carbono do resíduo que é alocado no compartimento estrutural. A fração lignina não é alocada para o compartimento ativo, mas incorporada diretamente ao compartimento lento da MOS, quando o material estrutural se decompõe. Essa alocação da lignina para MOS lenta é baseada em dados de incubação, determinados em laboratório com material de lignina marcado, que evidenciam pequena fração (< 2 %) da lignina encontrada na biomassa microbiana, com a maior parte (70%) sendo estabilizada no solo (Stott et al., 1983). Além da lignina, algumas plantas tropicais apresentam altos teores de polifenóis, especialmente sob condições de estresse ambiental (Palm, 1995). Esses compostos podem competir com os microrganismos pelo N, acarretando redução na taxa inicial de decomposição do material vegetal. Talvez simuladores como o Century, que objetivem simular a dinâmica da MOS em região tropical, possam melhorar sua capacidade preditiva com a incorporação dessa informação. Similarmente à lignina, a textura do solo apresenta papel importante no fluxo de C entre os compartimentos. A taxa de reciclagem da MOS ativa decresce linearmente com o aumento do conteúdo de silte mais argila, enquanto a eficiência de estabilização da MOS lenta aumenta. A formação da MOS passiva e os fluxos de C da MOS ativa para MOS passiva e da MOS lenta para a MOS passiva são dependentes do conteúdo de argila. Maiores detalhes dos pressupostos e das equações que controlam o fluxo de C nos compartimentos de MOS no modelo Century, podem ser observados no trabalho de Leite & Mendonça (2003).

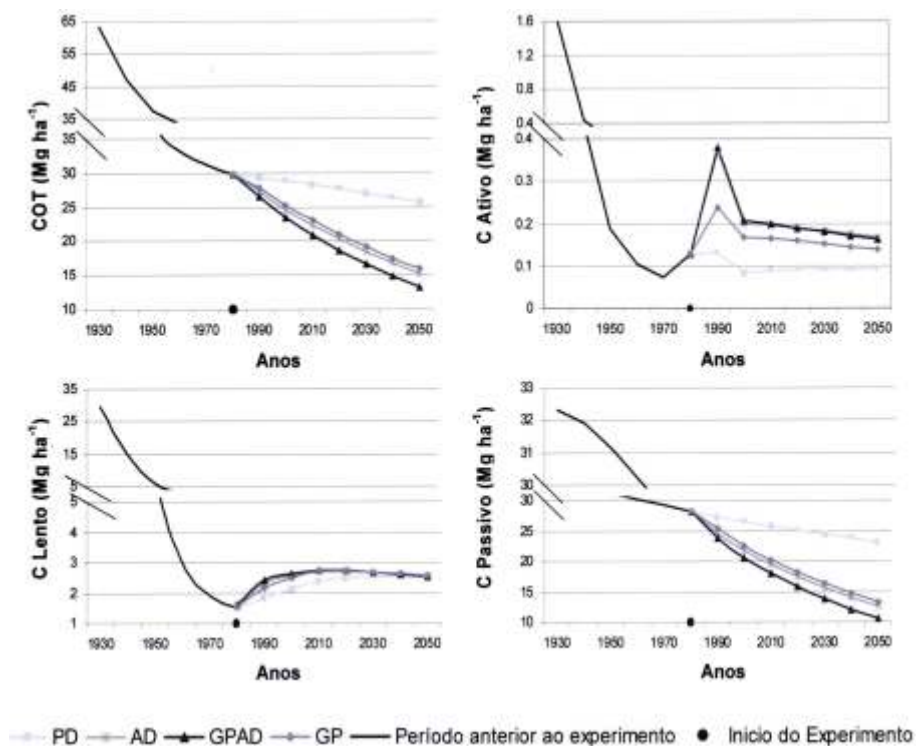
Os submodelos de N, P e S são semelhantes aos do C. Em cada compartimento da MOS tem uma faixa de relação C:nutriente que permite a ciclagem, baseada no modelo de McGill & Cole (1981). O N é estabilizado em associação direta com o C. Dessa forma, a relação C:N que controla o processo é mais estreita do que C:P e C:S. A relação C:nutriente é função da quantidade de cada elemento no compartimento lábil inorgânico. Essa relação regula a partição entre os processos de mineralização e imobilização. A taxa de decomposição é reduzida se a quantidade de um elemento é insuficiente para atender a demanda de imobilização promovida pelo microbiota do solo.

## **Simulações com o modelo Century em solos tropicais**

São escassos os estudos com o modelo Century em solos subtropicais e tropicais. Há apenas alguns trabalhos em que são feitas simulações, em longo prazo, da dinâmica da MOS sob diferentes sistemas agrícolas e quase nenhum que compare os estoques de COT e de C nos compartimentos ativo, lento e passivo, medidos por meio de métodos analíticos e simulados pelo Century.

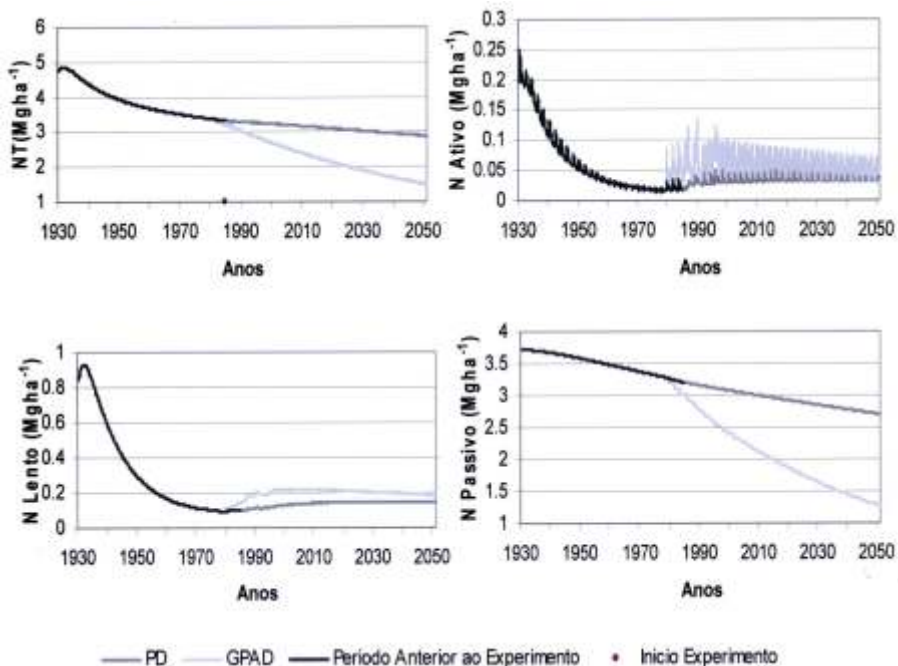
No trabalho de Leite et al. (2004), em um Argissolo Vermelho-Amarelo, em Viçosa, MG, o modelo Century simulou a dinâmica da MOS, desde a derrubada da Floresta Atlântica, em 1930, e conseqüente adoção da agricultura convencional, até o período experimental (1984-2000), com aplicação dos tratamentos (plantio direto, arado de disco, grade pesada + arado de disco e grade pesada), e estendendo-se até o ano de 2050. Em todos os sistemas, inclusive no plantio direto, foi observado declínio nos estoques de COT e dos compartimentos de C, o que indicou a necessidade de mudanças nas estratégias de manejo, como por exemplo a inclusão de culturas de cobertura de elevado aporte de resíduos (Fig. 4). Houve redução também nos estoques de N total e dos compartimentos de N (ativo, lento e passivo), embora no sistema plantio direto tenha-se observado uma tendência de recuperação desses estoques (Fig. 5).

Parton et al. (1989) utilizaram o Century para simular a dinâmica da MOS em uma floresta no Havaí (EUA), uma pradaria na Tanzânia e um agroecossistema tropical no Peru. Os autores observaram similaridade entre os estoques de C orgânico total, medidos e simulados pelo modelo. No entanto, em um dos locais (Tanzânia), Parton et al. (1989) observaram subestimação pelo simulador dos estoques de C orgânico total e atribuíram à mineralogia diferente daquela usada na parametrização do Century.



**Fig. 4.** Simulação pelo modelo Century da dinâmica do carbono orgânico total (COT) e dos compartimentos de carbono (C) em um Argissolo Vermelho-Amarelo, em Viçosa, MG. PD: plantio direto; AD: arado de disco; GPAD: grade pesada + arado de disco; GP: grade pesada.

**Fonte:** adaptado de Leite et al. (2004).



**Fig. 5.** Simulação pelo modelo Century da dinâmica do nitrogênio total (NT) e dos compartimentos de nitrogênio (N) em um Argissolo Vermelho-Amarelo, em Viçosa, MG. PD: plantio direto; GPAD: grade pesada + arado de disco.

**Fonte:** adaptado de Leite et al. (2004).



No Brasil, Fernandes (2002) observou em um Argissolo Vermelho, no Rio Grande do Sul, sob sistemas de preparo e de culturas, que os estoques de COT, simulados pelo modelo Century, foram super e subestimados em relação aos estoques medidos no solo sob sistema convencional (aração e gradagem) e no solo sob sistema plantio direto, respectivamente. Nos estudos de Leite et al. (2004), os estoques de COT nos solos sob sistemas de preparo, medidos e simulados pelo modelo Century, foram similares, especialmente no solo sob sistema plantio direto. Por outro lado, nos solos sob sistema convencional os estoques de C orgânico, simulados pelo modelo, foram maiores do que aqueles medidos, embora esta diferença tenha sido de até 6% (Tabela 2). A superestimação dos estoques de C em solos sob sistema convencional pode ser devido ao coeficiente de preparo, usado no modelo como variável de entrada, não representar de maneira suficiente o distúrbio e o conseqüente aumento na decomposição da MOS, provocado pelas etapas de aração e gradagem, como reportado também por Fernandes (2002).

**Tabela 2.** Estoques de carbono orgânico total medidos (COTm) e simulados pelo Century (COTs) em dois agroecossistemas no Brasil.

Referência e Tratamento	COTm	COTs	Diferença
	----- Mg ha <sup>-1</sup> -----		(%)
<b><u>Fernandes (2002)</u></b>			
Preparo Convencional – Aveia/milho (PCAM)	29,94	33,59	+ 12
Preparo Convencional – Aveia + ervilhaca/milho + caupi (PCAVMC)	34,89	33,72	- 3
Plantio Direto – Aveia/milho (PDAM)	36,45	34,16	- 6
Plantio Direto – Aveia + ervilhaca/milho + caupi (PDAVMC)	42,38	34,22	- 19
<b><u>Leite et al. (2004)</u></b>			
Plantio Direto	38,55	38,45	0
Arado de Disco	31,22	32,65	+ 4
Grade Pesada + Arado de Disco	30,98	31,22	+ 1
Grade Pesada	31,26	33,60	+ 7

Com relação às estimativas para os compartimentos de C, medidos e simulados pelo modelo Century, os trabalhos de Motavalli et al. (1994) e de Leite et al. (2004) são ainda as principais referências. Em solos florestais na Colômbia, no Peru e no Brasil, com diferentes mineralogias, Motavalli et al. (1994) observaram que os estoques de C da biomassa microbiana mais o C solúvel foram maiores do que os estoques de C estimados para o compartimento ativo. No Brasil, nos locais de Valença, Ouro Preto e Una, em solos com mineralogias oxídicas, os valores estimados pelo simulador foram 46%, 49% e 61% inferiores aos obtidos pelas medições laboratoriais, respectivamente (Tabela 3). De forma similar, Leite et al. (2004) constataram subestimação dos estoques de C simulados pelo modelo para o compartimento ativo de 72% e 52% nos solos sob sistemas plantio direto e convencional, respectivamente. Estes resultados são atribuídos aos fatores que controlam o fluxo de C para o compartimento ativo. O modelo Century inclui umidade do solo, temperatura do solo, textura do solo e manejo como reguladores do compartimento ativo; entretanto, o crescimento microbiano é modulado ainda pela disponibilidade de substrato (matéria orgânica) e propriedades químicas (i.e. pH) que não são considerados pelo modelo. Além disso, os mecanismos associados à exsudação de C pelas raízes e seu metabolismo microbiano não são bem definidos e a falta desses mecanismos pode também contribuir para diminuição a eficiência da capacidade preditiva do simulador.

Em Motavalli et al. (1994), os estoques de C no compartimento lento, simulados pelo modelo, foram superestimados (219%-495%) em relação aqueles obtidos pelo C da fração leve, o que foi atribuído ao compartimento lento conter outras substâncias, além do C da fração leve, e a ineficiência do método de extração em isolar completamente a fração leve dos solos estudados. Por outro lado, no trabalho de Leite et al. (2004) houve subestimativa dos estoques de C simulados pelo Century em relação aos estoques medidos, também por meio do C da fração leve, embora as diferenças tenham sido de menor magnitude (12%-16%), o que sugere, diferentemente do trabalho de Motavalli et al. (1994) que esta fração pode ser associada ao compartimento lento pressuposto no simulador, em solos tropicais (Tabela 3).

**Tabela 3.** Estoques de C nos compartimentos ativo, lento e passivo, medidos através de fracionamento da matéria orgânica do solo e simulados pelo modelo Century

Referencial/ Tratamento	Ativo			Lento			Passivo		
	Medido <sup>(1)</sup>	Simulado	Diferença	Medido	Simulado	Diferença	Medido	Simulado	Diferença
Motavalli et al. (1994)	----- (Mg ha <sup>-1</sup> ) -----	----- (%) -----	---	----- (Mg ha <sup>-1</sup> ) -----	---	---	----- (Mg ha <sup>-1</sup> ) -----	---	---
Floresta – Valença	0,90	0,49	- 46	6,30	20,1	+ 219	24,0	10,6	- 56
Floresta – Ouro Preto	0,63	0,31	- 49	2,27	125	+ 448	15,2	5,8	- 62
Floresta – Una	0,85	0,52	- 61	2,80	16,7	+ 495	29,5	16,0	- 46
Leite et al (2004)	----- (Mg ha <sup>-1</sup> ) -----	---	---	----- (Mg ha <sup>-1</sup> ) -----	---	---	----- (Mg ha <sup>-1</sup> ) -----	---	---
Plantio Direto	0,82	0,23	- 72	2,57	2,24	- 12	35,1	36,0	+ 3
Arado de Disco	0,63	0,30	- 52	3,27	2,82	- 14	27,3	28,5	+ 8
Grade									
Pesada + Arado de Disco	0,65	0,31	- 52	2,87	2,92	+ 2	27,4	27,9	+ 2
Grade									
Pesada	0,58	0,28	- 53	3,27	2,75	- 16	27,4	30,6	+ 12

<sup>(1)</sup> Motavalli et al. (1994): ativo - medido pela soma do carbono na biomassa, determinado pelo método da fumação-extração, e o carbono solúvel medido por...; lento - fração leve obtida a partir do fracionamento densimétrico, utilizando solução de NaI, densidade 1,8 g dm<sup>-3</sup>; passivo - obtido por diferença. Leite et al. (2004): ativo - carbono na biomassa, determinado pelo método da irradiação-extração e fator de correção de 0,33; lento - fração leve obtida a partir do fracionamento densimétrico, utilizando solução de NaI, densidade 1,8 g dm<sup>-3</sup>; passivo - obtido por diferença.

A subestimação dos estoques de C simulados pelo modelo Century em relação aos estoques medidos, tanto no compartimento ativo quanto no compartimento lento, observado no trabalho de Leite et al. (2004), pode ser explicada pela ausência no modelo de importantes mecanismos químicos que ocorrem em solos tropicais ácidos como, por exemplo, a interação MOS-alumínio trocável.

## **Limitações do simulador Century para uso em solos tropicais com ênfase no sistema plantio direto**

O Century tem apresentado potencial para simular a dinâmica da MOS em diversos agroecossistemas. No entanto, o simulador tem algumas limitações, especialmente para uso em regiões tropicais, que impedem melhor ajuste entre valores observados e simulados, e que, portanto, necessitam ser consideradas:

- a) a dinâmica de MOS nos solos tropicais é mais acelerada do que nos solos temperados. Como definir o tamanho dos compartimentos nos solos tropicais? A maior parte dos solos tropicais (Oxisols) apresenta  $\pm 80\%$  da MOS nas substâncias húmicas e estas são compostas por  $\pm 50\%$ - $60\%$  de humina. Portanto, o compartimento lento pode ser muito menor do que é colocado pelo modelo e tem ciclagem mais rápida e o compartimento passivo é mais expressivo, fazendo com que a MOS funcione mais como dreno do que como fonte de nutrientes para as plantas. No sistema plantio direto, o não-revolvimento do solo aumenta o tamanho dos compartimentos físico e quimicamente protegidos quando comparado com o sistema convencional, favorecendo o aumento do caráter dreno da MOS. Este compartimento está relacionado com a melhoria das condições biológicas existentes no sistema plantio direto, aumentando os estoques de MOS, o que está relacionado com a formação de substâncias húmicas mais recalcitrantes e acarreta aumento na demanda de N pelo compartimento passivo. Para aumentar a capacidade preditiva e facilitar a produção de dados experimentais a serem usados pelo modelo, pode-se redefinir os compartimentos de MOS da seguinte forma:

**lento:** fração ácidos fúlvicos + carboidratos;

**ativo:** carbono orgânico solúvel, biomassa microbiana e matéria orgânica leve;

**passivo:** fração huminas + fração ácidos húmicos;

- b) como simular a dinâmica de MOS em profundidades maiores do que 20cm? Esse problema pode ser observado principalmente para sistemas agrícolas que não revolvem o solo, em que os resíduos são acumulados na superfície do solo como no sistema plantio direto;
- c) em alguns trabalhos, o teor de polifenóis influenciou a taxa de decomposição de plantas tropicais (Palm, 1995; Palm et al., 2001). Assim, como colocar estas informações no modelo? Assumindo que os polifenóis podem interferir, principalmente, no estágio inicial da decomposição do material vegetal, a taxa de decomposição da fração metabólica deve ser reduzida. Quanto? Para o sistema plantio direto, esse problema não deve ser observado, pois normalmente trabalha-se com culturas de ciclo curto que, em geral, apresentam baixos teores de polifenóis. É mais preocupante para sistemas de cultura perenes;
- d) o teor de lignina do resíduo varia durante o processo de decomposição, como estimar esta variação para cada situação de cultura e manejo?
- e) o Century não permite simular consórcio de culturas, principalmente quando os resíduos são misturados. Esse problema torna-se significativo em ambientes tropicais, onde a prática do uso de consórcio de culturas é muito intensa. Considerando que o sistema plantio direto tem como prerrogativa a melhoria ambiental, o uso de cultivos múltiplos deve ser estimulado. Nessas situações, o modelo não tem como simular a diversidade de culturas numa mesma área;
- f) as constantes da taxa de decomposição são os mesmos para os diferentes ecossistemas. Contudo, o tempo de reciclagem da biomassa microbiana (compartimento ativo) varia muito entre os diferentes sistemas, não podendo ser explicada pelas diferentes condições de temperatura e umidade do solo, indicando que há necessidade de ajustes nas taxas de ciclagem do compartimento ativo para cada situação estudada. Espera-se que, decorrente do aporte constante de material orgânico e da melhoria das condições físicas e químicas do solo, a taxa de ciclagem do compartimento ativo em sistema plantio direto seja alta;

- g) considerando que a fração argila é fundamental na proteção física e química da MOS, contribuindo para o aumento do compartimento passivo, e que as interações substâncias húmicas-argila são influenciadas pelo pH, tipo de cátions presentes no sítio de troca, superfície específica das argilas, densidade de cargas e carga elétrica superficial, há necessidade de se incluir, no modelo Century, a mineralogia da fração argila dos solos. Espera-se que, em sistema plantio direto, conduzido de forma adequada, maior aporte orgânico e diversificação de material vegetal, e sem agrotóxico, a MOS tenha sua influência acentuada; e
- h) os efeitos do pH de solos ácidos sobre o C orgânico incluem reduzida solubilidade dos compostos orgânicos, alterações em interações organo-mineral em solos com carga variável, aumento da quantidade de cátions fisiologicamente tóxicos ( $Al^{+3}$  e  $Mn^{-2}$ ), modificações na atividade e composição de microrganismos e enzimas. Assim, em ambientes nos quais umidade e temperatura do solo não são limitantes, o pH deve ser considerado na simulação da dinâmica de MOS, visto que, a acidez trocável do solo pode ser considerada um fator de preservação da MOS (Mendonça & Rowell, 1994; Mendonça, 1995). Contudo, os resultados apresentados com o Century em solos tropicais indicam que essas características só influenciam no estágio inicial da decomposição, não influenciando na dinâmica da MOS em longo prazo. Estudos devem ser feitos visando determinar importância da interação MO-Al na estabilização da matéria orgânica de solos tropicais. Talvez, o teor de argila mascare o efeito dessa interação. Em sistema plantio direto, decorrente do constante aporte orgânico, espera-se que a acidez trocável seja neutralizada pelos ácidos orgânicos liberados na decomposição do material vegetal.

## Considerações Finais

Os simuladores, especialmente o Century, têm sido considerados ferramentas importantes para integrar o conhecimento acerca da dinâmica da MOS. Em solos tropicais, o modelo Century tem sido pouco validado, embora tenha demonstrado potencial para simular a dinâmica da matéria orgânica em diversos agroecossistemas. Por outro lado, alguns ajustes são necessários para aumento da acurácia do simulador, tais como a inclusão de novas

variáveis de entrada e a adequação de taxas de decomposição dos compartimentos de carbono, para valores mais adequados aos solos tropicais.

É importante, no entanto, que se mantenha em foco a necessidade de se ampliar o conhecimento de forma a utilizarmos os modelos para prever o efeito de um determinado uso agrícola sobre as características dos ambientes tropicais, sem a necessidade de calibrá-los para uma situação específica.

## Referências

ANDERSON, D. W. Processes of humus formation and transformation in soils of the Canadian Great Plains. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 30, p. 77-84, 1979.

BALOTA, E. L.; COLOZZI-FILHO, A.; ANDRADE, D. S.; DICK, R. P. Long-term tillage and crop rotation effects on microbial biomass and C and N mineralization in a Brazilian Oxisol. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 77, p. 137-145, 2004.

BAYER, C.; MIELNICZUK, J.; MARTIN-NETO, L. Alterações da matéria orgânica associada a frações minerais induzidas pelo manejo do solo no sul do Brasil. In: ENCONTRO BRASILEIRO DE SUBSTÂNCIAS HÚMICAS, 3., 1999, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria: UFSM, Departamento de Solos, 1999. p. 125-134.

BEEK, J.; FRISSEL, M. J. **Simulation of nitrogen behavior in soils**. Wageningen: Centre for Agriculture Publishing and Documentation, 1973. 67 p.

BRADYBURY, N. J.; WHITMORE, A. P.; HART, P. B. S.; JENKINSON, D. S. Modeling the fate of nitrogen in crop and soil in the years following application of <sup>15</sup>N-labelled fertilizer to winter wheat. **Journal of Agricultural Science**, Cambridge, v. 121, p. 363, 1993.

CAMBARDELLA, C. A.; ELLIOTT, E. T. Particulate soil organic matter changes across a grassland cultivation sequence. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, p. 777-783, 1992.

CHERTOV, O. G.; KOMAROV, A. S. SOMM: a model of soil organic matter dynamics. **Ecological Modeling**, Amsterdam, v. 94, p.177-189, 1997.

COLLEMAN, K.; JENKINSON, D. S. RothC 26.3- a model for the turnover of carbon in soil. In: POLWSON, T. S.; SMITH, P.; SMITH, J. U. (Ed.). **Evaluation of soil organic matter models using existing long term datasets**. Heidelberg: Springer-Verlag, 1996. p. 237-246. (NATO ASI. Series I, 38).

DUTT, G. R.; SHAFFER, M. J.; MOORE, W. J. **Computer simulation model of dynamic bio-physicochemical process in soils**. Tucson: University of Arizona, 1972. 128 p. (Agricultural Experiment Station. Technical bulletin, 196).

DUXBURY, J. M.; SMITH, M. S.; DORAN, J. W. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. In: COLEMAN, S. C.; OADES, J. M.; UEHARA, G. (Ed.) **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems**. Honolulu: Niftal Project, 1989. p. 33-67.

ECKERSTEN, H. JANSSON, P. E.; JOHNSON, H. **The SOILN model user's manual**. Uppsala: Swedish University of Agricultural Sciences, Department of Soil Science, 1996. 93 p. (Communications 96/1).

FALLOON, P.; SMITH, P. Simulating SOC changes in long-term experiments with RothC and Century: model evaluation for a regional scale application. **Soil and Use Management**, Oxford, v. 18, p. 101-111, 2002.

FERNANDES, F. F. **Uso do modelo Century para o estudo da dinâmica do carbono orgânico de solos do Rio Grande do Sul**. 2002. 153 f. Tese (Doutorado) - Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

FRANKO, U.; OELSHLAGEL, B.; SCHENK, S. Simulation of temperature, water and nitrogen dynamics using the model CANDY. **Ecological Modelling**, Amsterdam, v. 81, p. 213-222, 1996.

GRANT, R. F. Changes in soil organic matter under different tillage and rotation: mathematical modeling in ecosys. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, p. 1159-1174, 1997.



HANSEN, S.; JENSEN, H. E.; NIELSEN, N. E.; SVENDSEN, H. **DAYS**: soil plant atmosphere system model. Copenhagen: The National Agency for Environmental Protection, 1990. 272 p. (NPO Report N. A 10).

HENIN, S.; DUPUIS, M. Essai de bilan de la matière organique du sol. **Annales Agronomiques**, Paris, v. 15, p. 17-29, 1945.

HUNT, H. W. A simulation model for decomposition in grassland. **Ecology**, Tempe, v. 58, p. 469-484, 1978.

JANSSON, S. L. Tracer studies on nitrogen transformations in soil with special attention to mineralisation-immobilization relationship. **Kungliga Lantbrukshögskolans Annaler**, Stockholm, v. 24, p. 101-361, 1958.

JANZEN, H. H.; CAMPBELL, C. A.; BRANDT, S. A.; LAFOND, G. P.; TOWNLEY-SMITH, L. Light fraction organic matter in soils from long-term crop rotations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, p. 1799-1806, 1992.

JENKINSON, D. S.; RAYNER J. H. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiment. **Soil Science**, Baltimore, v. 123, p. 298-310, 1977.

JENNY, H. **Factors of soil formation**: a system of quantitative pedology. New York: McGraw-Hill, 1941. 281 p.

JOHNSSON, H. L.; BERGSTROM, P.; JANSSON, E.; PAUSTIAN, K. Simulated nitrogen dynamics and losses in a layered agricultural soil. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, Amsterdam, v. 18, p. 333-356, 1987.

LEITE, L. F. C.; MENDONÇA, E. de S. Modelo Century de dinâmica da matéria orgânica do solo: equações e pressupostos. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 33, p. 679-686, 2003.

LEITE, L. F. C.; MENDONÇA, E. de S.; MACHADO, P. L. O. de A.; FERNANDES FILHO, E. I.; NEVES, J. C. L. Simulating trends in soil organic carbon of an Acrisol under no-tillage and disc-plough systems using the Century model. **Geoderma**, Amsterdam, v. 120, p. 283-295, 2004.

LEITE, L. F. C.; MENDONÇA, E. S.; MACHADO, P. L. O. A.; MATOS, E. S. Total C and N storage and organic C pools of a Red-Yellow Podzolic under conventional and no tillage at the Atlantic Forest Zone, Southeastern Brazil. **Australian Journal of Soil Research**, Victoria, v. 41, p. 717-730, 2003.

LI, C. The DNDC model. In: POLWSON, T. S.; SMITH, P.; SMITH, J. U. (Ed.). **Evaluation of soil organic matter models using existing long term datasets**. Heidelberg: Springer-Verlag, 1996. p. 263-268. (NATO ASI. Series I, 38).

MCGILL, W. B. Review and classification of tem soil organic matter (SOM) models. In: POLWSON, D. S.; SMITH, P.; SMITH, J. U. (Ed.). **Evaluation of soil organic matter models using existing long term datasets**. Heidelberg: Springer-Verlag, 1996. p. 111-133. (NATO ASI. Series I, 38).

MCGILL, W. B.; COLE, C. V. Comparative aspects of cycling of organic C, N, S, and P through soil organic matter. **Geoderma**, Amsterdam, v. 26, p. 267-286, 1981.

MENDONÇA, E. S. Oxidação da matéria orgânica e sua relação com diferentes formas de alumínio de Latossolos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 19, p. 25-30, 1995.

MENDONÇA, E. S.; ROWELL, D. L. Dinâmica do alumínio e de diferentes frações orgânicas de um latossolo argiloso sob cerrado e soja. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 18, p. 295-303, 1994.

METHERELL, A. K.; HARDING, C. V.; COLE, C. V.; PARTON, W. J. **Century soil organic matter model environment**: technical documentation. Agroecosystems version 4.0: Great Plains System. Fort Collins: USDA, ARS, 1993. (USDA. Research report, 4).

MOLINA, J. A. E.; CLAPP, C. E.; SHAFFER, M. J.; CHICHESTER, F. W.; LARSON, W. E. NCSOIL, a model of nitrogen and carbon transformations in soil: description, calibration and behavior. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 47, p. 85-91, 1983.

MOLINA, J. A. E.; SMITH, P. Modeling carbon and nitrogen processes in soil. **Advances in Agronomy**, San Diego, v. 62, p. 253-298, 1998.

MOTAVALLI, P. P.; PALM, C. A.; PARTON, W. J. Comparasion of laboratory and modeling simulation methods for estimating soil carbon pools in tropical forest soils. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 26, p. 935-944, 1994.

OLSON, J. S. Energy storage and the balance of producers and decomposers in ecological systems. **Ecology**, Temp, v. 44, p. 322-331, 1963.

PALM, C. A. Contribution of agroforestry trees to nutrient requirements of intercropped plants. **Agroforestry Systems**, Dordrecht, v. 30, p. 105-124, 1995.

PALM, C. A.; GACHENGO, C. N.; DELVE, R. J.; CADISCH, G.; GILLER, K. E. Organic inputs for soil fertility management in tropical agroecosystems: application of organic resource database. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, Amsterdam, v. 83, p. 27-42, 2001.

PARTON, W. J.; RASMUSSEN, P. E. Long-term effects of crop management in wheat-fallow. II Century Model simulations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 58, p. 530-536, 1994.

PARTON, W. J.; SANFORD, R. L.; SANCHEZ, P. A.; STEWART, J. W. B. Modeling soil organic matter dynamics in tropical soils. In: COLEMAN, D. C.; OADES, J. M.; UEHARA, G. (Ed.). **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems**. Kahului: NIFTAL, 1989. p. 153-170.

PARTON, W. J.; SCHIMEL, D. S.; COLE, C. V.; OJIMA, D. S. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in great plains grasslands. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 51, p. 1173-1179, 1987.

RITCHIE, J. K.; GODWIN, D. C.; OTTER-NACKE, S. **CERES-WHEAT: a simulation model of wheat growth and development: CERES model description**. East Lansing: Michigan State University, 1986.

SELIGMAN, N. G.; VAN KEULEN, H. PAPRAN: a simulation model of annual pasture production limited by rainfall and nitrogen. In: FRISSEL, M. J.; VEEN, J. A. van (Ed.). **Simulation of nitrogen behavior of soil-plant systems**. Wageningen: PUDOC, 1981. p. 192-221.

SHAFFER, M. J.; MA, L.; HANSEN, S. Introduction to simulation of carbon and nitrogen dynamics in soils. In: SHAFFER, M. J.; MA, L.; HANSEN, S. (Ed.). **Modeling carbon and nitrogen dynamics for soil management**. Boca Raton: Lewis, 2001. p.1-10.

SMITH, P.; FALLON, P.; COLEMAN, K.; SMITH, J.; PICCOLO, M.; CERRI, C.; BERNOUX, M.; JENKINSON, D.; INGRAM, J.; SZABO, J.; PASZTOR, L. Modeling soil carbon dynamics in tropical ecosystems. In: LAL, R.; KIMBLE, J. M.; FOLLET, R. F.; STEWART, B. A. (Ed.). **Global climate change and tropical soils**. Boca Raton: CRC, 1999. p. 341-364. (Advances in Soil Science).

STANFORD, G.; SMITH, S. J. Nitrogen mineralization potentials of soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 36, p. 465-472, 1972.

STOTT, E. G.; KASSIN, G.; JARRELL, W. M.; MARTIN, J. P.; HAIDER, K. Stabilization and incorporation into biomass of specific plant carbons during biodegradation in soil. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 70, p. 15-26, 1983.

VERBERNE, E. L. M.; HASSINK, J. de; WILLINGEN, P.; GROOT, J. J. R.; VAN VEEN, J. A. Modeling soil organic matter dynamics in different soils. **Netherlands Journal of Agricultural Science**, Wageningen, v. 38, p. 221-238, 1990.

WILLIAM, J. R.; RENARD K. G. Assessment of soil erosion and crop productivity with process models (EPIC). In: FOLLET, R. F.; STEWART, B. A. (Ed.). **Soil erosion and crop productivity**. Madison: American Society of Agronomy, 1985. p. 68-102.

WOODRUFF, C. M. Estimating the nitrogen delivery of soil from organic matter determination in small humid catchment. **Journal of Hidrology**, Amsterdam, v. 104, p. 111-128, 1949.

# 5

## **Fracionamento Físico do Solo na Obtenção de Compartimentos Mensuráveis para Uso em Simuladores da Dinâmica da Matéria Orgânica**

Renato Roscoe  
Beáta Emöke Madar  
Pedro Luiz Oliveira de Almeida Machado

**Resumo** - Uma das mais significativas limitações dos simuladores da dinâmica da matéria orgânica do solo (MOS) é o fato de tais programas considerarem somente reservatórios teóricos, não mensuráveis. O fracionamento físico do solo, baseado em técnicas granulométricas e densimétricas, permite a separação de frações da matéria orgânica com grandes possibilidades de uso na modelagem e simulação de sua dinâmica no ambiente. A utilização de tais frações como reservatórios nos simuladores, viabiliza a efetiva validação das simulações, uma vez que passam a ser mensuráveis. Neste capítulo são discutidas as principais técnicas de fracionamento físico e o seu embasamento teórico, enfatizando suas vantagens e desvantagens, considerando-se as características peculiares dos solos tropicais. A partir dessa análise, sugere-se o uso de fracionamento envolvendo uma combinação de métodos densimétricos e granulométricos para a separação de reservatórios modeláveis, a serem inseridos em simuladores da dinâmica da MOS.

## Physical Fractionation of Soil to Obtain Measurable Compartments to Be Used in Simulators of Soil Organic Matter Dynamics

**Abstract** - One of the most important limitations of current simulation models of soil organic matter (SOM) dynamics is the presence of theoretical pools, which are not measurable. Physical fractionation of soil, based on gravimetric and densimetric techniques, allows separation of SOM fractions with high possibilities to be used in the simulation of its dynamics. Using these fractions as pools in the models would allow an effective validation of the simulations, since they would be measurable. In this chapter, we will discuss the major physical fractionation techniques and their theoretical background, emphasising their advantages and disadvantages, taking into account the peculiar characteristics of tropical soils. From this analysis, we suggested a protocol of physical fractionation, involving granulometric and densimetric methods, to separate pools to be inserted in simulation models of soil organic matter dynamics.

## Introdução

A matéria orgânica do solo (MOS) compreende uma série de componentes, com variado grau de complexidade e diversidade estrutural, podendo ou não estar associada à matriz do solo ou mesmo protegida em locais inacessíveis à microbiota (Hassink & Whitmore, 1997; Clapp & Hayes, 1999; Six et al., 2002). Trata-se de um conjunto heterogêneo de materiais orgânicos, diferindo em composição, grau de disponibilidade para a microbiota e função no ambiente (Carter, 2001). Espera-se, portanto, que, em função dessa heterogeneidade, diferentes compartimentos da MOS tenham dinâmicas distintas.

Simuladores da dinâmica da MOS levam em consideração tal complexidade e heterogeneidade, considerando em sua estrutura reservatórios com tempo de ciclagem diferentes (Jenkinson et al., 1991; Parton et al., 1987; Paustian, 2001). Entretanto, tais reservatórios são teóricos, não podendo ser efetivamente mensuráveis (Christensen 2001; Arah & Gaunt, 2001; Gaunt et al., 2001). Assim, não é possível a validação das simulações desses reservatórios, o sendo, somente, para valores totais de MOS. Esta tem sido considerada uma das maiores limitações dos atuais simuladores da dinâmica da MOS (Arah & Gaunt, 2001; Gaunt et al., 2001).

Diversos autores têm demonstrado que técnicas de fracionamento físico do solo possibilitam a separação de matéria orgânica com diferente composição e grau de associação com a matriz do solo (Christensen, 2001, Roscoe & Machado, 2002). Essas frações parecem ser suficientemente distintas umas das outras para que tenham diferente dinâmica no ambiente (Baldock et al., 1992; Christensen, 2001; Gaunt et al., 2001). Isso implica em uma grande possibilidade de utilizá-las como reservatórios modeláveis nos simuladores da dinâmica da MOS (Gaunt et al., 2001).

Várias técnicas vêm sendo utilizadas para o fracionamento físico do solo em estudos de MOS, faltando, no entanto, uma padronização de procedimentos (Gregorich & Ellert, 1993; Roscoe & Machado, 2002), envolvendo gravimetria e densimetria, separadamente ou em conjunto.

Existe forte tendência em se adotar métodos físicos para o fracionamento de solo em estudos da MOS (Turchenek & Oades, 1979; Stevenson & Elliott, 1989; Balesdent et al., 1991; Gregorich & Ellert, 1993; Golchin et al., 1997; Feller & Beare, 1997; Elliott & Cambardella, 1991; Cambardella, 1997; Christensen, 1992, 1996, 2000; Six et al., 2002). Os métodos físicos são

considerados menos destrutivos e mais relacionados com a função e estrutura da MOS *in situ*, quando comparados aos métodos químicos (Christensen, 1992, 1996, 2000; Feller et al., 1999; Six et al., 2002). Tais métodos podem ser densimétricos ou granulométricos, ou uma combinação de ambos. Diversos esquemas de fracionamento encontram-se descritos na literatura, atendendo às diferentes necessidades de quantificação do carbono nos compartimentos da MOS, variáveis em relação ao uso e manejo do solo.

O objetivo desta revisão foi descrever e avaliar os principais métodos físicos de fracionamento do solo, utilizados em estudos de matéria orgânica, enfatizando as possibilidades de uso e fatores limitantes. Discute-se os métodos físicos, pois acredita-se que estes estejam mais relacionados com as características da MOS em seu estado natural.

## Um Modelo Considerando Localização e Proteção da MOS

Inicialmente, na busca de reservatórios mensuráveis da MOS a serem inseridos em simuladores de sua dinâmica, faz-se necessária a elaboração de um modelo conceitual, contemplando a natureza desses possíveis reservatórios e o seu grau de interação com a matriz mineral. Na literatura, são encontrados diversos modelos descritivos do arranjo espacial das partículas minerais e orgânicas no solo (Oades, 1984; Oades & Waters, 1991; Golchin et al., 1994, 1997; Christensen, 1996a,b, 2000). Tais modelos têm sido usados como base conceitual para a separação de frações da MOS, com potencial para serem utilizadas em substituição aos reservatórios não mensuráveis dos simuladores de dinâmica da MOS atualmente em uso (Roscoe & Machado, 2002).

Os reservatórios mensuráveis mais interessantes para os simuladores, seriam aqueles que apresentassem diferentes dinâmicas, em função, por exemplo, da intensidade de proteção e estabilização da MOS. Tais mecanismos resumem-se em três categorias: recalitrância intrínseca das moléculas orgânicas, oclusão dentro de agregados e ligação/complexação com a matriz mineral (Christensen, 1996a).

A recalitrância intrínseca das moléculas orgânicas está relacionada com a diferença em complexidade dos diversos compostos orgânicos que a

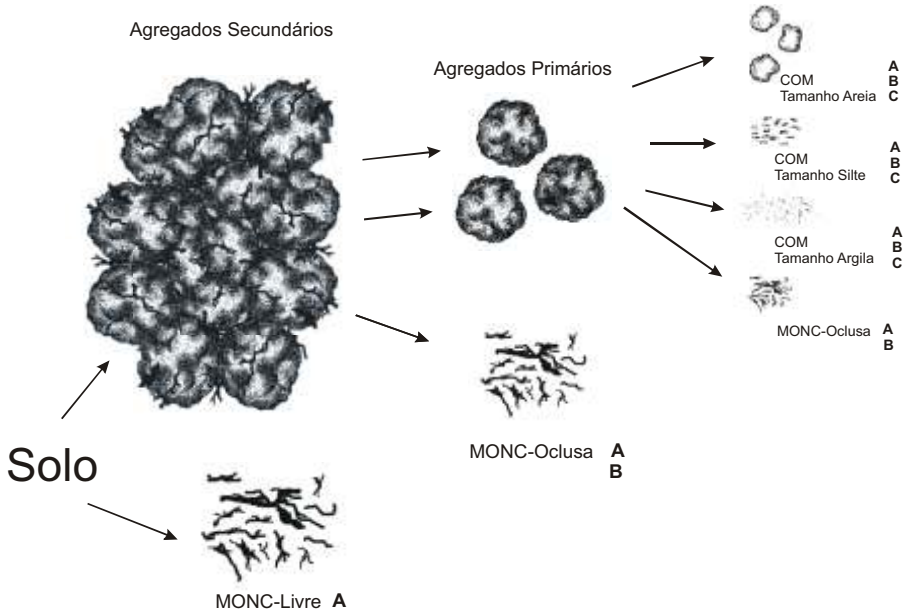


compõem, exigindo aparatos enzimáticos específicos para a sua decomposição (Stevenson & Cole, 1999). Moléculas mais complexas, como lignina, cutina e suberina, tendem a sofrer um processo mais lento de decomposição comparativamente a moléculas mais simples, como carboidratos e proteínas, sendo mais recalcitrantes no ambiente (Baldock et al., 1992; Schulten & Leinweber, 2000). A recalcitrância intrínseca da molécula a ser decomposta é um mecanismo de proteção que atua em todos os reservatórios da MOS no solo, independente da sua localização na matriz do solo e sua ligação/complexação com as partículas minerais.

A localização da MOS no interior de agregados pode limitar a sua disponibilidade para os organismos decompositores (Christensen, 2001). Isso ocorreria porque, no interior dos agregados, a difusão de água, ar e/ou nutrientes pode ser dificultada, restringindo o ataque de microrganismos, assim como o acesso de enzimas (Burns, 1982; Nannipieri et al., 1990; Collins et al., 1997; Hassink & Whitmore, 1997).

A associação entre moléculas orgânicas e argilas silicatadas e/ou óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio promove uma eficiente proteção contra a decomposição (Schulten & Leinweber, 2000; Christensen, 2001). Mecanismos de adsorção e ligações químicas diversas na superfície das argilas (e.g. pontes catiônicas e de hidrogênio, interações eletrostáticas, forças de Van der Waals) tornam os resíduos orgânicos mais resistentes ao ataque microbiano, sendo apontados como uma das razões para o relativo acúmulo de MOS em solos argilosos (Hassink & Whitmore, 1997; Schulten & Leinweber, 2000).

Buscando considerar tais mecanismos de proteção, pode-se estabelecer vários modelos descritivos da distribuição da MOS em reservatórios mensuráveis. Levando-se em consideração trabalhos de Oades & Waters (1991), Christensen (1996a, b, 2001), Golchin et al. (1997), Resende et al. (1997), Ferreira et al. (1999) e Roscoe & Machado (2002), propõe-se um modelo descritivo para a organização da MOS, em função da estruturação e grau de interação com a matriz do solo, o qual considera os diferentes tipos de mecanismo de proteção da MOS (Fig. 1).



**Fig. 1.** Modelo descritivo do arranjo espacial de partículas minerais e orgânicas do solo. O solo é constituído por agregados secundários e matéria orgânica não complexada livre (MONC-livre). Os agregados secundários, por sua vez, resultam da união de agregados primários, aprisionando matéria orgânica não-complexada oclusa (MONC-oclusa). Os agregados primários resultam da união de complexos organo-minerais (COM), partículas primárias e MONC-oclusa. As letras próximas a cada fração representam os mecanismos de proteção contra a decomposição: A, recalitrância; B, oclusão; e C, complexação/ligação com as partículas minerais. Maiores detalhes encontram-se no texto.

**Fonte:** Roscoe & Machado (2002), baseado em Christensen (1996a, b, 2000, 2001).

Em tal modelo, postula-se que a MOS pode estar complexada com a matriz mineral, neste caso formando complexos organo-minerais (COM). Tais COM representam o primeiro nível de organização das partículas minerais e orgânicas do solo, comportando-se como a unidade estrutural básica. Os COM podem se juntar uns aos outros, formando os agregados do solo, um segundo nível hierárquico de organização das partículas. A matéria orgânica não complexada, por sua vez, pode estar livre (MONC livre) ou ser protegida no interior de agregados, quando é chamada de oclusa (MONC oclusa). Os agregados podem ser primários ou secundários. Os primeiros seriam agregados mais estáveis, sendo dificilmente afetados pelo manejo. Seriam estabilizados por MOS altamente humificada e por óxidos e hidróxidos de Fe e Al. Os agregados primários, por sua vez, se juntariam em agregados secundários em um terceiro nível hierárquico de organização. Os secundários seriam agregados mais frágeis e altamente dependentes do manejo, sendo estabilizados por orgânicos transitórios no solo, como polissacarídeos e gomas, produzidos pela microbiota. A MONC-oclusa poderia, portanto, estar protegida dentro dos agregados primários ou dos secundários, apresentando grau de proteção superior nos primários.

Em termos de dinâmica e grau de decomposição dos diferentes reservatórios representados na Fig. 1, geralmente observam-se maiores taxas de decomposição e menor grau de humificação para a MONC-livre, onde somente a recalcitrância intrínseca estaria atuando como mecanismo de proteção. A MONC-oclusa ocupa uma posição intermediária, sendo que, além da recalcitrância, a oclusão nos agregados estaria atuando na proteção. A MONC-oclusa em agregados secundários estaria mais disponível que em agregados primários, em virtude da maior estabilidade dos últimos. Os COM são constituídos, geralmente, por materiais mais humificados e com baixas taxas de decomposição, sendo estabilizados pela ligação direta entre as frações orgânicas e minerais (Baldock et al., 1992; Golchin et al., 1997; Christensen, 1996a). Nos COM estariam atuando os três mecanismos de proteção da MOS.

## Hierarquia de Agregação, Grau de Proteção e Tipo de Solo

O modelo apresentado na Fig. 1 relaciona-se diretamente com a hipótese hierárquica de formação e estabilização de agregados descrita por Golchin et al. (1997), na qual um terceiro nível hierárquico de agregação ocorreria em solo onde a MOS é o principal agente agregante. Agregados menores que 250  $\mu\text{m}$  (microagregados) juntar-se-iam formando os macroagregados ( $> 250 \mu\text{m}$ ). Assim, seriam admitidos duas classes de agregados, os micro e macroagregados, os quais corresponderiam, respectivamente, aos agregados primários e secundários (Fig. 1). No entanto, Oades & Waters (1991) postularam que a hipótese hierárquica de agregação não se aplica a todos os solos. Segundo os autores, em Oxissolos, os macroagregados tendem a se desfazer diretamente em COM, sem passar por microagregados. Tal observação é pertinente e está relacionada com peculiaridades da mineralogia dos Latossolos, solos dominantes nas regiões tropicais, em combinação com a ação da matéria orgânica viva e morta do solo. Estudos recentes conduzidos por Castro Filho et al. (1998) e Madari et al. (2003) constataram, para profundidades superficiais (0-5 e 0-10 cm), mais suscetíveis à erosão hídrica, não haver hierarquia de agregação em Latossolo de Londrina, PR, sob floresta remanescente, plantio direto e sob aração e gradagens leves. Alguns Latossolos, nas camadas superficiais (0-5 cm), têm alta capacidade para formar macroagregados maiores que 4,0 ou 6,0 mm bastante estáveis (Madari et al., 2003). A maioria dos estudos é feita para classes de agregados até 2,0 ou 4,0 mm. Suspeita-se que a formação de agregados para classes maiores que 4,0 ou 6,0 mm ocorra por etapas devido ao efeito da matéria orgânica (raízes e hifas de micorrizas vesículo-arbusculares) em interação com partículas de argila e silte por meio de mucilagens.

Os solos tropicais são amplamente dominados por argilas de baixa atividade (Resende et al., 1997). A caulinita (argila silicatada 1:1) forma a base da composição mineralógica da fração argila na maioria destes solos, sendo variáveis os teores de óxidos e hidróxidos de Fe e Al. Alguns solos extremamente intemperizados podem ter a fração argila dominada por gibbsita (hidróxido de Al) ao invés de caulinita, apresentando carga residual positiva em horizontes sub-superficiais (Oliveira et al., 1992; Resende et al., 1997).

Os óxidos (oxi-hidróxidos de Fe e Al) tendem a afetar os teores e estabilidade da MOS de duas formas: (1) pela formação de COM de alta estabilidade devido à interação eletrostática das cargas positivas dos óxidos e cargas negativas da MOS; e (2) através de mudanças na estrutura do solo com a formação de agregados. A pHs naturalmente encontrados nos solos tropicais, os oxi-hidróxidos apresentam quantidades relativamente altas de cargas positivas (Oades et al., 1989). Estas cargas interagem com grupos funcionais da MOS (i.e. carboxílicos e fenólicos), os quais apresentam cargas negativas nas mesmas condições de pH (Six et al., 2002). Os complexos formados apresentam alta estabilidade e podem tornar o material orgânico indisponível para a microbiota (Oades et al., 1989; Six et al., 2002).

Por outro lado, e retornando às críticas de Oades & Waters (1991) ao modelo hierárquico de formação e estabilização de agregados, os teores de óxidos podem influenciar marcadamente a estrutura dos solos tropicais (Resende et al., 1997; Ferreira et al. 1999). Os solos ricos em oxi-hidróxidos de Fe e Al tendem a apresentar uma estrutura tipicamente granular em seu horizonte B (Oliveira et al., 1992; Resende et al., 1997). Evidências confirmando tal hipótese foram obtidas por Ferreira et al. (1999) ao demonstrar que a estrutura de Latossolos da Região Sudeste do Brasil relaciona-se intimamente com a mineralogia da fração argila. Enquanto solos com menores teores de óxidos apresentaram estrutura em blocos no horizonte B, aqueles com elevados teores apresentaram estrutura granular típica, com diâmetro médio inferior a 1 mm. Segundo o modelo de agregação proposto pelos autores, a MOS seria um agente agregante secundário em relação aos óxidos em solos ricos nestes minerais, sendo mais importante para solos com caráter caulinitico<sup>1</sup>. Os óxidos seriam os principais responsáveis pela desorganização das partículas de argila em escala microscópica, impedindo a orientação face-a-face dos cristais de caulinita (Resende et al., 1997). Essa desorientação impediria a formação de plasma denso, favorecendo o surgimento da estrutura granular típica, depois de repetidos ciclos de umedecimento e secagem (Resende et al., 1997). Entretanto, existem evidências de que tais estruturas podem ter origem biogênica, uma vez que apresentam forte semelhança com coprólitos de minhoca e estruturas retrabalhadas por cupins e formigas (Trapnell & Webster, 1986; Jungerius et al., 1999). Embora maiores estudos sejam

---

<sup>(1)</sup> Solos cauliniticos são solos que apresentam um Kr, relação molecular  $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ , maior que 0,75. Solos são ditos oxídicos quando o Kr é inferior a este valor (Embrapa, 1999).

necessários, as evidências apontam para uma integração de processos biológicos e físico-químicos na formação e estabilização das estruturas granulares dos Latossolos. As mesmas seriam formadas pela atividade da fauna do solo, em ambientes ricos ou pobres em óxidos, mas permaneceriam estáveis somente em solos ricos nesses constituintes.

Independentemente do seu processo de formação e estabilização, a estruturação típica dos solos ricos em óxidos não seguiria um arranjo hierárquico em macro e microagregados, conforme descrito por Golchin et al. (1997). Entretanto, esta seria uma análise correta para o horizonte B destes solos, onde predominam tais estruturas (Ferreira et al., 1999). Quando se analisa o horizonte A da maioria dos Latossolos, nota-se uma tendência das estruturas granulares típicas servirem de base para a formação de estruturas em bloco (Resende et al., 1997; Roscoe & Machado, 2002; Madari et al., 2003). Assim, as estruturas granulares funcionariam como microagregados, ou agregados primários, e as estruturas em blocos seriam os macroagregados, ou agregados secundários (Fig. 1). Desta forma, o modelo apresentado na Fig. 1 seria aplicável, também, a solos ricos em óxidos, porém propõe-se que o limite de tamanho entre agregados primários e secundários seja alterado, para 250  $\mu\text{m}$  em solos pobres de óxidos e 1.000  $\mu\text{m}$  para os Latossolos.

À semelhança do que acontece para os microagregados em solos pobres em óxidos, a estrutura granular dos solos ricos nesses componentes são extremamente resistentes e dificilmente sofrem alterações pelo cultivo (Resck et al., 1999; Roscoe et al., 2001; Roscoe & Buurman, 2003). Roscoe et al. (2000) demonstraram que a estrutura granular de um Latossolo Vermelho distrófico, muito argiloso, apresentava elevada resistência à dispersão ultrassônica. Para este mesmo solo, os autores demonstraram que somente 1% a 2% do carbono orgânico total estava protegido dentro dessas estruturas (Roscoe et al., 2001; Roscoe & Buurman, 2003). Em um estudo complementar, Roscoe et al. (2004), utilizando ressonância magnética nuclear e o isótopo estável  $^{13}\text{C}$ , demonstraram que o material orgânico ocluído nas estruturas granulares típicas desse latossolo apresentavam um elevado grau de humificação e ciclavam mais lentamente até mesmo que o material orgânico presente nos complexos organo-minerais. Freixo et al. (2002), utilizando espectroscopia de infravermelho com transformada de Fourier, obtiveram resultados semelhantes aos encontrados por Roscoe et al. (2004) para um Latossolo Vermelho distrófico de Passo Fundo, RS, e um Latossolo

Vermelho-Amarelo de Santo Antônio de Goiás, GO. Essas observações confirmam que tais estruturas são extremamente estáveis e sugerem que a MOS associada às mesmas, seja ela oclusa ou presente em COM, pode ser considerada recalcitrante. Com isso, do ponto de vista da dinâmica da MOS, tais unidades estruturais representariam um único reservatório homogêneo.

Em um segundo nível hierárquico de organização das partículas de solo, as estruturas granulares primárias dos solos ricos em óxidos são unidas umas às outras por materiais orgânicos transitórios (principalmente polissacarídeos), formando agregados secundários (Fig. 1). Esses agregados secundários seriam formados principalmente pela atividade biológica, em processos como a aglomeração de coprólitos, a ação de cupins ao construir suas câmaras, a compressão gerada pela atividade de minhocas e raízes, o envelhecimento de raízes e hifas fúngicas, a nucleação de agregados primários em torno de fragmentos de raízes ou outros materiais orgânicos frescos nos primeiros estágios de decomposição. No interior desses agregados, materiais orgânicos não complexados (ou matéria orgânica leve) podem ser empacotados em locais inacessíveis à ação biológica. Esse material, portanto, seria protegido fisicamente e teria uma taxa de decomposição menor que a matéria orgânica não complexada livre. Como tais estruturas são altamente sensíveis ao manejo (Resck et al., 1999; Roscoe & Machado, 2002), o material protegido dentro das estruturas secundárias dos solos ricos em óxidos poderiam ter sua dinâmica alterada pelas práticas agrícolas, o que parece acontecer em escala bem menor com o material orgânico ocluso nas estruturas primárias (Roscoe et al., 2001; Roscoe & Buurman, 2003). Por outro lado, devido à sua oclusão, essa fração da MOS empacotada dentro dos agregados secundários teria uma taxa de decomposição mais lenta do que a MOS não complexada livre. Isso levaria à conclusão de que não somente o modelo hierárquico de agregação proposto por Gregorich et al. (1997) para solos pobres em óxidos, mas também o modelo de proteção física da MOS nos diferentes tipos de agregados, seriam aplicáveis integralmente a solos ricos em óxidos, desde que se alterasse o limite entre macro e microagregados, como comentado anteriormente.

Existe, no entanto, um componente extremamente importante a ser considerado nessa discussão. Em função da arquitetura granular das estruturas primárias e do seu tamanho médio de 600 nm (Ferreira et al. 1999), nos solos ricos em óxidos, o tamanho dos poros nas estruturas secundárias poderia permitir o livre trânsito de microrganismos e enzimas, não sendo tais

estruturas eficientes para a proteção da MOS oclusa nas mesmas. Isso representaria uma diferença básica entre esses solos e aqueles pobres em óxidos, uma vez que, nos últimos, os microagregados tenderiam a formar estruturas secundárias bem mais compactas, que, por essa razão, limitariam a decomposição do material orgânico ocluso. Responder a essa questão ainda representa um desafio para a pesquisa em dinâmica da MOS.

Diante do exposto, o fracionamento físico do solo parece constituir uma importante ferramenta para o entendimento da dinâmica da MOS, tanto em solos ricos em óxidos quanto em solos pobres nesses constituintes. Devido à diferença de dinâmica entre as frações, essas poderiam facilmente constituir reservatórios mensuráveis a serem inseridos em simuladores da dinâmica da MOS. Até o momento, as evidências apontam para a existência de três reservatórios bastante distintos: fração leve livre (matéria orgânica não complexada fora de agregados secundários); fração leve oclusa (matéria orgânica não complexada dentro de agregados secundários ou macroagregados); e fração pesada (material orgânico presente em complexos organo-minerais, microagregados ou estruturas primárias). Entretanto, maiores estudos serão necessários para definir se realmente as frações leve livre e oclusa de solos ricos em óxidos são de fato dinamicamente diferentes.

## **Métodos de Fracionamento Físico do Solo**

Os métodos de fracionamento físico do solo envolvem basicamente dois grupos de procedimentos: os métodos granulométricos e os densimétricos (para uma revisão aprofundada destes métodos, nos referimos a Roscoe & Machado, 2002). Ambos vêm sendo amplamente utilizados, separadamente ou combinados, em estudos que visam decifrar as funções e a dinâmica da MOS nos ecossistemas e sistemas agrícolas.

Os métodos granulométricos envolvem a separação da MOS em função do seu próprio tamanho ou do de partículas às quais está associada. Compreendem dois grupos de métodos: (1) aqueles que buscam a separação de agregados por tamanho e estabilidade, ou seja, a obtenção dos COM secundários representados na Fig. 1; e (2) aqueles que visam a recuperação de frações com diâmetro médio equivalente ao das partículas primárias (areia, silte e argila), ou seja, os COM primários (Fig. 1).



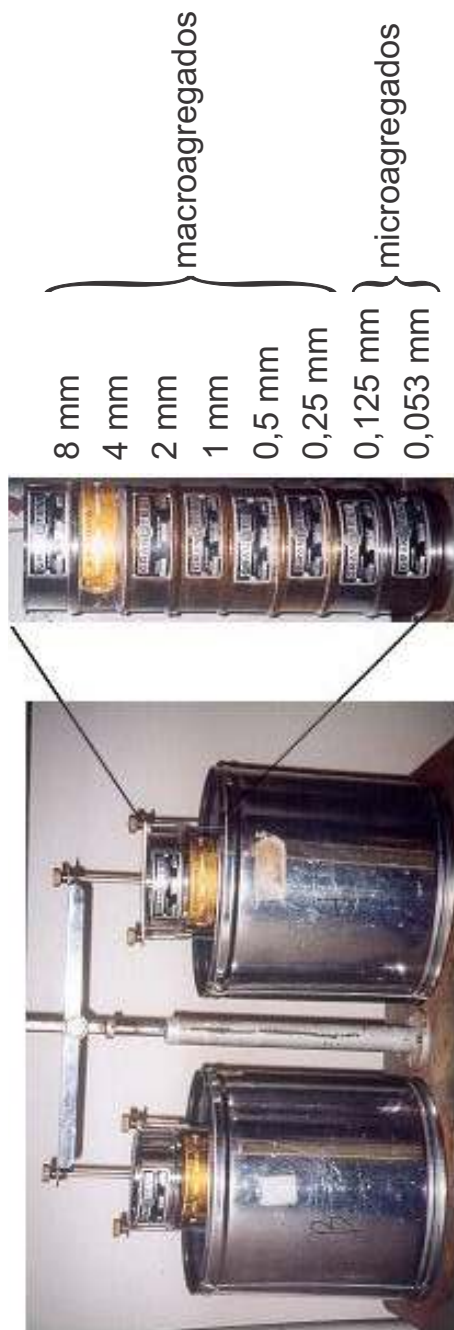
No primeiro grupo de métodos granulométricos, os agregados são separados em função do seu tamanho e de sua estabilidade a estresses mecânicos, seja pelo atrito entre os próprios agregados e a grade das peneiras com diferentes aberturas (peneiramento seco); ou pelo trabalho dessas mesmas forças associadas ao atrito da água passando pelos agregados em repetidos fluxos, causados pela oscilação de peneiras de diferentes tamanhos de aberturas em um recipiente com água (peneiramento úmido) (Kemper & Rosenau, 1986). Estudos recentes conduzidos em Latossolo Vermelho distroférrico, Castro Filho (1998, 2002) e Madari et al. (2003) mostraram a capacidade do solo em formar macroagregados, especialmente agregados > 8,0 mm e com elevada importância para o acúmulo de carbono orgânico intra-agregado. Esses métodos separam os agregados em diferentes classes de tamanho, podendo a MOS presente em cada uma das classes ser quantificada ou esses agregados passarem por um segundo processo de fracionamento, envolvendo método granulométrico de separação em partículas primárias ou o densimétrico. A simples quantificação da MOS presente em cada um dos agregados não traz informações relevantes em termos de dinâmica, pois não existem evidências de que a MOS estaria ciclando, em tempos diferentes, nas diversas classes de agregados presentes, a não ser nos agregados maiores e menores que o limite entre macro e micro agregados ou agregados primários e secundários (Roscoe & Machado, 2002). Além disso, mesmo essa divisão não teria muito significado se não fossem executadas operações posteriores para o fracionamento desses agregados. Os agregados secundários, por exemplo, estariam carregando consigo as frações leves livre e oclusa, além da MOS presente nos agregados primários que as compõem. Os métodos de separação dos agregados em classes de diferente tamanho representam, portanto, um procedimento preliminar em estudos de dinâmica da MOS, mas certamente muito relevante pelo fato de oferecer um retrato mais próximo da realidade. As amostras são coletadas no campo procurando-se preservar ao máximo a estrutura *in situ* (Fig. 2).

Após coleta de amostras no campo utilizando-se peneira de 19 mm, as amostras são transferidas para laboratório onde passam por peneiramento úmido para separação em classes de agregados mais abrangentes que as propostas por Kemper & Roseneau (1986), ou seja, utiliza-se uma série de peneiras para obter 9 classes de macro e microagregados: > 8, 4 a 8, 2 a 4, 1 a 2; 0,5 a 1; 0,25 a 0,5; 0,125 a 0,25; 0,053 a 0,125 e < 0,053 mm (Fig. 3 e 4).



**Fig. 2.** Procedimento de amostragem de agregados no campo utilizando peneira de 19 mm e permitindo, assim, melhor representatividade da estrutura do solo. Os agregados que passam pela peneira 19 mm são transferidos para laboratório onde se faz o peneiramento úmido para a obtenção das classes de agregados.

**Fonte:** Madari et al., 2003.



**Fig. 3.** Equipamento para peneiramento úmido e separação das classes de agregados.  
**Fonte:** Beáta Madari.



**Fig. 4.** Fotos de agregados das classes de 4 a 8 mm (A), 1 a 2 mm (B) e 0,125 a 0,053 mm (C).  
**Fonte:** Beáta Madari.

Outro grupo de métodos granulométricos envolve a separação da MOS em frações que equivalem às classes de tamanho das partículas utilizadas em análises texturais (Roscoe & Machado, 2002). Nesses casos, pode-se tomar os diversos agregados provenientes de um dos procedimentos descritos anteriormente, ou mesmo terra fina seca ao ar (material de solo destorroado e passado em peneira de 2 mm). Quando se utiliza as diferentes classes de agregados, o volume de informação é maior, mas como o método, normalmente, não permite separar o material leve ocluso dos que estão fora dos agregados, essas informações extras contribuem de forma limitada para o entendimento da dinâmica da MOS. Portanto, em estudos de dinâmica, caso sejam utilizados métodos somente granulométricos, recomenda-se a utilização, diretamente, de terra fina seca ao ar.

As frações correspondentes ao tamanho areia (> 0,05 mm) seriam as mais dinâmicas e, de certa forma, seriam equivalentes à matéria orgânica não complexada (MONC) livre e oclusa, descrita na Fig. 1. Evidentemente, podem ocorrer partículas de MONC nas frações com tamanho inferior a 0,05 mm, mas essas estariam em quantidades bastante reduzidas. As frações inferiores a 0,05 mm seriam dominadas por complexos organo-minerais (Fig. 1).

Esse grupo de métodos granulométricos envolve duas etapas: dispersão do solo e separação das classes. Na primeira, o solo deve ser completamente disperso, evitando que agregados mantenham-se intactos nas frações mais grosseiras, ou seja, nas classes de tamanho areia (> 0,05 mm). Para tanto, são utilizados procedimentos de dispersão baseados no uso de agitação mecânica ou energia ultra-sônica, na presença ou não de agentes dispersantes (como NaOH ou  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ ). Um dos sérios problemas desse método está exatamente ligado ao processo de dispersão. Solos argilosos e ricos em óxidos podem necessitar de grandes quantidades de energia para se dispersarem completamente (Sá et al., 1999; Roscoe et al., 2000). Isso decorre da alta estabilidade da estrutura granular típica desses solos (Resende et al., 1997). Na maioria das vezes, valores de energia tão elevados são conseguidos somente com a utilização de ultra-som (Sá et al., 1999; Roscoe et al., 2000). Balesdent et al. (1991) ressaltam que um inconveniente de se utilizar níveis elevados de energia ultra-sônica é a possibilidade de fragmentação da MONC presente na classe de tamanho areia, redistribuindo-a nas demais frações granulométricas. Isso provocaria a contaminação de frações dinamicamente mais recalcitrantes por materiais mais lábeis da MONC. Desta forma, para estudos de dinâmica da MOS em solos argilosos ricos em óxidos esse método teria limitações.

Os métodos densimétricos baseiam-se na diferença de densidade dos constituintes orgânicos e minerais do solo (Roscoe & Machado, 2002). A densidade dos materiais orgânicos não ultrapassa  $1,5 \text{ g dm}^{-3}$ , enquanto a de constituintes minerais é em média  $2,65 \text{ g dm}^{-3}$  (Gregorich & Ellert, 1993). Desta forma, soluções com densidades intermediárias a esses valores podem ser utilizadas na separação das frações orgânicas que não estão ligadas à matriz mineral (fração leve, equivalente à MONC), das que estão constituindo COM. Vários líquidos densos têm sido utilizados para esse fim, envolvendo uma gama de soluções orgânicas e salinas, além de soluções coloidais de sílica (Gregorich & Ellert, 1993; Christensen, 1992; Magrid et al., 1996). As densidades variam de  $1,4$  a  $2,2 \text{ g cm}^{-3}$ , sendo a mais recomendada entre  $1,6$  e  $1,8 \text{ g cm}^{-3}$  (Roscoe & Machado, 2002). Os líquidos orgânicos têm sido evitados por causar contaminação nas frações a serem separadas e por sua alta toxicidade, o que aumenta o risco no manuseio. As suspensões de sílica apresentam a grande vantagem de não ser tóxica aos microorganismos do solo, possibilitando avaliações biológicas posteriores ao fracionamento densimétrico. Por outro lado, como desvantagem a densidade máxima que alcançam é de  $1,4 \text{ g cm}^{-3}$  e a sua aplicação em solos argilosos tem apresentado problemas de floculação da sílica com argilas em dispersão. Os sais mais utilizados são o iodeto de sódio (NaI), que atinge uma densidade máxima de  $1,8 \text{ g cm}^{-3}$ , e o politungstato de sódio [ $\text{Na}_6(\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40})$ ], que pode gerar soluções com até  $3,1 \text{ g cm}^{-3}$  (Six et al., 1999a,b; Shang & Tiessen, 2001). Outra vantagem é a possibilidade de recuperação destes sais por processos relativamente simples de filtragem em uma combinação de resinas aniônicas e catiônicas com carvão ativado (Six et al., 1999b). Trabalhos recentes, utilizando um Argissolo Vermelho distrófico, textura franco-argilosa, e um Latossolo Vermelho distroférrico, textura muito argilosa, demonstraram que o NaI tende a subestimar as quantidades da fração leve, obtendo recuperações dessa fração significativamente inferiores às obtidas com solução de politungstato de sódio na mesma densidade (Conceição et al., 2005; Boeni et al., 2005). Embora os autores não concluam sobre os possíveis processos envolvidos, as evidências apresentadas nos trabalhos colocam em cheque a utilização do NaI em fracionamentos densimétricos da MOS.

Os métodos densimétricos são utilizados para a separação das frações leves (MONC) e pesadas (COM), sendo que a fração leve pode ser separada antes da dispersão do solo (MONC livre) e depois da dispersão (MONC oclusa) (Fig. 1). Portanto, os procedimentos envolvem etapas de dispersão e de separação de frações. Os esquemas de separação de frações pesada, leve

livre e leve oclusa podem ser conduzidos a partir de terra fina seca ao ar (Gregorich & Ellert, 1993) ou a partir de frações de agregados provenientes de fracionamentos granulométricos (Six et al., 1988). No primeiro caso, quando se toma terra fina seca ao ar, considera-se somente a fração oclusa em agregados menores que 2 mm (malha da peneira utilizada em procedimentos padrão de análise de solo). Perde-se, portanto, informações sobre o material ocluso em agregados maiores. Isso se torna crítico para Latossolos, pois as estruturas menores que esse limite são, em sua grande maioria, as granulares típicas desses solos. Como discutido anteriormente, tais estruturas são extremamente estáveis e sofrem pouco com o manejo, o que sugere que o carbono associado às mesmas constitua um único reservatório dinâmico, independente de ser leve oclusa ou COM (Roscoe & Buurman, 2003; Roscoe et al., 2004).

Fracionamentos que considerem o segundo nível de agregação, apresentado na Fig. 1, necessariamente devem tomar amostras de solo intactas e não terra fina seca ao ar. As amostras devem ser coletadas em blocos indeformados e serem cuidadosamente destorroadas, passando em peneira de 19 mm ainda com a umidade de campo. Uma vez no laboratório, as amostras devem ser secas ao ar e então utilizada para peneiramento úmido ou seco, seguindo metodologia para análise de estabilidade de agregados (Kemper & Rosenau, 1986). As diferentes classes de agregados obtidas passariam por fracionamento densimétrico, separando o material livre e ocluso. Desta maneira, seriam obtidas uma fração leve livre (somatório de todas as frações leves livres separadas de cada classe de agregados), diversas frações leves oclusas (o número seria função das classes de agregados consideradas) e a fração pesada (somatório de todas as obtidas). O significado dinâmico das frações oclusas em diferentes classes de tamanho de agregados ainda deve ser comprovado. Essas frações seriam dinamicamente distintas, somente se os processos de formação e estabilização desses agregados fossem diferentes. Segundo o modelo descrito na Fig. 1, distinguir-se-iam dois reservatórios de fração oclusa, um dentro dos agregados primários (ou microagregados) e outro nos secundários (ou macroagregados).

Para os solos pobres em óxidos, os quais apresentam um limite entre as classes de agregados geneticamente distintos de 250  $\mu$ m (Edwards & Bremner, 1967), a fração oclusa dinamicamente interessante seria aquela oclusa em agregados maiores que este limite. Neste caso, até mesmo estudos utilizando TFSA poderiam estar acessando boa parte do reservatório

ocluso nos macroagregados que sofreriam alterações em função do manejo. Para solos ricos em óxidos, no entanto, o limite parece ser maior, ou seja 1000 m. Somente a MOS oclusa nos agregados maiores que este limite sofreriam influência do manejo, o que sugere que esse seja o limite ideal para a distinção de reservatórios dinâmicos da fração oclusa.

## Considerações Finais

A elucidação dos processos envolvendo a MOS e a agregação do solo poderia ajudar em muito o entendimento da dinâmica da MOS, além de possibilitar o refinamento de modelos conceituais, como o ilustrado na Fig. 1. Os diferentes reservatórios dinâmicos, hipotetizados nesse modelo, poderiam ser utilizados como compartimentos mensuráveis da MOS em modelos matemáticos alternativos aos atualmente em uso (Arah & Gaunt, 2000; Gaunt et al., 2001). Outra alternativa seria a inclusão de sub-rotinas envolvendo tais reservatórios em modelos já existentes, como o Century.

O refinamento da modelagem da MOS em solos tropicais e subtropicais seria extremamente relevante para o entendimento de seu papel nas alterações causadas pela adoção do SPD. Reciprocamente, o melhor entendimento destas alterações poderia subsidiar previsões sobre as potencialidades de seqüestro de carbono em diferentes tipos de solo sob Sistema Plantio Direto, no âmbito do Protocolo de Quioto. As simulações mais precisas da MOS em diferentes condições subsidiaria, ainda, a seleção de sistemas de sucessão/rotação de culturas mais adequados ao SPD, de forma a maximizar os benefícios gerados pela MOS.

O fracionamento densimétrico parece melhor atender a demanda por separação de reservatórios da MOS dinamicamente diferentes, principalmente se combinado a procedimentos granulométricos de separação de agregados primários e secundários.

## Referências

ARAH, J. R. M.; GAUNT, J. L. Questionable assumptions in current soil organic matter transformation models. In: REES, R. M.; CAMPBELL, C. D.; WATSON, C. A. (Ed.). **Sustainable management of soil organic matter**. Wallingford: CAB International, 2001. p. 83-89.

BALDOCK, J. A.; OADES, J. M.; WATERS, A. G.; PENG, X.; VASSALLO, A. M.; WILSON, M. A. Aspects of the chemical structure of soil organic materials as revealed by solid-state  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v. 16, p. 1-42, 1992.

BALESDENT, J.; PÉTRAUD, J. P.; FELLER, C. Effets des ultrasons sur la distribution granulométrique des matières organiques des sols. **Science du Sol**, Plaisir, v. 29, p. 95-106, 1991.

BURNS, R. G. Enzyme activity in soil location and a possible role in microbial ecology. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 14, p. 423-427, 1982.

CAMBARDELLA, C. A. Experimental verification of simulated soil organic matter pools. In: LAL, R.; KIMBLE, J. M.; FOLLETT, R. F.; STEWART, B. A. **Soil processes and the carbon cycle**. Boca Raton: CRC, 1997. p. 519-526.

CAMBARDELLA, C. A.; ELLIOTT, E. T. Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, p. 777-783, 1992.

CARTER, M. R. Organic matter and sustainability. In: REES, R. M.; BALL, B. C.; CAMPBELL, C. D.; WATSON, C. A. (Ed.). **Sustainable management of soil organic matter**. New York: CABI, 2001. p. 9-22.

CASTRO FILHO, C.; LOURENÇO, A.; GUIMARÃES, M. de F.; FONSECA, I. C. B. Aggregate stability under different management systems in a red Latosol in the State of Paraná, Brasil. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 65, p. 45-51, 2002.



CASTRO FILHO, C.; MUZILLI, O.; PODANOSCHI, A. L. Estabilidade dos agregados e sua relação com o teor de carbono orgânico num Latossolo Roxo distrófico, em função de sistemas de plantio, rotações de culturas e métodos de preparo das amostras. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 22, p. 527-538, 1998.

CHRISTENSEN, B. T. Matching measurable soil organic matter fractions with conceptual pools in simulation models of carbon turnover: revision of model structure. In: POWLSON, D. S.; SMITH, P.; SMITH, J. V. (Ed.). **Evaluation of soil organic matter models**. Berlin: Springer-Verlag, 1996b. p. 143-159. (NATO. ASI Series, v. I, 38).

CHRISTENSEN, B. T. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. **Advances in Soil Science**, New York, v. 20, p. 1-90, 1992.

CHRISTENSEN, B. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 52, p. 345-353, 2001.

CHRISTENSEN, B. T. Structure and organic matter storage in agricultural soils. In: CARTER, M. R.; STEWART, B. A. (Ed.). **Structure and organic matter storage in agricultural soils**. Boca Raton: CRC, 1996a. p. 97-165. (Advances in Soil Science).

CLAPP, C. E.; HAYES, M. H. B. Sizes and shapes of humic substances. **Soil Science**, Baltimore, v. 164, p. 777-789, 1999.

COLLINS, H. P.; PAUL, E. A.; PAUSTIAN, K.; ELLIOTT, E. T. Characterization of soil organic carbon relative to its stability and turnover. In: PAUL, E. A.; PAUSTIAN, K.; ELLIOTT, E. T.; COLE, C. V. (Ed.). **Soil organic matter in temperate agroecosystems: long-term experiments in North America**. Boca Raton: CRC, 1997. p. 51-72.

EDWARDS, A. P.; BREMNER, J. M. Microaggregates in soils. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 18, p. 64-73, 1967.

ELLIOTT, E. T.; CAMBARDELLA, C. A. Physical separation of soil organic matter. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, Amsterdam, v. 34, p. 407-419, 1991.

FELLER, C.; BEARE, N. H. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. **Geoderma**, Amsterdam, v. 79, p. 69-116, 1997.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Mineralogia da fração argila e estrutura de latossolos da Região Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 23, p. 507-514, 1999.

FREIXO, A. A.; CANELLAS, L. P.; MACHADO, P. L. O. de A. Propriedades espectrais da matéria orgânica leve-livre e intra-agregados de dois Latossolos sob plantio direto e preparo convencional. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 26, p. 445-453, 2002.

GAUNT, J. L.; SOHI, S. P.; YANG, H.; MAHIEU, N.; ARAH, J. R. M. A procedure for isolating soil organic matter fractions suitable for modelling. In: REES, R. M.; CAMPBELL, C. D.; WATSON, C. A. (Ed.). **Sustainable management of soil organic matter**. Wallingford :CAB International, 2001. p. 90-95.

GOLCHIN, A.; BALDOCK, J. A.; OADES, J. M. A model linking organic matter decomposition, chemistry, and aggregate dynamics. In: LAL, R.; KIMBLE, J. M.; FOLLETT, R. F.; STEWART, B. A. **Soil processes and the carbon cycle**. Boca Raton: CRC, 1997. p. 245-266. (Advances in Soil Science).

GOLCHIN, A.; OADES, J. M.; SKJEMSTAD, J. O.; CLARKE, P. Soil structure and carbon cycling. **Australian Journal of Soil Research**, Victoria, v. 32, p. 1043-1068, 1994.

GREGORICH, E. G.; ELLERT, B. H. Light fraction and macroorganic matter in mineral soils. In: CARTER, M. R. (Ed.). **Soil sampling and methods of analysis**. Boca Raton: Canadian Society of Soil Science: Lewis, 1993. p. 397-407.

HASSINK, J.; WHITMORE, A. P. A model of the physical protection of organic matter in soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, p. 131-139, 1997.

JENKINSON, D. S.; ADAMS, D. E.; WILD, A. Model estimates of CO<sub>2</sub> emissions from soil in response to global warming. **Nature**, London, v. 351, p. 304-306, 1991.

JUNGERIUS, P. D.; VAN DEN ANCKER, J. A. M.; MUCHER, H. J. The contribution of termites to the microgranular structure of soils on the Uasin Gishu Plateau, Kenya. **Catena**, Destedt, v. 34, p. 349-363, 1999.

KEMPER, W. D.; ROSENAU, R. C. Aggregate stability and size distribution. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis**. 2nd. ed. Madison: American Society of Agronomy, 1986. Part 1, p. 837-871.

MADARI, B.; MACHADO, P. L. O. A.; TORRES, E.; ANDRADE, A. G.; VALENCIA, L. I. O. No tillage and crop rotation effects on soil aggregation and organic carbon in a Rhodic Ferralsol from southern Brazil. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 80, p. 185-200, 2005.

MAGRID, J.; GORISSEN, A.; GILLER, K. E. In search of the elusive 'active' fraction of soil organic matter: three size-density fractionation methods for tracing the fate of homogeneously <sup>14</sup>C-labelled plant material. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 28, p. 89-99, 1996.

NANNIPIERI, P. O.; GRECO, S.; CECCANTI, B. Ecological significance of the biological activity in soil. In: BOLLAG, J. M.; STOTZKY, G. (Ed.). **Soil biochemistry**. New York: Marcel Dekker, 1990. p. 293-355. (Books in soils, plants, and the environment, 6).

OADES, J. M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 76, p. 319-337, 1984.

OADES, J. M.; GILLMAN, G.; UEHARA, G. Interactions of soil organic matter and variable-charge clays. In: COLEMAN, D. C.; OADES, J. M.; UEHARA, G. (Ed.). **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems**. Kahului: Niftal Project: University of Hawaii Press, 1989. p. 69-95.

OADES, J. M.; WATERS, A. G. Aggregate hierarchy in soils. **Australian Journal of Soil Research**, Victoria, v. 29, p. 815-828, 1991.

OLIVEIRA, J. B.; JACOMINE, P. K.; CAMARGO, M. N. **Classes gerais de solos do Brasil**: guia auxiliar para seu reconhecimento. Jaboticabal: FUNEP, 1992. 201 p.

PARTON, W. J.; SCHIMMEL, D. S.; COLE, C. V.; OJIMA, D. Analysis of factors controlling soil organic levels of grasslands in the Great Plains. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 58, p. 530-536, 1987.

PAUSTIAN, K. Modelling soil organic matter dynamics - global challenges. In: REES, R. M.; CAMPBELL, C. D.; WATSON, C. A. (Ed.). **Sustainable management of soil organic matter**. Wallingford: CAB International, 2001. p. 43-53.

RESCK, D. V. S.; VASCONCELLOS, C. A.; VILELA, L.; MACEDO, M. C. M. Impact of conversion of Brazilian Cerrados to cropland and pasture land on soil carbon pool and dynamics. In: LAL, R.; KIMBLE, J. M.; STEWART, B. A. (Ed.). **Global climate change and tropical ecosystems**. Boca Raton: CRC, 1999. p. 169-196. (Advances in Soil Science).

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. **Pedologia**: base para distinção de ambientes. 2. ed. Viçosa, MG: NEPUT, 1997. 367 p.

ROSCOE, R.; BUURMAN, P. Tillage effects on soil organic matter in density fractions of a Cerrado Oxisol. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 70, p. 107-119, 2003.

ROSCOE, R.; BUURMAN, P.; VAN LAGEN, B.; VELTHORST, E. J. Transformations in occluded light fraction organic matter in a clay oxisol: evidence from  $^{13}\text{C}$ -CPMAS-NMR and  $^{13}\text{C}$  signature. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 28, n. 5, p. 811-818, 2004.

ROSCOE R.; BUURMAN, P.; VELTHORST, E. J. Disruption of soil aggregate by different amounts of ultrasonic energy in SOM fractionation of a clay Latosol: carbon, nitrogen, and  $^{13}\text{C}$  distribution in particle-size fractions. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 51, p. 445-454, 2000.

ROSCOE, R.; BUURMAN, P.; VELTHORST, E. J.; VASCONCELLOS, C. A. Soil organic matter dynamics in density and particle-size fractions as revealed by the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  isotopic ratio in a Cerrado's Oxisol. **Geoderma**, Amsterdam, v. 104, p. 185-202, 2001.

ROSCOE, R.; MACHADO, P. L. O. A. **Fracionamento físico do solo em estudos de matéria orgânica**. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2002. 86 p.

SÁ, M. A. C.; LIMA, J. M.; SILVA, M. L. N.; DIAS JUNIOR, M. S. Índice de desagregação do solo baseado em energia ultrta-sônica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 23, p. 525-531, 1999.

SCHULTEN, H. R.; LEINWEBER, P. New insights into organic-mineral particles: composition, properties and molecular structure. **Biology and Fertility of Soils**, Berlin, v. 30, p. 399-432, 2000.

SHANG, C.; TIESSEN, H. Sequential versus parallel density fractionation of silt-sized organo-mineral complexes of tropical soils using metatungstate. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 33, p. 259-262, 2001.

SISTEMA Brasileiro de Classificação de Solos. Rio de Janeiro: Embrapa-CNPS, 1999. 412 p.

SIX, J.; ELLIOTT, E. T.; PAUSTIAN, K. Aggregate and soil organic matter dynamics under conventional an no-tillage sytems. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 63, p. 1350-1358, 1999a.

SIX, J.; ELLIOTT, E. T.; PAUSTIAN, K.; DORAN, J. W. Aggregation and soil organic matter accumulation in cultivated and native grassland soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v 62, p. 1367-1377, 1998.

SIX, J.; FELLER, C.; DENEFF, K.; OGLE, S. M.; MORAES-SÁ, J. C.; ALBERECHT, A. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils effects of no-tillage. **Agronomie**, Paris, v. 22, p. 755-775, 2002.

SIX, J.; SCHULTZ, P. A.; JASTROW, J. D.; MERCKX, R. Recycling of sodium polytungstate used in soil organic matter studies **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 31, p. 1193-1196, 1999b.

STEVENSON, F. J.; COLE, M. A. **Cycles of soils**: carbon, nitrogen, phosphorus, sulfur, micronutrients. 2. ed. New York: Wiley, 1999. 427 p.

STEVENSON, F. J.; ELLIOTT, E. T. Methodologies for assessing the quantity and quality of organic matter. In: COLEMAN, D. C.; OADES, J. M.; UEHARA, G. (Ed.). **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems**. Kahului: NifTAL Project: University of Hawaii Press, 1989. p. 173-199.

TRAPNELL, C. G.; WEBSTER, R. Microaggregates in a red earth and related soils in East and Central Africa, their classification and occurrence. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 37, p. 109-123, 1986.

TURCHENEK, L. W.; OADE, J. M. Fractionation of organo-mineral complexes by sedimentation and density techniques. **Geoderma**, Amsterdam, v. 21, p. 311-343, 1979.

# 6

## Emprego do Isótopo Estável $^{13}\text{C}$ para o Estudo da Dinâmica da Matéria Orgânica do Solo

Bruno José Rodrigues Alves  
David V. de Campos  
Cláudia Pozzi Jantalia Sisti  
Segundo Urquiaga  
Robert Michael Boddey

**Resumo** - O uso de isótopos em estudos da dinâmica da matéria orgânica do solo (MOS) iniciou-se com o emprego do isótopo radioativo  $^{14}\text{C}$ . Apesar de extremamente eficiente, tais estudos têm limitações principalmente em relação aos elevados custos. Após a descoberta da existência de discriminação diferenciada do isótopo estável  $^{13}\text{C}$  entre plantas de ciclos fotossintéticos distintos, a utilização da abundância natural desse isótopo passou a ser empregada em estudos da dinâmica da MOS. A técnica é mais utilizada quando uma vegetação predominada por plantas de um determinado ciclo fotossintético é substituída por plantas de ciclo fotossintético diferente. Na maioria dos casos, a substituição tem sido de plantas C3 por plantas C4. Equações simples de balanço de massas permitem acessar as quantidades de materiais derivados de cada tipo de planta em um determinado tempo. Conhecendo-se o período de substituição das vegetações, pode-se derivar as constantes de decomposição da matéria orgânica total ou de suas frações. A técnica pode, ainda, ser utilizada em algumas situações onde há mistura de vegetações, desde que haja subsídios suficientes para utilização de modelos específicos. O presente capítulo discute essas possibilidades, à luz de exemplos práticos de experimentos onde a técnica foi utilizada. São apresentados os procedimentos de cálculos e discutidas as limitações. Conclui-se que a técnica constitui-se em importante ferramenta para o estudo da dinâmica da MOS, sendo útil na parametrização dos modelos de simulação de sua dinâmica.

## Use of $^{13}\text{C}$ Isotopes to Study Soil Organic Matter Dynamics

**Abstract** - The use of isotopes in studies of soil organic matter (SOM) dynamics started with the utilization of the stable radioactive isotope  $^{14}\text{C}$ . Although extremely useful, those studies were limited by the high costs of the analysis. After discovering the existence of differential discrimination of the stable isotope  $^{13}\text{C}$  between plants of different photosynthetic pathways, the utilization of the natural abundance of this stable isotope started to be used in SOM dynamic studies. The technique is used when a vegetation dominated by plants of a given photosynthetic pathway is replaced by plants of a different photosynthetic pathway. In most of the studies, the substitution has been from C3 to C4 plants. Simple mass balance equations allow estimates of quantities of the different plant material, in a given period of time. Knowing this period of time, one may derive the decomposition constants of the total SOM or of one of its fractions. The technique may also be used in some cases where there is a mix of vegetations, since the adequate data is available to allow the application of specific models. The present chapter discusses these possibilities in the light of practical examples when the technique was used. Calculations are presented and the limitations discussed. It is concluded that the technique constitute an important tool in studies of SOM dynamics, been important in the parameterization of simulation models.



## Introdução

A matéria orgânica do solo (MOS) tem grande influência sobre as propriedades químicas e físicas dos solos tropicais e, por isso, é considerada componente chave para a sustentabilidade dos sistemas agrícolas. A decomposição de resíduos vegetais e animais que chegam ao solo, que podem contribuir para o acúmulo de matéria orgânica no solo, reúne processos biológicos que são componentes essenciais do ciclo do C. Durante o processo de decomposição destes resíduos orgânicos, alguns compostos escapam da ação biológica através da interação com colóides minerais do solo, ou pelas próprias características estruturais que lhes conferem recalcitrância, e passam a formar o húmus ou a matéria orgânica coloidal do solo. Assim, a qualidade e a quantidade dos resíduos orgânicos implicarão em maior ou menor acumulação de MOS.

O entendimento da dinâmica da MOS representa um desafio metodológico para a comunidade científica. Medições diretas do acúmulo ou redução da MOS, ou de suas frações no solo, exigem o acompanhamento por vários anos, em experimentos de longa duração. Tais experimentos são escassos, o que dificulta a obtenção de valores precisos sobre constantes de decomposição, essenciais à parametrização e calibração de simuladores da dinâmica da MOS.

As técnicas isotópicas representam uma ferramenta fundamental para contornar a escassez de experimentos de longa duração e permitir a obtenção de parâmetros de dinâmica da MOS. Inicialmente, optou-se pela utilização de isótopos radioativos, em particular a abundância natural do  $^{14}\text{C}$ , amplamente utilizado em estudos paleontológicos. Entretanto, os elevados custos da determinação dos teores naturais de  $^{14}\text{C}$  em amostras de solo, em estudos de dinâmica da MOS, tornaram a técnica bastante restrita. Estudos utilizando materiais enriquecidos com  $^{14}\text{C}$  têm um custo menor e têm contribuído para o entendimento da dinâmica de frações mais lábeis da MOS e para a elucidação de processos específicos.

Uma alternativa extremamente interessante para tais estudos surgiu com a descoberta de que o isótopo estável  $^{13}\text{C}$  poderia ser utilizado como um traçador natural de materiais orgânicos provenientes de diferentes grupos de plantas. Com custos significativamente inferiores, a utilização deste isótopo tem possibilitado a realização de uma série de trabalhos, onde são derivados

parâmetros da dinâmica da MOS, em estudos sobre a influência dos diferentes sistemas de produção.

O objetivo do presente capítulo foi revisar as principais possibilidades de utilização da técnica baseada na abundância natural do isótopo estável  $^{13}\text{C}$  para estudos da dinâmica da matéria orgânica do solo, buscando evidenciar as suas possibilidade de uso como importante ferramenta na definição de parâmetros a serem utilizados em modelos matemáticos e simuladores dessa dinâmica.

## A abundância Natural do $^{13}\text{C}$

Na natureza, existem dois isótopos estáveis do C que se encontram em proporções estáveis em diferentes tipos de materiais. O  $^{12}\text{C}$  é o mais leve e apresenta a maior proporção em relação ao total de C na natureza (98,89%). O  $^{13}\text{C}$  representa apenas 1,11% do total. Essas proporções se mantêm relativamente estáveis em qualquer resíduo orgânico. No entanto, com o advento de espectrômetros de massas mais sensíveis, observou-se que quando o C passa de um estado físico-químico para outro, freqüentemente ocorre uma discriminação entre os dois isótopos, ou seja, um isótopo muda de estado preferencialmente, ou mais rapidamente, em relação ao outro. Isto faz com que ocorra uma variação na casa dos milhares, na proporção  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ .

As análises da composição isotópica de C são feitas medindo-se a relação de  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  das amostras em relação a um padrão internacional. O resultado é expresso em termos da diferença de  $^{13}\text{C}$  em relação ao padrão. Devido à baixa concentração de  $\text{CO}_2$  na atmosfera ( $\sim 370 \text{ mL L}^{-1}$ ) e aos grandes fluxos de  $\text{CO}_2$  que ocorrem (como o produto da queima de biomassa e de combustíveis fósseis, no processo de fotossíntese e na respiração de plantas e microrganismos), a abundância natural do  $\text{CO}_2$  na atmosfera mostra variações espaciais e temporais significativas. Desta forma, os valores atmosféricos não podem ser utilizados como padrão de referência, da mesma maneira que a abundância natural de  $^{15}\text{N}$  do  $\text{N}_2$  atmosférico é utilizada para o padrão desse isótopo estável (Junk & Svec, 1958; Mariotti, 1983).

O padrão internacional para o carbono é uma rocha calcária dolomítica (Belemnita), encontrada em uma formação geológica denominada Pee Dee, na Carolina do Norte, EUA, cuja abreviação é PDB (Pee Dee Belemnite). Essa rocha tem uma relação molar de  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  (R) de 0,01124. Os desvios em relação

ao padrão são conhecidos como unidades (letra grega delta minúscula) e, como são valores muito pequenos, convencionou-se expressá-los em partes por mil (‰).

A composição isotópica das plantas em relação ao padrão PDB é determinada pela equação:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰}) = \left( \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{PDB}}}{R_{\text{PDB}}} \right) \times 1000 \dots\dots\dots (1)$$

onde R é a relação molar  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ . Como a relação molar  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  das plantas é inferior a do PDB, o  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  das plantas é negativo.

Usando-se essa terminologia, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  do  $\text{CO}_2$  atmosférico situam-se em torno de  $-7\text{‰}$   $\delta_{\text{PDB}}^{13}\text{C}$  e as plantas têm valores variando de 11 a 35 ‰  $\delta_{\text{PDB}}^{13}\text{C}$  (Farquhar et al., 1989). Ao longo do presente texto, será utilizado o termo 1 delta como equivalente a 1 ‰  $\delta_{\text{PDB}}^{13}\text{C}$ .

As maiores diferenças na composição isotópica de C nos tecidos vegetais são observadas entre espécies que têm ciclo de carboxilação  $\text{C}_3$  e as que têm ciclo  $\text{C}_4$ . Sendo que as plantas do ciclo  $\text{C}_3$  (ou de Calvin) fixam o  $\text{CO}_2$  atmosférico através da enzima RUBISCO (Ribulose bifosfato carboxilase/oxigenase), e as do grupo  $\text{C}_4$ , fixam  $\text{CO}_2$  através da enzima PEP carboxilase (fosfoenolpiruvato carboxilase). A PEP carboxilase apresenta alta afinidade (baixo  $K_m$ ) pelo  $\text{CO}_2$  (Magalhães, 1985). Como a RUBISCO apresenta uma menor afinidade pelo  $\text{CO}_2$ , essa enzima discrimina o isótopo pesado de carbono,  $^{13}\text{C}$ , em relação ao isótopo leve,  $^{12}\text{C}$ , muito mais do que a PEP carboxilase. Assim, as plantas de ciclo  $\text{C}_3$  acumulam menos  $^{13}\text{C}$ . A discriminação envolvida nesse processo foi relatada para diversos grupos de plantas por Smith & Epstein (1971). Nesse estudo, os autores observaram que uma significativa discriminação isotópica ocorria com intensidades diferentes entre plantas de ciclo fotossintético  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$ , as quais foram separadas em diferentes grupos (Fig. 1).

Plantas de ciclo  $\text{C}_3$ , como as dicotiledôneas, discriminam mais intensamente o  $^{13}\text{C}$  e, por isso, apresentam variações na abundância isotópica de  $^{13}\text{C}$ , que vão de -20 a -34 deltas (em média -27 deltas). Exemplos deste grupo com maior abundância de  $^{13}\text{C}$  pertencem a ambientes mais secos e, supostamente, devem apresentar alguma evolução no sistema fotossintético, afetando o aproveitamento do  $\text{CO}_2$  atmosférico.

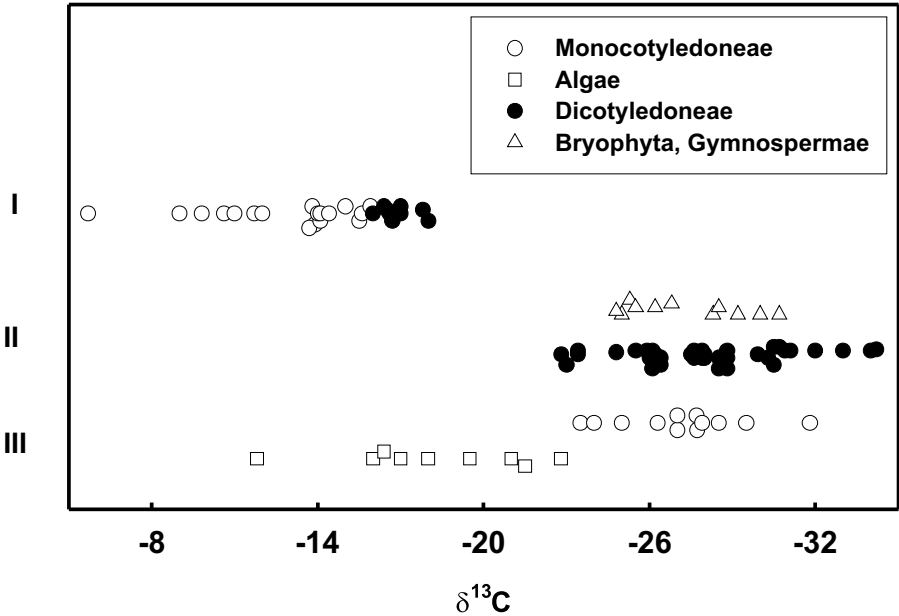


Fig. 1.  $^{13}\text{C}$  em diferentes grupos de plantas.

Fonte: Adaptado de Smith & Epstein (1971).

As plantas de ciclo  $\text{C}_4$ , em sua maioria monocotiledôneas, discriminam menos o  $^{13}\text{C}$  e apresentam valores que variam de -9 a -17 deltas (em média -13 deltas). Devido à diferença média de 14 deltas, os ciclos fotossintéticos podem ser identificados com base na análise da variação da abundância isotópica do  $^{13}\text{C}$ .

Por outro lado, adaptações que levam a maiores relações  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  parecem ser uma resposta da vida sob condições mais limitantes, como sob os ambientes xéricos e aquáticos. As briófitas podem apresentar um sinal isotópico semelhante a plantas  $\text{C}_3$  ou  $\text{C}_4$ , dependendo das condições de disponibilidade de água. As algas podem ter como fonte de C o bicarbonato dissolvido na água, o que poderia explicar valores mais altos de  $^{13}\text{C}$  encontrados para alguns representantes desta família (Fig. 1). Em condições de estresse hídrico, plantas de ciclo  $\text{C}_3$  tendem a discriminar menos o  $^{13}\text{C}$ , o que tem sido utilizado como uma ferramenta para seleção de variedades mais adequadas para climas mais áridos (Pate, 2001).

## Dinâmica do C do Solo Avaliada através do Isótopo $^{13}\text{C}$

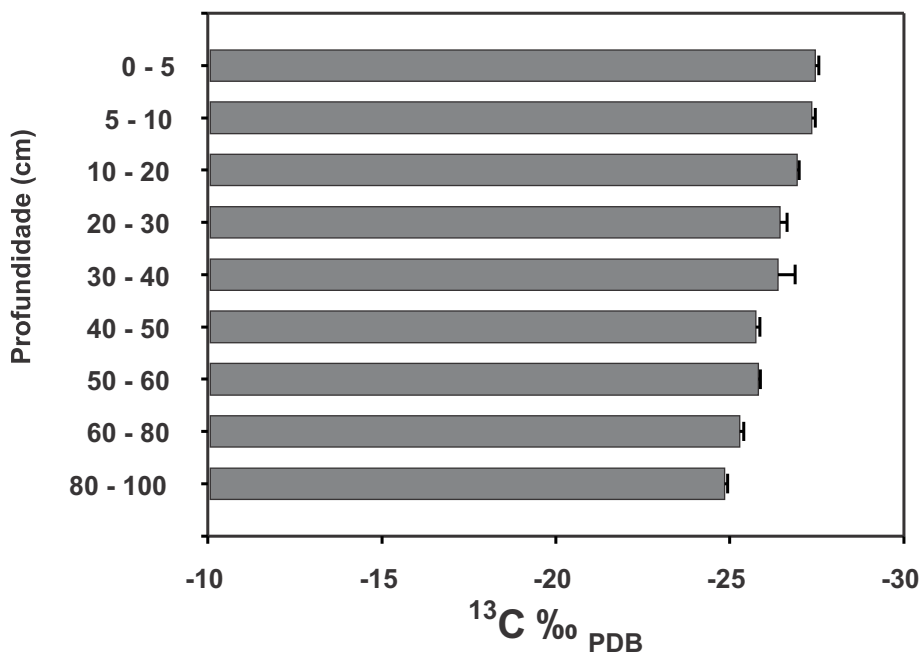
O uso da abundância natural de  $^{13}\text{C}$  para estudo da origem do C do solo pressupõe que a matéria orgânica do solo reflete o material vegetal do qual se derivou (uma marcação “in situ”). Ocorre uma discriminação isotópica do  $^{13}\text{C}$  durante a decomposição do resíduo, que altera levemente a marcação isotópica da matéria orgânica do solo e o grau com que isso ocorre está relacionado com a composição química dos resíduos.

Compostos como proteínas, açúcares, aminoácidos e ácidos orgânicos têm valores similares de  $^{13}\text{C}$  e são facilmente decomponíveis. Lipídeos e carotenóides, porém, são empobrecidos em  $^{13}\text{C}$ , tanto em espécies  $\text{C}_3$  como  $\text{C}_4$ , e têm decomposição mais lenta (Whelan et al., 1970). Celulose e hemicelulose compõem de 57% a 77% do tecido de plantas herbáceas e são tipicamente enriquecidas em  $^{13}\text{C}$ , com valores de 1 a 2 deltas superiores ao material total da planta. Plantas arbóreas possuem de 17% a 31% de lignina na sua biomassa do tecido lenhoso, que possui maior teor de carbono (>50%) do que a celulose, sendo, por isso, responsável por uma maior porcentagem do C total. A lignina é um composto de difícil decomposição e empobrecido em  $^{13}\text{C}$  em relação à celulose (Benner et al., 1987), o que é um outro fator para determinar a marcação final da matéria orgânica do solo. Não obstante, tem sido observado que na maioria dos casos a discriminação isotópica pela decomposição é pequena e varia entre 1 a 2 deltas (Balesdent & Mariotti, 1987; Martin et al., 1990).

Um exemplo de tal enriquecimento pode ser observado nos dados obtidos em um perfil de floresta no sul da Bahia, onde o solo foi amostrado até 100 cm (Tarré et al., 2001). Os resultados mostraram que houve um gradual enriquecimento no isótopo mais pesado ( $^{13}\text{C}$ ) com a variação da profundidade no perfil, sendo -27,5 ‰ no intervalo 0-5 cm e -24,8 ‰ no intervalo 80-100 cm (Fig. 2).

O primeiro trabalho a utilizar a abundância natural de  $^{13}\text{C}$  para avaliar as contribuições individuais de plantas  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  foi o de Cerri et al. (1985). Neste trabalho, foi examinada a perda de C derivado da mata ao redor de Piracicaba, SP, após 12 e 50 anos da introdução da cultura de cana-de-açúcar. Na cronossequência estudada, o estoque de C do solo (0-70 cm) sob a mata foi 126 Mg ha<sup>-1</sup>, bem maior do que sob as plantações de cana-de-açúcar (de

78 e 92 Mg C ha<sup>-1</sup>, respectivamente, para os canaviais de 12 e 50 anos). Até a profundidade de 30 cm, a abundância de <sup>13</sup>C do C total do solo sob a floresta foi constante e de aproximadamente -25 ‰, mas após 40 cm de profundidade encontrou-se um aumento até -18 ‰, na profundidade de 70 cm, sugerindo que em épocas anteriores a vegetação natural da área possuía uma proporção significativa de plantas do ciclo C<sub>4</sub>. Resultados semelhantes foram relatados por Pessenda et al. (2001) para um sítio na mesma região (Jaguariúna, SP). Na camada 0 a 20 cm dos solos sob a cana-de-açúcar, de 12 e 50 anos de idade, a abundância de <sup>13</sup>C foi de -23,7 e -20,7 ‰, respectivamente, mostrando a contribuição significativa do C derivado da cana nestes solos. Os autores calcularam que a contribuição de C derivada de cana-de-açúcar foram de 11% e 36 %, respectivamente.

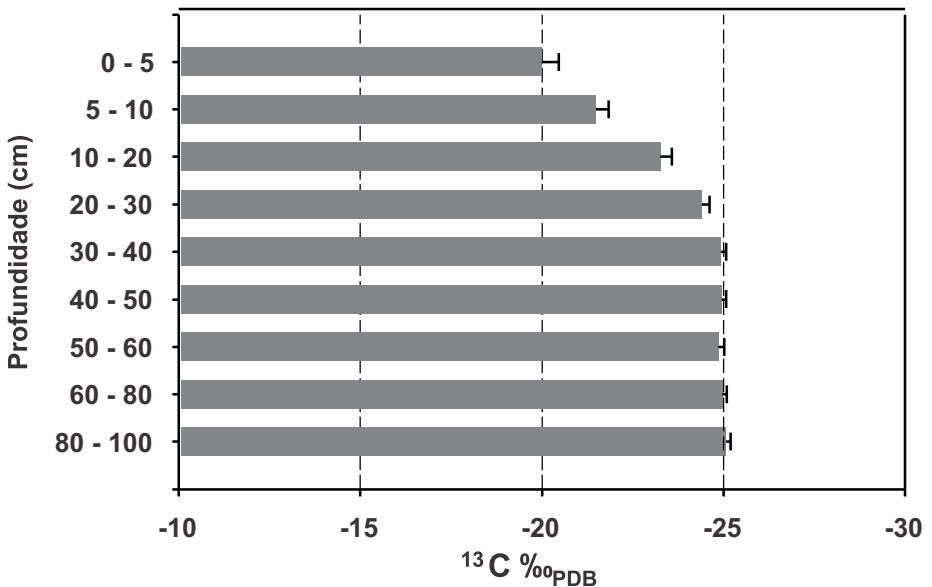


**Fig. 2.** Abundância natural de <sup>13</sup>C no perfil do solo sob uma área da Mata Atlântica no Município de Itabela, extremo sul da Bahia.

**Fonte:** Tarré et al. (2001).

Esta técnica já foi empregada com sucesso em vários estudos, tanto no clima tropical como em regiões de clima temperado, para estudar a dinâmica de carbono do solo a longo prazo, onde o padrão fotossintético da vegetação original foi modificada (Balesdent & Mariotti, 1987; Martin et al., 1990; Skjemstad et al., 1990; Jastrow et al., 1996).

No trabalho de Tarré et al. (2001), a matéria orgânica do solo sob floresta recebeu, por um longo tempo, carbono enriquecido em  $^{13}\text{C}$  da pastagem (aproximadamente  $-12\text{‰}$ ) e teve sua composição isotópica modificada até 30 cm de profundidade (Fig. 3).



**Fig. 3.** Abundância de  $^{13}\text{C}$  no perfil de um solo sob pastagens de *Brachiaria humidicola*.

Fonte: Tarré et al. (2001).

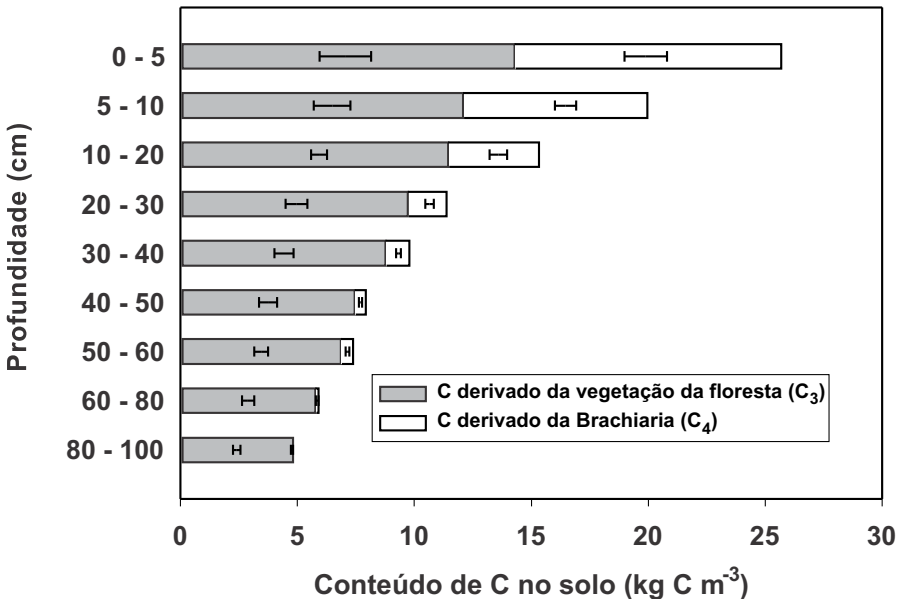
Através de um modelo simples e sabendo-se a composição isotópica inicial do solo sob a vegetação nativa ( $C_3$ ) e sob a *Brachiaria* ( $C_4$ ), foi possível calcular a quantidade de C derivado das duas fontes vegetais, utilizando as seguintes equações (Balesdent et al., 1988; Vitorello et al., 1989):

$$\%MOS_F = \left[ \frac{(\delta^{13}\text{C}_B - \delta^{13}\text{C}_A)}{(\delta^{13}\text{C}_F - \delta^{13}\text{C}_A)} \right] \times 100 \dots \dots \dots (2)$$

$$\%MOS_A = 100 - \%MOS_f \dots\dots\dots (3)$$

Onde,  $\%MOS_f$  é a proporção da matéria orgânica do solo derivada da vegetação nativa ( $C_3$ ), que possui uma marcação natural  $d^{13}C_f$ ;  $d^{13}C_A$  é a marcação natural da vegetação  $C_4$ ;  $d^{13}C_B$  é a marcação natural do C do solo sob a nova vegetação.

Aplicando esta equação aos dados mostrados na Fig. 3, Tarré et al. (2001) determinaram que após 9 anos do estabelecimento da pastagem de *B. humidicola*, quase metade (44%) do C presente na camada 0-5 cm do solo foi derivado da *Brachiaria*, mas em profundidades maiores de 40 cm, esta contribuição foi desprezível (Fig. 4).



**Fig. 4.** Quantidades de carbono derivado da floresta e da *Brachiaria* no solo sob uma pastagem de *B. humidicola*, estabelecida há nove anos na estação ESSUL/CEPLAC no Município de Itabela, no extremo sul da Bahia.

Fonte: Tarré et al. (2001).

Valores são médias de nove repetições. Barras de erro indicam erro padrão das médias.



Num estudo utilizando essa técnica, Roscoe et al. (2000) mostraram como a incidência de fogo na região do Cerrado, provocou um aumento na proporção dos resíduos de gramíneas  $\text{C}_4$  no solo. Após 21 anos, o solo sob duas áreas com crescente incidência de fogo não mostrou diferenças nos estoques de MOS até 100 cm de profundidade, mas a abundância de  $^{13}\text{C}$  no perfil foi radicalmente alterada em comparação com o Cerrado (*sensu stricto*) de baixa incidência de fogo (Fig. 5). Utilizando a mesma técnica de cálculo empregada por Tarré et al. (2001 - Equação 2), concluíram que mais de um terço do estoque do C do solo ( $67,5 \text{ Mg ha}^{-1}$ ) foi substituído por resíduos derivados de gramíneas de  $\text{C}_4$ .

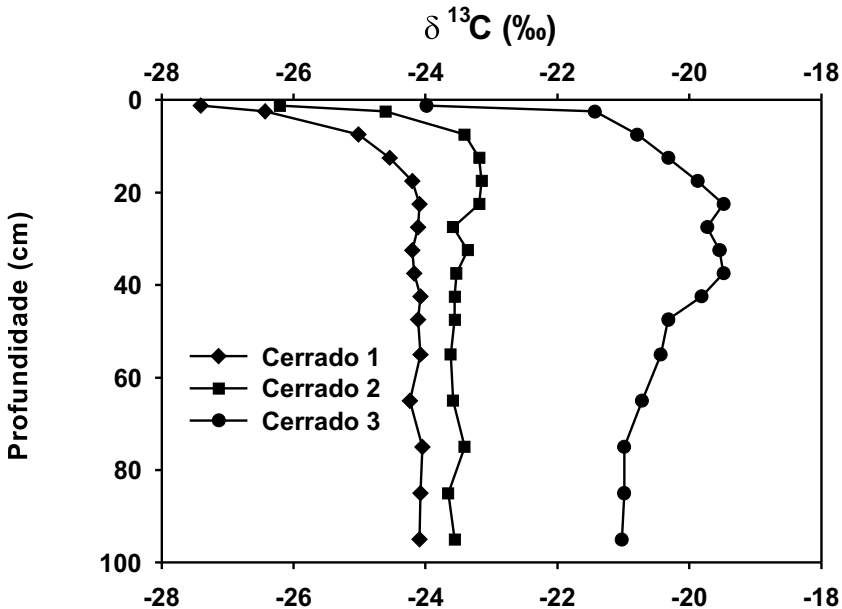


Fig. 5. Abundância natural de  $^{13}\text{C}$  ( $^{13}\text{C}$ ) do solo em três áreas adjacentes, sob Cerrado *sensu-stricto*, após 21 anos com diferentes incidências de queimadas, Sete Lagoas, MG. Área “Cerrado 1” e “Cerrado 2” sofreram poucas queimadas, e “Cerrado 3”, freqüentes queimadas.

Fonte: Adaptado de Roscoe et al. (2000).

Nos estudos da dinâmica da C no solo, existe grande interesse nas taxas de deposição e degradação das várias frações de MOS. Em situações onde uma vegetação de ciclo  $C_3$  ou  $C_4$  é removida e substituída por uma vegetação de outro ciclo, a análise da abundância natural do  $^{13}C$  do C total do solo permite o estudo da dinâmica da matéria orgânica originada de cada espécie, independentemente. Um bom exemplo de estudo neste sentido foi publicado por Moraes et al. (1996), que avaliaram a abundância natural de  $^{13}C$  do solo numa cronossequência de pastagens na Amazônia, com cinco idades diferentes, variando de 2 a 20 anos, na Fazenda Nova Vida em Rondônia (Fig. 6). Combinando-se os dados do conteúdo de C na camada de 1 a 20 cm de profundidade, foi possível visualizar a decomposição do C derivado da floresta ( $C_3$ ) e o acúmulo do C derivado da *Brachiaria* (Fig. 7). Os autores usaram um modelo matemático simples para descrever a degradação do C derivado da floresta com dois compartimentos de C; um estável, de tempo médio de residência infinito, e um outro de decomposição exponencial chamado 'biodegradável':

$$Cdf = Cdfs + Cdfb[\exp(-k_f \cdot t)] \dots \dots \dots (4)$$

onde Cdf é a quantidade do C no solo derivado da floresta (plantas  $C_3$ ) como uma função do tempo (t); Cdfs a fração estável deste C com um tempo médio de residência infinito; e  $k_f$  é a constante de decomposição do C biodegradável (Cdfb) derivado da floresta.

Os autores usaram uma equação semelhante para o acúmulo de C derivado da *Brachiaria* (Cdp):

$$Cdp = Cdp[1 - \exp(-k_p \cdot t)] \dots \dots \dots (5)$$

onde Cdp é limite máximo de acúmulo do C derivado da *Brachiaria* e  $k_p$  é a taxa de acumulação deste C.

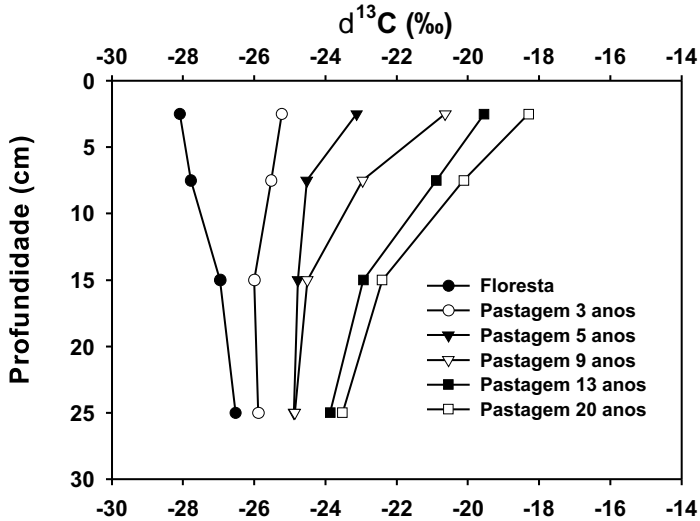


Fig. 6. Abundância natural de  $^{13}\text{C}$  do solo sob a floresta e sob uma seqüência de pastagens estabelecidas entre 3 e 20 anos num Latossolo Podzólico vermelho-amarelo na Fazenda Nova Vida, Rondônia. Valores são médias de quatro repetições.

Fonte: Adaptada de Moraes et al. (1996).

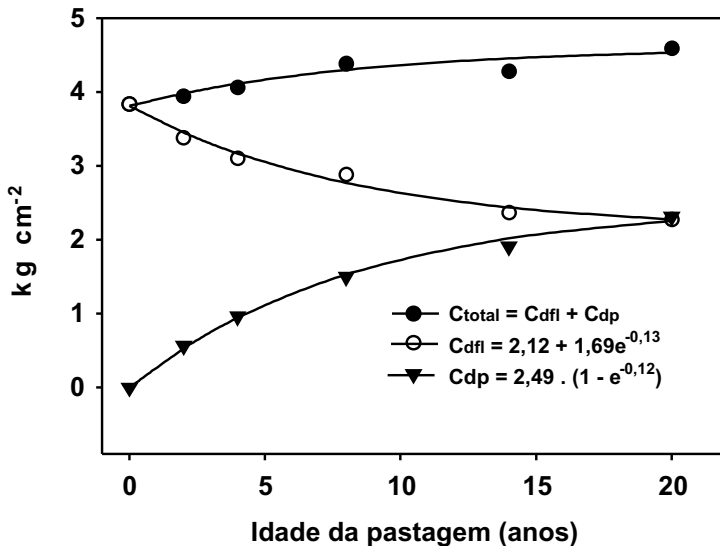


Fig. 7. Dinâmica do carbono total ( $C_{total}$ ) do solo, do C derivado da floresta ( $C_{df}$ ) e do C derivado da pastagem de *Brachiaria* ( $C_{dp}$ ) numa cronoseqüência de 20 anos num Latossolo Podzólico vermelho-amarelo na Fazenda Nova Vida, Rondônia.

Fonte: Adaptado de Moraes et al. (1996).

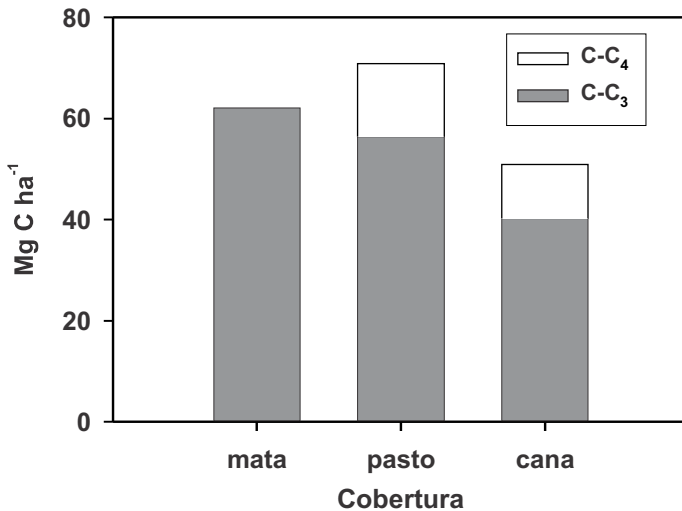
Os resultados deste estudo mostraram vários aspectos do mecanismo de mudança do estoque de C, em pastagens instaladas após o desmatamento da floresta:

- 1) A perda do C derivado da floresta foi inicialmente rápida e eventualmente estabilizou em taxas muito baixas. O modelo utilizado pressupõe que a taxa de decomposição do C ( $\text{g g}^{-1}$ ) do compartimento biodegradável é constante (neste caso, o tempo médio de residência aproxima-se de oito anos), mas como a quantidade de C desta fração diminui, a curva da decomposição é exponencial e atinge zero após um tempo infinito, deixando somente a fração estável do C (Cdfs).
- 2) A taxa de acúmulo de C derivado da *Brachiaria* foi inicialmente rápida e depois diminuiu. Supõe-se que a deposição de matéria orgânica pela *Brachiaria* (liteira e raízes) é constante, mas a sua decomposição bruta aumenta proporcionalmente à quantidade total depositada até o momento em que se atinge um equilíbrio (Cdp $\neq$ ) entre as taxas de deposição e decomposição.
- 3) Como a taxa bruta de decomposição do C da floresta foi mais baixa do que a taxa bruta de deposição do C da *Brachiaria*, o efeito global neste caso foi que o C total do solo aumentou com o tempo.

O fato de que os coeficientes de determinação das curvas de mudanças de Cdf e Cdp foram muito altos ( $r^2 = 0,99$ ) sugere que o modelo foi apropriado, mas deve-se destacar que, normalmente, os modelos de decomposição de matéria orgânica são mais complexos, com vários compartimentos de C com diferentes taxas específicas de decomposição (e.g. Parton et al., 1987; Vanlauwe et al., 1996; Urquiaga et al., 1998).

Num outro estudo recente de Campos (2003), foram avaliadas três áreas numa cronosseqüência de Mata Atlântica original e áreas de pastagens e cana-de-açúcar num Argissolo arenoso (>84% areia) dos Tabuleiros do norte do Espírito Santo (Conceição da Barra). A cronosseqüência era constituída de uma área onde a floresta (C<sub>3</sub>) foi removida e substituída há 20 anos por *Brachiaria decumbens* (ciclo C<sub>4</sub>), e a área onde a floresta foi removida e substituída há 20 anos com *B. decumbens* e que após 8 anos foi novamente substituída por cana-de-açúcar (também de ciclo C<sub>4</sub>). Após a implantação da cana-de-açúcar, o canavial foi renovado com aração profunda e sulcos de 40 cm de profundidade, o que significa que o solo nesta área sofreu uma grande perturbação física (revolvimento) por três vezes (uma vez na

implantação, e em duas renovações do canavial) durante um período de 12 anos, antes da amostragem das áreas. Os resultados mostraram que sob 22 anos de pastagem houve um aumento significativo no estoque (0-100 cm) de C do solo ( $8,8 \text{ Mg C ha}^{-1}$ ) em comparação com a mata original ( $62,0 \text{ Mg C ha}^{-1}$ ). No entanto, na área que foi de pastagem por 8 anos seguida por 12 anos de cana-de-açúcar, o estoque de C do solo foi de  $50,9 \text{ Mg C ha}^{-1}$ , sendo 18% menor do que aquele sob a mata original (Fig. 8). Com os dados da abundância de  $^{13}\text{C}$ , foi possível avaliar nesta cronossequência a dinâmica do C derivado da floresta, e das plantas cultivadas de *Brachiaria* e cana-de-açúcar. Sob a pastagem, após 20 anos, o C derivado da floresta diminuiu em 9%, mas onde o solo foi intensivamente revolvido sob a cultura de cana a quantidade do C derivado da mata original diminuiu 35%. Portanto, o emprego da análise de abundância natural de  $^{13}\text{C}$  do solo revelou que a grande queda no estoque da MOS sob a cana-de-açúcar, em comparação com a braquiária, foi principalmente por causa do estímulo da decomposição da MOS original da mata provocada por aração e sulcamento e não porque as quantidades de resíduos de cana foram menores do que aquelas da pastagem.



**Fig. 8.** Estoque de carbono até a profundidade de 1,0 m, e quantidades derivadas da vegetação da floresta (C-C<sub>3</sub>) e das culturas C<sub>4</sub>(C-C<sub>4</sub>), em solo sob a cobertura de mata secundária, sob pastagem de *Brachiaria brizantha* de 22 anos de idade e sob uma área que foi de pastagem de *B. decumbens* por 10 anos seguida por cana-de-açúcar por 12 anos. Usina Alcon, Município de Conceição da Barra, ES. Valores são médias de quatro repetições.

**Fonte:** Campos (2003).

Em sistemas onde a matéria orgânica nativa do solo de origem  $C_3$  (por exemplo, no caso de áreas cuja vegetação nativa era uma floresta) é substituída por matéria orgânica derivada de culturas de ciclos  $C_3$  e  $C_4$  em consórcio ou em rotação, estudos da dinâmica das três fontes do C do solo (florestas, cultura  $C_3$  e cultura  $C_4$ ) ficam mais complexos ou, às vezes, impossível. Uma forma de estimar a contribuição dos resíduos da espécie  $C_3$  foi proposta por Cadisch & Giller (1996), para avaliar o papel das leguminosas forrageiras em pastagens de braquiária. Neste caso, é essencial que exista no experimento (ou cronosequência) um tratamento onde foi implantada somente a cultura de ciclo  $C_4$ , simultaneamente com o consórcio das culturas  $C_3$  e  $C_4$ . Inicialmente, avalia-se o estoque de C no solo derivado da mata original sob a cultura  $C_4$  (braquiária) em monocultura, utilizando o procedimento explicado anteriormente (Equação 2). Em seguida, é suposto que, após o mesmo período, o estoque de C originalmente da mata, no solo sob pastagem, é igual aquele sob a pastagem consorciada. Em outras palavras, supõe-se que a introdução da leguminosa na pastagem não cause efeito significativo na taxa de decomposição do C derivado da mata.

A proporção da matéria orgânica do solo derivada da espécie  $C_3$  (%MOS<sub>l</sub>) é calculada utilizando a equação desenvolvida por Cadisch & Giller (1996):

$$\%MOS_l = \frac{1}{\delta^{13}C_l - \delta^{13}C_g} \left[ \delta^{13}C_{(gl)} - \delta^{13}C_g + \frac{C_{(g)}}{C_{(gl)}} (\delta^{13}C_l - \delta^{13}C_{(g)}) \right] \dots \dots (6)$$

Onde, %MOS<sub>l</sub> é a proporção da matéria orgânica do solo derivada da espécie  $C_3$ , que possui uma marcação natural  $\delta^{13}C_l$ ;  $\delta^{13}C_g$  é a marcação natural na espécie  $C_4$  e  $\delta^{13}C_{(g)}$  a marcação do solo sob esta espécie;  $\delta^{13}C_{(gl)}$  é a marcação natural do C do solo sob o consórcio;  $C_{(g)}$  e  $C_{(gl)}$  são, respectivamente, o conteúdo de C do solo sob a espécie  $C_4$  e sob o consórcio.

Esta mesma técnica foi empregada por Sisti et al. (2003), que estudaram as mudanças dos estoques de C e N do solo sob três rotações de culturas (R1 - trigo/soja, R2 - trigo/soja - ervilhaca/milho, e R3 - trigo/soja - aveia preta/soja - ervilhaca/milho), manejadas com plantio direto (PD) ou plantio convencional (PC - arado de discos), 13 anos após o início do experimento. A matéria orgânica do solo sob vegetação nativa original neste sítio (*Embrapa Trigo*, Passo Fundo, RS) era derivada de uma mistura de plantas  $C_3$  e  $C_4$ , e a abundância natural de  $^{13}C$  do C derivado da mata original foi estimado em

-15,5‰ (na camada 0-30 cm) através da aplicação de técnica desenvolvida por Balesdent et al. (1990). Como a rotação 1 foi constituída somente por culturas do ciclo  $\text{C}_3$  (trigo e soja, abundância natural de  $^{13}\text{C}$  ~-28 ‰) foi possível calcular o estoque do C (0-30 cm) no solo, derivado da vegetação nativa original. Utilizando a técnica de Cadisch & Giller (1996) e empregando a suposição de que a presença de outras culturas adicionais como milho ( $\text{C}_4$ ) ou ervilhaca e aveia ( $\text{C}_3$ ) não teriam nenhum efeito na taxa de decomposição dessa MOS, foram calculadas as quantidades de C no solo, derivadas de todas as culturas. Nas rotações sob PD, os resultados suportam a suposição de Cadisch & Giller (1996), mas foi evidente que, quando o solo foi revolvido nos tratamentos de PC, houve um grande efeito da composição das culturas presentes na rotação, sobre a taxa de decomposição da MOS derivada da vegetação nativa original.

## Dinâmica do C em Frações Físicas do Solo, Avaliada Através do Isótopo $^{13}\text{C}$

Desde o início do século XIX, as técnicas usadas para o estudo da MOS foram dominadas pela tentativa de caracterização química. Entretanto, houve alguns pesquisadores (provavelmente o primeiro foi Schloesing em 1874, citado por Feller, 1999) que investigaram o fracionamento granulométrico, questionando a distribuição da matéria orgânica entre as frações areia e argila, discutindo assim as propriedades físicas do solo e sua relação com a MOS. Subseqüentemente, investigou-se o fracionamento densimétrico, separando frações leves e pesadas do solo em soluções, ou suspensões, de densidade entre 1,2 e 1,8  $\text{g cm}^{-3}$ . As frações da MOS associadas às partículas mais grossas do solo (areia), ou as chamadas frações leves da MOS, se caracterizam por ser material vegetal pouco decomposto, de alta relação C:N. Estas, em comparação às chamadas frações pesadas da MOS, ou associada a partículas mais finas (associadas a silte ou argila), mostraram uma taxa de degradação maior (Christensen, 1992).

Atualmente, existem vários protocolos para a realização do fracionamento físico da MOS, alguns baseados somente no fracionamento granulométrico (MOS associada à areia, silte e argila), e outros onde, primeiramente, é conduzida uma separação de frações leve e pesada da MOS (fracionamento densimétrico), seguido por um fracionamento granulométrico desta última fração da MOS.

Nos últimos 20 anos, foram desenvolvidos vários modelos objetivando a previsão das taxas de acúmulo ou decomposição do MOS, e o fornecimento de nutrientes para culturas ou vegetação natural através da mineralização dessa fonte. Para a modelagem da dinâmica de decomposição da MOS, estes modelos (e.g. Century - Parton et al., 1987; e RothC - Jenkinson, 1990; Coleman & Jenkinson, 1996) consideram a MOS como composta por vários compartimentos (“pools”) de diferentes graus de degradabilidade/recalcitrância. Esses compartimentos utilizados nos modelos são puramente teóricos e não coincidem com as frações físicas separadas por fracionamento densimétrico/granulométrico. Em muitas situações, os modelos têm descrito de forma bem aceitável a dinâmica de MOS em diversos agro-ecossistemas e ecossistemas naturais (florestas e pastagens), mas uma das maiores dificuldades é a parametrização do modelo, devido ao fato de que os compartimentos da MOS não são mensuráveis. Apesar da proposta de separação das frações físicas do solo com diferentes graus de degradabilidade/recalcitrância, apresentada em várias publicações, ainda não se tentou integrar esta idéia em modelos viáveis.

No processo de decomposição da MOS, os microorganismos mostram uma pequena preferência pelo isótopo mais leve (Blair et al., 1985),  $^{12}\text{C}$ , o que resulta num pequeno enriquecimento de  $^{13}\text{C}$  dos resíduos mais “humificados”. Portanto, em solos sob uma vegetação com determinado metabolismo fotossintético (e.g.  $\text{C}_3$ , típico de florestas), normalmente se encontra que as frações leves, ou aquelas associadas a areia, são menos enriquecidas com  $^{13}\text{C}$ . Num estudo da abundância natural de  $^{13}\text{C}$  de frações granulométricas do solo sob área de floresta, próxima a Piracicaba, SP, Bonde et al. (1992) encontraram que na camada 0 a 12 cm, a abundância de  $^{13}\text{C}$  das frações de MOS associadas à areia foram aproximadamente 1,2 ‰ mais negativas (menos enriquecidas em  $^{13}\text{C}$ ) do que a MOS associada à argila. A MOS associada ao silte mostrou-se com uma marcação de  $^{13}\text{C}$  intermediária (Tabela 1.). Assim, pode-se dizer que a abundância natural de  $^{13}\text{C}$  tem potencial para refletir a recalcitrância da MOS do solo.

A técnica de  $^{13}\text{C}$  tem ainda mais utilidade, em estudos do solo sob seqüências de vegetação com diferentes ciclos fotossintéticos. Trabalhos pioneiros deste tipo foram feitos no Brasil, em uma seqüência de floresta ( $\text{C}_3$ ) seguida por cana-de-açúcar ( $\text{C}_4$ ), no Estado de São Paulo (Vitorello et al., 1989; Bonde et al., 1992); em seqüências de floresta/mata seguida por pastagens de *Brachiaria* ( $\text{C}_4$ ) na Amazônia (Feigl et al., 1995), na região dos Cerrados



**Tabela 1.** Abundância natural de  $^{13}\text{C}$  (‰) de frações granulométricas de solo retirado nas camadas de 0 a 6 e 6 a 12 cm, sob uma floresta, e na camada 0 a 10 cm, sob áreas de cana-de-açúcar estabelecidas há 12 e 50 anos, em Piracicaba, SP.

Vegetação/ Profundidade	Fração				
	Argila ( $<2\ \mu\text{m}$ )	Silte ( $2-20\ \mu\text{m}$ )	Areia fina ( $20\text{ a }63\ \mu\text{m}$ )	Areia média ( $63\text{ a }200\ \mu\text{m}$ )	Areia grossa ( $200-2000\ \mu\text{m}$ )
<u>Floresta</u>					
0 - 6 cm	$-25,9 \pm 0,6$	$-26,6 \pm 0,1$	$-26,8 \pm 0,2$	$-27,1 \pm 0,2$	$-27,1 \pm 0,2$
6 - 12 cm	$-25,7 \pm 0,1$	$-26,6 \pm 0,2$	$-27,0 \pm 0,5$	$-27,0 \pm 0,7$	$-26,9 \pm 0,9$
<u>Cana (12 anos)</u>					
0 - 10 cm	$-24,8 \pm 0,1$	$-23,9 \pm 0,2$	$-24,1 \pm 0,1$	$-22,9 \pm 0,3$	$-21,3 \pm 2,4$
<u>Cana (50 anos)</u>					
0 - 10 cm	$-23,0 \pm 0,2$	$-21,2 \pm 0,2$	$-21,5 \pm 0,1$	$-21,7 \pm 0,1$	$-22,7 \pm 1,0$

Valores são médias de três repetições  $\pm$  erro padrão da média.

Fonte: Bonde et al. (1992).

(Roscoe et al., 2001); e mais recentemente na região da Mata Atlântica (Campos, 2003). Bonde et al. (1992) mostrou que em solos utilizados para cana-de-açúcar a 12 ou 50 anos, as frações granulométricas mais grossas mostraram valores de  $^{13}\text{C}$  menos negativos do que aqueles das frações mais finas (Tabela 1). Estes resultados podem ser explicados pela diferente dinâmica das frações físicas. Frações finas como argila e silte conservaram mais o carbono ( $\text{C}_3$ ) velho, originado da floresta ( $-26\ \text{‰}$ ), com pouca participação do C ( $\text{C}_4$ ) da cana-de-açúcar ( $\sim -13\ \text{‰}$ ). Portanto, após 12 anos da instalação da cana-de-açúcar, o C associado às frações argila e silte exibiram abundância natural de  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-24,8$  e  $-23,9\ \text{‰}$ , respectivamente. Após 50 anos com a cultura da cana-de-açúcar, essas frações mais finas mostraram maiores contribuições do C da cana, sendo de  $-23,0$  e  $-21,2\ \text{‰}$ , respectivamente. Em contraste, o C associado à fração areia foi ligeiramente mais positivo em  $^{13}\text{C}$ , entre  $-24,1$  a  $-21,3\ \text{‰}$ , no canal de 12 anos de idade, e entre  $-21,5$  e  $-22,7\ \text{‰}$ , no canal estabelecido há 50 anos. Estes dados mostraram que o C original da floresta foi menos conservado nestas frações e foi mais facilmente substituído pelo C da cana-de-açúcar (Tabela 2).

**Tabela 2.** Estimativas da proporção (%) de carbono derivado da vegetação da floresta em frações granulométricas do solo sob áreas de cana-de-açúcar estabelecidas há 12 e 50 anos, respectivamente, em Piracicaba, SP.

Vegetação/ Profundidade	Fração				
	Argila (<2 $\mu\text{m}$ )	Silte (2-20 $\mu\text{m}$ )	Areia fina (20 a 63 $\mu\text{m}$ )	Areia média (63 a 200 $\mu\text{m}$ )	Areia grossa (200-2000 $\mu\text{m}$ )
<u>Cana</u> (12 anos) 0 - 10 cm	61	37	36	7	17
<u>Cana</u> (50 anos) 0 - 10 cm	51	28	32	6	10

Valores são médias de três repetições  $\pm$  erro padrão da média.

Fonte: Bonde et al. (1992).

Existem muitas variações nas técnicas utilizadas por diferentes pesquisadores para o fracionamento físico do solo (ver Capítulo 5). A utilização da pré-separação densimétrica seguida pelo fracionamento granulométrico, conforme descrito por Sohi et al. (2001), por exemplo, parece produzir frações mais contrastantes em sua dinâmica de carbono, em comparação com as técnicas que somente empregam o fracionamento granulométrico, o que é evidenciado pelo emprego do  $^{13}\text{C}$ . Esse protocolo foi aplicado por Campos (2003) à cronosseqüência de floresta seguida por *Brachiaria* e por cana-de-açúcar, descrita anteriormente (Seção 3. Fig. 8). Inicialmente, as amostras do solo foram agitadas levemente com uma solução de iodeto de sódio (densidade 1,8 g  $\text{cm}^{-3}$ ), para a separação da fração leve livre. Em seguida, a suspensão foi agitada com ultra-som por 15 minutos (1.500 J  $\text{g}^{-1}$ ), para desintegrar agregados estáveis. A fração leve (chamada fração leve intra-agregado) foi separada por centrifugação a 8.000 g por 30 minutos. Na seqüência, a fração pesada foi separada por peneiramento e decantação nas frações areia (25 a 2.000  $\mu\text{m}$ ), silte (2 a 25  $\mu\text{m}$ ) e argila (<2  $\mu\text{m}$ ) (Tabela 3).

**Tabela 3.** Quantidades de carbono ( $\text{Mg ha}^{-1}$ ), e constantes de decomposição<sup>(1)</sup>, derivado da vegetação original da floresta (Cdf) nas frações físicas<sup>(2)</sup> da MOS (0-30 cm) sob uma pastagem (*Brachiaria decumbens*) instalada há 22 anos, e de uma área com uma seqüência de *B. decumbens* por 10 anos seguida por cana de açúcar, por 12 anos.

Fração	Cdf nas frações do solo sob:			Estimativa do Cdf sob a pastagem após 10 anos	'k' do Cdf sob a pastagem	'k' do Cd fl sob a a cana-de-açúcar
	Floresta original	Pastagem de 22 anos	Pastagem 10 anos → cana-de-açúcar 12 anos			
Leve livre	2,68	1,28	1,04	1,92	0,0336 20,6) <sup>(3)</sup>	0,0511 (13,6) <sup>(3)</sup>
Leve intra-agregado	0,97	0,75	0,75	0,86	0,0117 (59,2)	0,0114 (60,8)
Areia	2,08	1,01	0,82	1,50	0,0328 (21,1)	0,0503 (13,8)
Silte	6,15	4,65	4,58	5,42	0,0127 (54,5)	0,0140 (49,5)
Argila	9,58	7,62	5,13	8,63	0,0104 (66,6)	0,0433 (16,0)

(1) Constante de decomposição 'k' do modelo simples exponencial (Olson 1963).

(2) Fracionamento físico do solo seguindo o procedimento de Sohi et al. (2002).

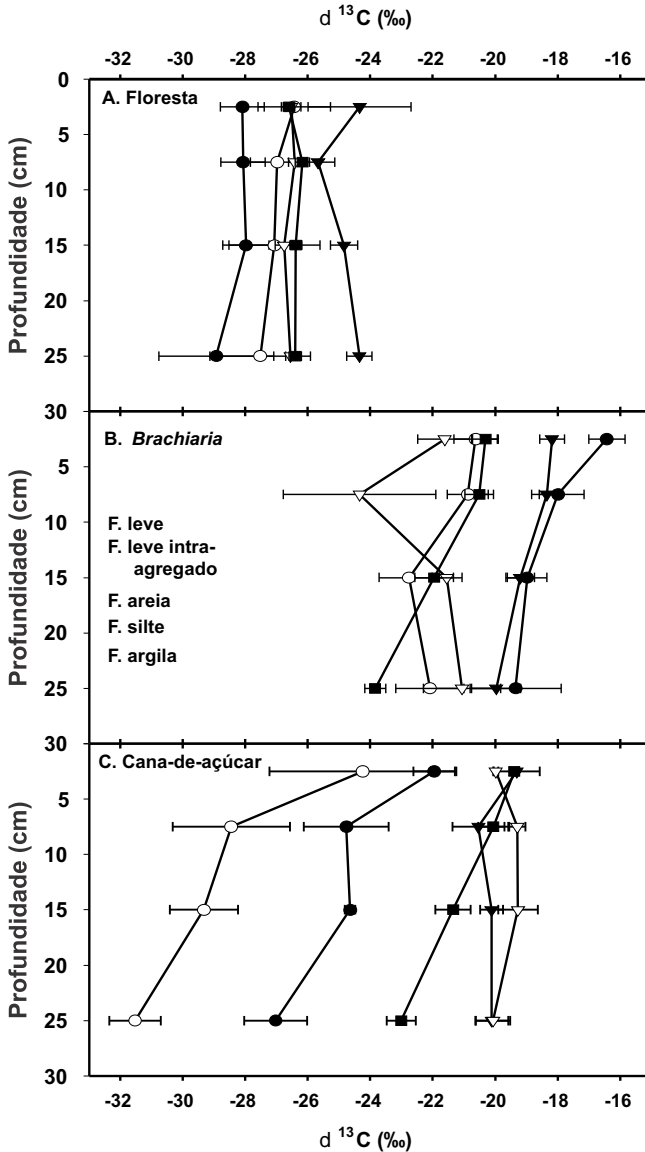
(3) Valores em parênteses são meia vida ( $t_{1/2}^k$ ) do Cdf na fração, onde  $t_{1/2}^k = \ln(2)/k$ . Médias de quatro repetições.

Fonte: Campos (2003).

No solo sobre a área de floresta, a abundância natural de  $^{13}\text{C}$  da fração leve era típica de resíduos de vegetação  $\text{C}_3$ , e mostrou poucos sinais de enriquecimento em razão da sua decomposição (Fig. 9a). Normalmente, a abundância natural do  $^{13}\text{C}$  no C associado às frações argila e silte é maior (aproximadamente +2‰), por conter matéria orgânica mais humificada. No entanto, surpreendentemente, a abundância de  $^{13}\text{C}$  do C associado à fração areia do estudo em questão indicou conter um C mais humificado, em comparação às demais frações, o que possivelmente seria explicado pelo fato que grande parte desta fração consista de agregados de material que não foram desintegrados pela ação do ultra-som.

Os dados de  $\delta^{13}\text{C}$  do solo sob a pastagem de braquiária estabelecida há 22 anos (Fig. 9b) mostrou claramente uma grande contribuição do C da *Brachiaria* ( $\text{C}_4$  -  $\delta^{13}\text{C}$  ~ -12,5 ‰) em todas as frações. Como era esperado, a fração leve livre mostrou maior contribuição de C de origem  $\text{C}_4$  ( $\delta^{13}\text{C}$  entre -16 e -20‰) e a fração areia mostrou uma abundância de  $^{13}\text{C}$  muito semelhante. A proporção do C derivado da braquiária nas frações argila e silte foi consideravelmente menor, mostrando que o C original da floresta ficou mais conservado e/ou menores proporções do C da braquiária foram integradas nestes compartimentos. A abundância natural de  $^{13}\text{C}$  na fração leve intra-agregado foi em geral semelhante a das frações de argila e silte, mostrando que a agregação protegeu a MOS nativa e que o C da braquiária, recentemente incorporado no solo através dos resíduos, foi integrado nesses agregados muito lentamente.

Os dados de  $^{13}\text{C}$  do solo, sob a área que esteve durante 10 anos coberta por braquiária, seguida por 12 anos de cana-de-açúcar, foram mais difíceis de interpretar. Nesse tratamento, o solo foi revolvido na instalação e na renovação do canal. Embora os resíduos da cana e da braquiária possuam praticamente a mesma abundância natural de  $^{13}\text{C}$  (-12‰), as proporções de C de origem  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  nas diferentes frações foram muito diferentes daquelas da pastagem de braquiária, onde o solo não foi perturbado. As maiores proporções do C de origem  $\text{C}_4$  foram encontradas nas frações argila, silte e areia ( $\delta^{13}\text{C}$  entre -19 e -23‰). Para a fração areia este resultado foi esperado, mas esperava-se que as frações argila e silte fossem menos dinâmicas e conservassem mais o C nativo de origem  $\text{C}_3$  da floresta do que a fração leve livre ( $\delta^{13}\text{C}$  -22 a -27‰). Uma explicação para este fato seria a de que a pulverização do solo desintegrou os agregados (perda de C de origem  $\text{C}_3$ ) e estimulou a formação de novos agregados com C de origem  $\text{C}_4$ .



**Fig. 9.** Abundância natural de  $^{13}\text{C}$  das frações físicas do solo até 30 cm de profundidade sob (A) floresta, (B) pastagem de *Brachiaria brizantha* de 22 anos de idade e (C) área que foi de pastagem de *B. decumbens* por 10 anos seguida por cana-de-açúcar por 12 anos. Usina Alcon, Município de Conceição da Barra, ES. Valores são médias de quatro repetições.

**Fonte:** Campos (2003).

A técnica de abundância natural de  $^{13}\text{C}$  fica mais poderosa para a interpretação da dinâmica do C nas várias frações físicas do solo, quando os dados de  $\delta^{13}\text{C}$  são combinados com as quantidades de C presentes em cada fração. No caso do estudo de Campos (2003), os dados foram computados para o conteúdo de C em cada fração, até 30 cm de profundidade (Fig. 10). A maior quantidade do C do solo em toda cronossequência (floresta, *Brachiaria*, cana-de-açúcar) foi estocada na fração argila estando entre 8 e 10  $\text{Mg ha}^{-1}$ . Do estoque original de C da vegetação de floresta (9,6  $\text{Mg ha}^{-1}$ ), sobraram 7,6  $\text{Mg ha}^{-1}$  (uma redução de 20,5 %), após 22 anos de pastagem de *B. decumbens*. Utilizando a suposição de que a degradação desta fração obedece a um modelo simples exponencial do tipo  $X_t = X_0 \cdot e^{-kt}$ , onde  $X_t$  é o C presente após 't' anos,  $X_0$  é o C originalmente presente no tempo zero, e 'k' é a constante de decomposição (Olson, 1963), encontrou-se um valor para a constante 'k' de  $-0,0104 \text{ ano}^{-1}$ , que significa uma meia-vida de 66,6 anos (Tabela 3). A cana-de-açúcar foi estabelecida há 10 anos após o desmatamento e instalação da pastagem. Utilizando o valor de 'k' computado para o C derivado da floresta (C<sub>dfl</sub>) nesta fração do solo sob a *Brachiaria*, foi possível calcular a quantidade deste C presente 10 anos após a instalação da pastagem, quando foi estabelecida a cultura da cana-de-açúcar. Segundo este cálculo, o C derivado da mata na fração argila neste tempo foi de 8,63  $\text{Mg ha}^{-1}$  e, durante os 12 anos seguintes, diminuiu para 5,13  $\text{Mg ha}^{-1}$ , o que representou uma queda de 40,5%. Nessa fração, a constante de decomposição do C derivado da floresta ('k') aumentou mais de quatro vezes, mostrando que o revolvimento do solo promoveu uma grande perda de C<sub>dfl</sub> associada às partículas de argila. O revolvimento do solo também promoveu um aumento na taxa de decomposição do C<sub>dfl</sub> nas frações leve livre e areia, mas não alterou as quantidades do C<sub>dfl</sub> associadas às frações leve intra-agregado e silte.

## Conclusões

Os resultados apresentados neste trabalho mostram o poder da análise de abundância natural de  $^{13}\text{C}$  no C total dos solos e em suas frações físicas, para estudos da dinâmica do C em sistemas pastoris e agrícolas. O Brasil tem muitos sítios onde a vegetação nativa (principalmente de sistema fotossintético  $\text{C}_3$ ) foi substituída por espécies  $\text{C}_4$ , o que permite a execução de estudos para avaliar a dinâmica de resíduos orgânicos recentes no solo e a

decomposição do C original. Em sistemas de rotações de culturas, seja sob plantio direto ou convencional, existem dificuldades para emprego da técnica de  $^{13}\text{C}$  devido à presença de culturas  $\text{C}_3$  como soja, trigo, aveia e adubos verdes nas rotações. Entretanto, com a aplicação de modelos como o de Balesdent et al. (1990), pode-se superar esta limitação para estudar a dinâmica do C no solo, conforme mostrado no trabalho de Sisti et al. (2003).

## Referências

BALESDENT, J.; MARIOTTI, A. Natural  $^{13}\text{C}$  abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 19, p. 25-30, 1987.

BALESDENT, J.; MARIOTTI, A.; BOISGONTIER, D. Effect of tillage on soil organic carbon mineralization estimated from  $^{13}\text{C}$  abundance in maize fields. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 41, p. 587-596, 1990.

BALESDENT, J.; WAGNER, G. H.; MARIOTTI, A. Soil organic matter turnover in long-term field experiments as revealed by carbon-13 natural abundance. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 52, p. 118-124, 1988.

BENNER, R.; FOGEL, M. L.; SPRAGUE, E. K.; HODSON, R. E. Depletion of  $^{13}\text{C}$  in lignin and its implication for stable carbon isotope studies. **Nature**, London, v. 329, p. 708-710, 1987.

BLAIR, N.; LEU, A.; MUÑOS, E.; OLSEN, J.; KWONG, E.; DEA MARAIS, D. Carbon isotopic fractionation in heterotrophic microbial metabolism. **Applied and Environmental Microbiology**, Washington, v. 50, p. 996-1001, 1985.

BONDE, T. A.; CHRISTENSEN, B. T.; CERRI, C. C. Dynamics of soil organic matter as reflected by natural  $^{13}\text{C}$  abundance in particle size fractions of forested and cultivated oxisols. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 24, p. 275-277, 1992.

CADISCH, G.; GILLER, K. Estimating the contribution of legumes to soil organic matter build up in mixed communities of  $\text{C}_3/\text{C}_4$  plants. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 28, p. 823-825, 1996.

CAMPOS, D. V. B. de. Uso da técnica de  $^{13}\text{C}$  e fracionamento físico da matéria orgânica em solos sob cobertura de pastagens e cana de açúcar na região da Mata Atlântica. 2003. Tese (Doutorado) - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica.

CERRI, C.; FELLER, C.; BALESSENT, J.; VICTORIA, R.; PLENECASSEGNE, A. Application du traçage isotopique naturel en  $^{13}\text{C}$ , à rédute de la dynamique de la matière organique dans les sols. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, v. 11, p. 423-428, 1985.

CHRISTENSEN, B. T. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. **Advances in Soil Science**, New York, v. 20, p. 1-90, 1992.

COLEMAN, K.; JENKINSON, D. S. RothC-26.3. A model for the turnover of carbon in soil. In: POWLSON, D. S.; SMITH, P.; SMITH, J. U. (Ed.). **Evaluation of soil organic matter models using existing, long-term datasets**. Berlin: Springer, 1996. p. 237-246. (NATOASI series n.1, v. 38).

FARQUHAR, G. D.; EHLERINGER, J. R.; HUBICK, K. T. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. **Annual Review of Plant Physiology and Molecular Biology**, Palo Alto, v. 40, p. 503-537, 1989.

FEIGL, B. J.; MELILLO, J.; CERRI, C. Changes in the origin and quality of soil organic matter after pasture introduction in Rondônia (Brazil). **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 175, p. 21-29, 1995.

FELLER, C. Organo-mineral interactions in tropical soils. In search of functional organic matter pools: The particle-size fractionation approach. In: ENCONTRO BRASILEIRO SOBRE SUBSTÂNCIAS HÚMICAS, 3., Santa Maria, 1999. **Resumos das palestras e trabalhos apresentados em posters**. Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria, 1999. p. 104-124.

JASTROW, J. D.; BOUTTON, T. W.; MILLER, R. M. Carbon dynamics of aggregate-associated organic matter estimated by carbon-13 natural abundance. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 60, p. 801-807, 1996.



JENKINSON, D. S. The turnover of organic carbon and nitrogen in soil. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, London, v. 329, p. 361-368, 1990.

JUNK, G.; SVEC, H. J. The absolute abundance of the nitrogen isotopes in the atmosphere and compressed gas from various sources. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Elmsford, v. 14, p. 234-243, 1958.

LAL, R.; KIMBLE, J. M. Tropical ecosystems and the global C Cycle. In: LAL, R.; KIMBLE, J. M.; STEWART, B. A. (Ed.). **Global climate change and tropical ecosystems**. Boca Raton: CRC Press, 2000. p. 3-32. (Advances in Soil Science).

MAGALHÃES, A. C. N. Fotossíntese. In: FERRI, M. G. (Ed.). **Fisiologia vegetal**. São Paulo: EPU, 1985. p. 117-168.

MARIOTTI, A. Atmospheric nitrogen is a reliable standard for natural  $^{15}\text{N}$  abundance measurements. **Nature**, London, v. 303, p. 685-687, 1983.

MARTIN, A.; MARIOTTI, A.; BALESSENT, J.; LAVELLE, P.; VUATTOUX, R. Estimate of organic matter turnover rate in a savanna soil by  $^{13}\text{C}$  natural abundance measurements. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 22, p. 517-523, 1990.

MORAES, J. F. L. D.; VOLKOFF, B.; CERRI, C.; BERNOUX, M. Soil properties under Amazon forest and changes due to pasture installation in Rondônia, Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 70, p. 63-81, 1996.

OLSON, J. S. Energy storage and the balance of producers and decomposers in ecological systems. **Ecology**, Tempe, v. 44, p. 322-331, 1963.

PARTON, W. J.; SCHIMEL, D. S.; COLE, C. V.; OJIMA, D. S. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 51, p. 1173-1179, 1987.

PATE, J. S. Carbon isotope discrimination and plant water-use efficiency: case scenarios for  $\text{C}_3$  plants. In: UNKOVICH, M.; PATE, J. S.; MCNEILL, A.; GIBBS, J. D. (Ed.). **Stable isotope techniques in the study of biological process and functioning of ecosystems**. Dordrecht: Kluwer, 2001. p. 19-36. (Current plant science and biotechnology in agriculture, 40).

PESSENDA, L. C. R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; ROSOLEN, V.; GOUVEIA, S. E. M.; RIBEIRO, A. S.; LAMOTTE, M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **Holocene**, Swamsea, v. 11, n. 2, p. 250-254, 2001.

ROSCOE, R.; BUURMAN, P.; VELTHORST, E. J.; PEREIRA, J. A. A. Effects of fire on organic matter in a "cerrado sensu-stricto" from Southeast Brazil as revealed by changes in  $^{13}\text{C}$ . **Geoderma**, Amsterdam, v. 95, p. 141-160, 2000.

ROSCOE, R.; BUURMAN, P.; VELTHORST, E. J.; VASCONCELLOS, C. A. Soil organic matter dynamics in density and particle size fractions as revealed by the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  isotopic ratio in a Cerrado's oxisol. **Geoderma**, Amsterdam, v. 104, p. 185-202, 2001.

SISTI, C. P. J.; SANTOS, H. P.; KOHHANN, R.; ALVES, B. J. R.; URQUIAGA, S.; BODDEY, R. M. Change in carbon and nitrogen stocks in soil under 13 years of conventional or zero tillage in southern Brazil. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 76, p. 39-58, 2004.

SKJEMSTAD, J. O.; LE FEUVRE, R. P.; PREBBLE, R. E. Turnover of soil organic matter under pasture as determined by  $^{13}\text{C}$  natural abundance. **Australian Journal of Soil Research**, Victoria, v. 28, p. 267-276, 1990.

SMITH, B. N.; EPSTEIN, S. Two categories of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios for higher plants. **Plant Physiology**, Rockville, v. 47, p. 380-384, 1971.

SOHI, S. P.; MAHIEU, N.; ARAH, J. R. M.; POWLSON, D. S.; MADARI, B.; GAUNT, J. L. A procedure for isolating soil organic matter fractions suitable for modeling. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 65, p. 1121-1128, 2001.

TARRÉ, R. M.; MACEDO, R.; CANTARUTTI, R. B.; RESENDE, C. P.; PEREIRA, J. M.; FERREIRA, E.; ALVES, B. J. R.; URQUIAGA, S.; BODDEY, R. M. The effect of the presence of a forage legume on nitrogen and carbon levels in soils under *Brachiaria* pastures in the Atlantic forest region of the south of Bahia, Brazil. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 234, p. 15-26, 2001.

URQUIAGA, S.; CADISCH, G.; ALVES, B. J. R.; BODDEY, R. M.; GILLER, K. E. Influence of decomposition of roots of tropical forage species on the availability of soil nitrogen. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 30, p. 2099-2106, 1998.

VANLAUWE, B.; NWOKE, O. C.; SANGINGA, N.; MERCKX, R. Impact of residue quality on the C and N mineralization of leaf and root residues of three agroforestry species. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 183, p. 221-231, 1996.

VITORELLO, V. A.; CERRI, C.; ANDREUX, F.; FELLER, C.; VICTÓRIA, R. L. Organic matter and natural carbon-13 distribution in forested and cultivated oxisols. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 53, p. 773-778, 1989.

WHELAN, T.; SACKETT, W. M.; BENEDICT, C. R. Carbon isotope discrimination in a plant possessing the C4 dicarboxylic acid pathway. **Biochemistry and Biophysics Research Communications**, San Diego, v. 41, p. 1205-1210, 1970.



# 7

## Biomassa Microbiana do Solo: Fração mais Ativa da Matéria Orgânica

Renato Roscoe  
Fábio Martins Mercante  
Iêda de Carvalho Mendes  
Fábio Bueno dos Reis Júnior  
Júlio Cezar Franchini dos Santos  
Mariângela Hungria

**Resumo** - Os parâmetros de biomassa e respiração microbiana, assim como os índices derivados de sua avaliação, têm sido propostos como indicadores das propriedades e das mudanças que ocorrem na matéria orgânica do solo. A biomassa microbiana, juntamente com a meso e macrofauna do solo, são responsáveis por diversas transformações que ocorrem com a matéria orgânica do solo, sendo fundamentais para a regulação dos fluxos de matéria e de energia entre os seus diversos compartimentos. O objetivo do presente capítulo foi revisar os conceitos sobre a biomassa microbiana do solo, buscando o entendimento de seu papel funcional, e na dinâmica da matéria orgânica, com ênfase nas transformações que ocorrem em solos tropicais e subtropicais. Estabeleceu-se, ainda, uma discussão sobre os princípios, vantagens e desvantagens das duas metodologias mais utilizadas para a determinação da biomassa microbiana do solo: o método do clorofórmio-fumigação-incubação (CFI) e o método do clorofórmio-fumigação-extração (CFE). Conclui-se que a biomassa microbiana desempenha um papel fundamental na dinâmica e no acúmulo da matéria orgânica do solo, particularmente nas condições tropicais. Quanto às metodologias, ambas são importantes como ferramentas para a pesquisa, mas há uma tendência de utilização do método do CFE como padrão entre os laboratórios de microbiologia do solo no Brasil. Entretanto, há ainda a necessidade de padronização dos procedimentos metodológicos e de uma melhor definição do coeficiente  $K_{ec}$  para as condições brasileiras.

## Soil Microbial Biomass: the Most Active Organic Matter Fraction

**Abstract** - The parameters of microbial biomass, respiration and their derivative indexes have been proposed as indicators of the properties and dynamics of the soil organic matter. Microbial biomass, together with the meso- and macrofauna are responsible for several transformations that occur with the soil organic matter, playing a major role in the regulation of matter and energy fluxes among the soil pools. The objective of this chapter was of revising the concepts about soil microbial biomass, aiming at understanding its role in soil functioning and in the organic matter dynamics, with an emphasis on the transformations occurring in tropical and subtropical soils. The basic principles, advantages and disadvantages of the two main methodologies used for the evaluation of microbial biomass methods, the fumigation-incubation and the fumigation-extraction are also discussed. We concluded that the microbial biomass is fundamental to the dynamics and accumulation of soil organic matter, particularly in the tropics. In relation to the methodologies, both methods are important and useful; however, there is a tendency of using the fumigation-extraction as a standard method among the Brazilian laboratories. However, it is still necessary to establish standard procedures as well as to define appropriated values of the coefficient  $K_{ec}$  for the Brazilian conditions.

## Introdução

A matéria orgânica do solo (MOS) apresenta diversos compartimentos funcionais, dos quais a biomassa microbiana, juntamente com a meso e macrofauna, constituem a parte viva. Sua atividade regula o fluxo de matéria e energia entre os diversos compartimentos da MOS (Capítulo 1), sendo responsável pelo processo de decomposição dos resíduos, mineralizando parte dos mesmos, além de transformar, sintetizar e modificar moléculas mais recalcitrantes, formando a fração húmica do solo (humificação).

A biomassa microbiana do solo (BMS) representa o reservatório mais ativo da MOS, atuando diretamente no balanço de nutrientes, particularmente para o N, P e S. Através de sua atividade metabólica atua na liberação dos nutrientes presentes nos resíduos orgânicos, disponibilizando-os para as plantas e podendo desempenhar, ainda, o papel de reservatório temporário. O balanço entre mineralização e imobilização de nutrientes pela BMS define não somente o sincronismo no processo de liberação dos elementos para as plantas, mas também atua na regulação de processos de perda dos mesmos no sistema solo.

Os diversos sistemas de uso da terra afetam, de forma diferenciada, a biomassa microbiana, o que pode intensificar ou retardar processos de decomposição, mineralização e humificação no solo. Tais processos regulam a expressão de propriedades emergentes importantes, como a formação e estabilização de agregação, formação do sistema poroso, fluxo de nutrientes, manutenção da diversidade, simbioses e antagonismos.

Sendo um atributo facilmente determinado no solo, além de ser importante variável no entendimento da dinâmica da matéria orgânica, a BMS tem sido utilizada como indicador de qualidade do solo. Alterações relativamente pequenas nas condições do sistema solo, as quais desencadearão processos mais complexos de melhoria ou perda na sua qualidade, podem ser percebidas com a análise desse atributo e de seus índices derivados.

O objetivo do presente capítulo foi revisar os conceitos sobre a biomassa microbiana, buscando o entendimento de seu papel no biofuncionamento do solo e a dinâmica da matéria orgânica, com ênfase em solos tropicais e subtropicais. Estabeleceu-se, ainda, uma discussão sobre as principais metodologias utilizadas na sua determinação, enfatizando-se os princípios,

vantagens e desvantagens das duas metodologias mais utilizadas para a determinação da biomassa microbiana: o método do clorofórmio-fumigação-incubação (CFI) e o método do clorofórmio-fumigação-extração (CFE).

## **Biomassa Microbiana do Solo (BMS)**

A biomassa microbiana é considerada a parte viva e mais ativa da matéria orgânica do solo, constituída por fungos, bactérias, actinomicetos, protozoários, algas e microfauna, excluindo-se raízes e animais inferiores a  $5 \times 10^3 \mu\text{m}^3$  (De-Polli & Guerra, 1999; Gama-Rodrigues, 1999; Tótolá & Chaer, 2002). A biomassa microbiana representa, em média, 2 a 5% do C orgânico (Jenkinson & Ladd, 1981) e de 1% a 5% do N total do solo (Smith & Paul, 1990), atuando em processos que vão desde a formação do solo (intemperização das rochas), até a decomposição de resíduos orgânicos, ciclagem de nutrientes, biorremediação de poluentes e metais pesados, entre outros.

A biomassa microbiana controla a decomposição e o acúmulo de matéria orgânica no ambiente, regulando o fluxo de matéria e energia no solo, assim como a dinâmica dos nutrientes minerais (Capítulo 1). Pode variar significativamente, em função das condições ambientais, como disponibilidade de C, N, P e S, umidade, aeração, pH, mineralogia e textura do solo.

Vale ressaltar, no entanto, que a estimativa da BMS deve ser distinguida de sua atividade, uma vez que não se trata de uma medida da atividade dos microrganismos do solo, mas sim da massa microbiana viva total do solo, em um determinado momento, considerando-se a população microbiana como uma entidade única (De-Polli & Guerra, 1999).

Em geral, os maiores valores são encontrados nos sistemas naturais, destacando-se os ambientes onde há um maior fluxo de resíduos (Tabelas 1, 2 e 3). Em uma compilação de dados obtidos para solos brasileiros, observa-se que, para os sistemas naturais, foram registrados valores entre 101 e  $1.520 \text{ mg C kg}^{-1}$  de solo, sendo que somente em ambientes com teores muito baixos de carbono orgânico total foram observados valores inferiores a  $350 \text{ mg C kg}^{-1}$  de solo (Tabela 1). Formações mais densas tendem a apresentar maiores valores de BMS, mesmo em ecossistemas bastante



distintos como a Floresta Amazônica, o Cerrado e a Floresta de Araucária. Oliveira et al. (2001), para uma mesma região do Bioma Cerrado, observaram uma tendência de redução da BMS (Tabela 1), na passagem de uma mata de galeria (1.201 - 1.253 mg de C kg<sup>-1</sup> solo), para um Cerradão (914 - 970 mg de C kg<sup>-1</sup> solo) e, posteriormente, Campo Sujo (571 - 696 mg de C kg<sup>-1</sup> solo). Observa-se, ainda, que há uma tendência de maiores valores de BMS para solos da Região Sul, onde o clima mais ameno favorece o acúmulo de matéria orgânica do solo (Baretta et al., 2005; Nogueira et al., 2006).

Em áreas sob pastagem cultivada (Tabela 2), os dados disponíveis apontam para valores, em média, 51% inferiores aos observados para as vegetações nativas (Tabela 1). Observaram-se valores entre 66 e 739 mg de C kg<sup>-1</sup> solo, com uma média de 287 mg de C kg<sup>-1</sup> solo. Em áreas cultivadas (Tabela 3), principalmente com culturas anuais, a média dos dados compilados foi 68% inferior à observada para as áreas de vegetação nativa, sendo que os valores variam entre 46 e 591 mg de C kg<sup>-1</sup> solo, com média de 187 mg de C kg<sup>-1</sup> solo.

Correlações positivas entre o teor de carbono orgânico do solo e a biomassa microbiana têm sido comumente reportadas em estudos específicos, considerando um único solo ou ambientes bem próximos. Balota et al. (1998), trabalhando em áreas com diversas rotações de culturas, sob plantio direto e convencional, em um Latossolo Vermelho distroférico de Londrina, PR, encontraram correlação positiva entre as duas variáveis, sendo a relação descrita pela equação:  $BMS = 78,9 CO - 977$  ( $R^2 = 0,88$ ). Mercante et al. (2004a), também em um Latossolo Vermelho distroférico muito argiloso, de Dourados, MS, sob diferentes sistemas de uso (plantio convencional, plantio direto, integração lavoura-pecuária, pastagem e mata nativa), obtiveram correlação positiva e altamente significativa ( $r = 0,87$ ) entre a BMS e o carbono orgânico do solo. Utilizando os dados das Tabelas 1, 2 e 3, envolvendo diversos tipos de solo e ambientes, foi confirmada a correlação positiva entre a BMS e a matéria orgânica do solo (Fig. 1), mostrando ser essa uma relação bastante estreita.

**Tabela 1.** Carbono orgânico total (CO total), biomassa microbiana do solo (BMS) e quociente microbiano (qMIC), sob diferentes vegetações nativas do Brasil.

Vegetação/Local	CO total (g kg <sup>-1</sup> )	BMS- CFE <sup>1,2</sup> (mg C kg <sup>-1</sup> de solo)	BMS- CFI <sup>1,3</sup>	qMIC (%)	Referência
<b>Floresta Amazônica</b>					
Floresta - Manaus, AM e Capitão Poço, PA	13 - 76	440 - 776	412 - 822	1,1 - 3,1	Pfenning et al. (1992)
Floresta - Rondônia, Manaus, AM, e Paragominas, PA	10 - 33	254 - 720	312 - 763	2,3 - 2,5	Feigl et al. (1995), Geraldés et al. (1995)
Floresta - Manaus, AM	26	797	-	3,0	Moreira & Malavolta (2004)
<b>Bioma Cerrado</b>					
Mata - Piracicaba, SP	35	758	1341	3,0	Pfenning et al. (1992)
Mata - Paulo de Faria, SP	24	428	-	1,8	Marchiori -Junior & Melo (1999)
Mata - Itutinga, MG	17	381	-	2,2	Melloni et al. (2001)
Mata - Primavera do Leste, MT	32	596	-	1,9	F.M. Mercante (dados não publicados)
Mata - Dourados, MS	43	382	-	0,9	Mercante et al. (2004a)
Mata de Galeria - Planaltina, DF	42	1201	1253	2,9	Oliveira et al. (2001)
Cerradão - Planaltina, DF	35	970	914	2,7	"
Campo Sujo - Planaltina, DF	23	696	571	2,8	"
Mata de Galeria - (Planaltina, DF)	45	-	1352	3,0	Mendes & Vivaldi (2001)
Cerradão - (Planaltina, DF)	35	-	986	2,8	"
Cerrado - (Planaltina, DF)	35	-	433	1,2	Mendes et al. (2003)
Cerrado - (Dom Aquino, MT)	21	-	392	1,9	Matsuoka et al. (2003)
Cerrado - (Bacia do Alto Taquari, MS)	3	159	-	5,3	F.M. Mercante (dados não publicados)
Cerrado - (Glória de Dourados, MS)	5	101	-	2,0	Mercante et al. (2004b)
Cerrado - (Vinhema, MS)	11	348	-	3,2	Borges et al. (2006)
Cerrado - (Morrinhos, GO)	18	983	-	5,5	D'Andréa et al. (2002)
Cerrado - (Piracanjuba, GO)	15	140	-	0,9	Oliveira et al. (2004)
Campo Cerrado - (Itutinga, MG)	16	451	-	2,8	Melloni et al. (2001)

Continua...

## Continuação da Tabela 1.

Vegetação/Local	CO total (g kg <sup>-1</sup> )	BMS-CFE <sup>1,2</sup> (mg C kg <sup>-1</sup> de solo)	BMS-CFI <sup>1,3</sup>	qMIC (%)	Referência
<b>Pantanal</b>					
Cordilheiras - (Corumbá, MS)	20	513	-	2,6	F.M. Mercante ( dados não publicados )
Campo Cerrado - (Corumbá, MS)	18	565	-	3,1	"
Baixada - (Corumbá, MS)	15	512	-	3,4	"
Paratudal ( <i>Tabebuia aurea</i> ) - (Corumbá, MS)	11	400	-	3,6	Dias et al. (2006)
Capão - (Corumbá, MS)	6	330	-	5,5	"
Mata Ciliar - (Corumbá, MS)	13	418	-	3,2	"
<b>Região Sul</b>					
Floresta - (Londrina, PR)	28 - 34	68336	-	2,2,8	Nogueira et al. (2006)
Floresta Araucária - (Lages, SC)	80	1520	-	1,9	Baretta et al. (2005)
Campo Nativo - (Lages, SC)	48	665	-	1,4	"
Campo Nativo - Eldorado do Sul, RS	20	-	62	0,3	Cattelan & Vidor (1990)
Várzea - Capão do Leão, RS	22	351	-	1,6	Santos et al. (2004)
<b>Região Semi-Árida</b>					
Mata seca - Ubajara, CE	11	145	-	1,3	Xavier et al. (2006)
Mata seca - Chapada do Apoti, CE	17	330	-	1,9	Fialho et al. (005)

<sup>1</sup> Biomassa microbiana do solo na profundidade de 0-5 cm (Pfenning et al., 1992; Oliveira et al., 2001; Baretta et al., 2005) e de 0-10 cm (demais referências citadas).

<sup>2</sup> Os valores de BMS-CFE foram corrigidos, para que todos os valores fossem expressos em relação ao mesmo fator de correção para a eficiência de extração,  $k_{ex} = 0,40$ . Os fatores de correção foram de 0,75 (=0,30/0,40) para os resultados de D'Andréa et al. (2002); 0,825 (=0,33/0,40), para Geraldies et al. (1995), Mercante et al. (2004 a, b), Fialho et al. (2005), Borges et al. (2006), Dias et al. (2006), Nogueira et al. (2006) e Xavier et al. (2006), F.M. Mercante (dados não publicados); de 0,875 (=0,35/0,40) para Feigl et al. (1995) e Oliveira et al. (2001); de 0,95 (=0,38/0,40) para Pfenning et al. (1992), Oliveira et al. (2004), Baretta et al. (2005), Santos et al. (2004); e de 1,125 (=0,45/0,40) para Moreira & Malvolta (2004).

<sup>3</sup> Os valores de BMS-CFI foram corrigidos para padronizar os dados, utilizando-se o fator de correção do C respirado durante o período de incubação,  $k_c = 0,41$  (Anderson & Domsch, 1978; Sampato et al., 1986). O fator de correção foi de 1,10 (=0,45/0,41) para Feigl et al. (1995), Geraldies et al. (1995) e Mendes & Vivaldi (2001).

**Tabela 2.** Carbono orgânico total (CO total), biomassa microbiana do solo (BMS), e quociente microbiano (qMIC), em solos sob pastagens cultivadas em diferentes regiões do Brasil.

Vegetação/Local	CO total (g kg <sup>-1</sup> )	BMS - CFE <sup>1,2</sup> (mg C kg <sup>-1</sup> de solo)	BMS - CFI <sup>1,3</sup>	qMIC (%)	Referência
<b>Floresta Amazônica</b>					
<i>Bracharia humidicola</i> , 8 anos (Manaus, AM)	30	107	572	1,1	Pfenning et al. (1992)
<i>Bracharia humidicola</i> , 10 anos (Capitão Poço, PA)	16	93	472	1,8	"
<i>Panicum maximum</i> e <i>Bracharia humidicola</i> , 15 anos (Paragominas, PA)	30	168	561	1,1	Geraldes et al. (1995)
<i>Panicum maximum</i> , 10 anos (Paragominas, PA)	24	340	328	1,4	"
<i>Panicum maximum</i> e <i>Bracharia brizantha</i> , 4 anos (Paragominas, PA)	27	623	739	2,5	"
<b>Cerrado</b>					
<i>Andropogon</i> sp. + <i>Stylosanthes</i> sp. (Planaltina, DF)	19	498	310	2,1	Oliveira et al. (2001)
<i>Bracharia decumbens</i> degradada (Piracanjuba, GO)	19	87	-	0,5	Oliveira et al. (2004)
<i>Bracharia brizantha</i> recuperada 2 anos (Piracanjuba, GO)	16	198	-	1,2	"
<i>Bracharia brizantha</i> recuperada 4 anos (Piracanjuba, GO)	21	147	-	0,7	"
<i>Bracharia brizantha</i> recuperada 7 anos (Piracanjuba, GO)	19	125	-	0,7	"
<i>Bracharia decumbens</i> - regime extensivo (Morrinhos, GO)	19	500	-	2,6	D'Andréa et al. (2002)

Continua...

Continuação da Tabela 2.

Vegetação/Local	CO total (g kg <sup>-1</sup> )	BMS - CFE <sup>1,2</sup> (mg C kg <sup>-1</sup> de solo)	BMS - CFI <sup>1,3</sup>	qMIC (%)	Referência
<i>Panicum maximum</i> , 20 anos (Paulo de Faria, SP)	23	345	-	1,5	Marchiori -Junior & Melo (1999) u
<i>Panicum maximum</i> + <i>Brachiaria decumbens</i> , 25 anos (Paulo de Faria, SP)	19	382	-	2,0	
Predominância da <i>Brachiaria sp.</i> Média de 10 pastagens degradada das (Bacia do Alto Taquari, MS)	15	66	-	0,4	F.M. Mercante (dados não publicados)
<i>Brachiaria decumbens</i> , bem manejada, 9 anos, média de 8 épocas - (Dourados, MS)	17	216	-	1,3	Mercante et al. (2004a)
<b>Região Semi-Árida</b>					
<i>Brachiaria spp.</i> - Ubajara - CE	10	116	-	1,2	Xavier et al. (2006)

<sup>1</sup> Biomassa microbiana do solo na profundidade de 0-5 cm (Pfenning et al., 1992; Oliveira et al., 2001; Xavier et al., 2006) e de 0-10 cm (Geraides et al., 1995; Marchiori-Junior & Melo, 1999; D'Andréa et al., 2002; Oliveira et al., 2004; Mercante et al., 2004a, F.M. Mercante, dados não publicados).

<sup>2</sup> Os valores de BMS-CFE foram corrigidos, para que todos os valores fossem expressos em relação ao mesmo fator de correção para a eficiência de extração,  $k_{ec} = 0,40$ . Os fatores de correção foram de 0,75 (=0,30/0,40) para os resultados de D'Andréa et al. (2002); 0,825 (=0,33/0,40), para Geraides et al. (1995), Mercante et al. (2004 a), F.M. Mercante (dados não publicados); e de 0,875 (=0,35/0,40) para Oliveira et al. (2001); e 0,959 (=0,38/0,40), para Marchiori-Junior & Melo (1999), Oliveira et al. (2004) e Xavier et al. (2006).

<sup>3</sup> Os valores de BMS-CFI foram corrigidos, para que todos os valores fossem expressos em relação ao mesmo fator de correção para o fator de correção do C respirado durante o período de incubação,  $k_c = 0,41$  (Anderson & Domsch, 1978; Sampaio et al., 1986). O fator de correção foi de 1,10 (=0,45/0,41) para Geraides et al. (1995).

**Tabela 3.** Carbono orgânico total (CO total), biomassa microbiana do solo (BMS) e quociente microbiano ( $qMIC$ ), em solos sob áreas cultivadas, em diferentes regiões do Brasil.

Vegetação/Local	CO total (g kg <sup>-1</sup> )	BMS - CFE <sup>1,2</sup> (mg C kg <sup>-1</sup> de solo)	BMS - CFI <sup>1,3</sup> (%)	$qMIC$	Referência
<b>Floresta Amazônica</b>					
Frutíferas - Manaus, AM	12	208	154	1,5	Pfenning et al. (1992)
Culturas perenes - Manaus, AM	14	166	167	1,2	"
Culturas anuais - Manaus, AM	12	269	343	2,6	"
Culturas perenes - Cupuaçu - Manaus, AM	24	567	-	2,4	Moreira & Malavolta (2004)
<b>Mata Atlântica</b>					
Hortaliças - Itaguaí, RJ	8	99	113	1,3	Gama-Rodrigues et al. (1994)
<b>Cerrado</b>					
Culturas anuais - 9 anos (Planaltina, DF)	17	256	224	1,4	Oliveira et al. (2001)
Culturas anuais - plantio convencional - 10 a 15 anos (Morrinhos, GO)	16	195	-	1,2	D'Andréa et al. (2002)
Culturas anuais - plantio direto - 4 a 5 anos (Morrinhos, GO)	19	322	-	1,7	"
Culturas anuais - plantio direto a 20 anos (Selvíria, MS)	17	84	-	0,5	Garcia et al. (2004)
Culturas anuais - plantio convencional a 10 anos (Paulo de Faria, SP)	16	136	-	0,9	Marchiori-Júnior & Melo (1999)
Culturas anuais - plantio direto - 77 locais na Bacia do Alto Taquari, MS	30	115	-	0,4	F.M. Mercante (dados não publicados)

Continua...

## Continuação da Tabela 3.

Vegetação/Local	CO total (g kg <sup>-1</sup> )	BMS - CFE <sup>1,2</sup> (mg C kg <sup>-1</sup> de solo)	BMS - CFI <sup>1,3</sup>	qMIC (%)	Referência
Culturas anuais - plantio convencional - 8 anos (Dourados,MS)	16	157	-	1,0	Mercante et al. (2004a)
Culturas anuais - plantio direto - 8 anos (Dourados,MS)	16	191	-	1,2	"
Integração lavoura pecuária - plantio direto 2 anos + 2 anos pastagem - 8 anos (Dourados,MS)	15	179	-	1,2	"
Mandioca plantio convencional (Glória de Dourados, MS)	3	46	-	1,5	Mercante et al. (2004b)
Mandioca plantio em palhada (Glória de Dourados, MS)	3	60	-	2,0	"
Culturas anuais - Dom Aquino, MT	13	-	97	0,7	Matsuoka et al. (2003)
Cultura da videira - Dom Aquino, MT	17	-	128	0,8	"
Culturas anuais - Convencional - Planaltina, DF	23	-	122	0,5	Mendes et al. (2003)
Culturas anuais - Plantio Direto - Planaltina, DF	33	-	209	0,6	"
<b>Região Sul</b>					
Culturas anuais - Convencional - Londrina, PR	21	491	-	2,3	Nogueira et al. (2006)
Culturas anuais - Plantio Direto - Londrina, PR	24	591	-	2,5	"
Culturas anuais - Plantio Direto - Londrina, PR	22	-	49	0,2	Cattelan et al. (1997a)
Culturas anuais - Plantio Direto - Londrina, PR	18	-	33 - 173	0,2 - 0,9	Cattelan et al. (1997b)
Culturas anuais - Convencional - Londrina, PR	18	-	20 - 170	0,1 - 0,9	"
Culturas anuais - Eldorado do Sul, RS	16	-	38	0,2	Cattelan & Vidor (1990)
Culturas anuais - Convencional - Londrina, PR	25	-	160	0,6	Balota et al. (1998)
Culturas anuais - Plantio Direto - Londrina, PR	28	-	350	1,3	"

Continua...

Continuação da Tabela 3.

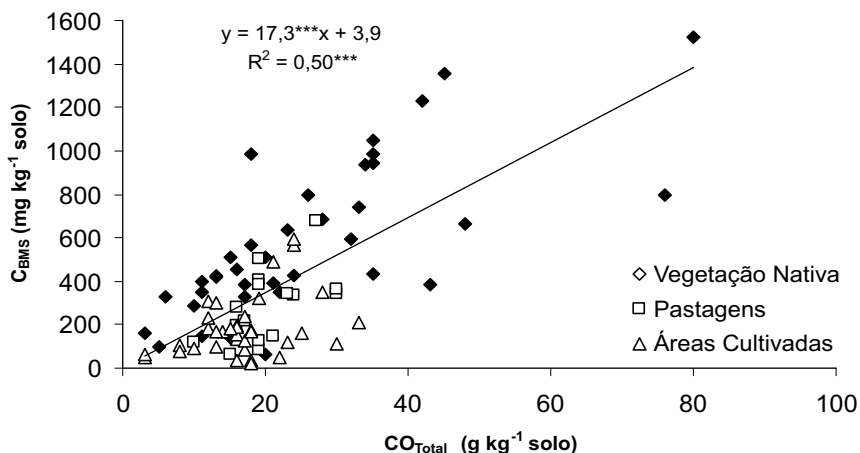
Vegetação/Local	CO total (g kg <sup>-1</sup> )	BMS- CFE <sup>1,2</sup> (mg C kg <sup>-1</sup> de solo)	BMS- CFI <sup>1,3</sup>	qMIC (%)	Referência
Culturas anuais - Convencional - solos de várzea - Capão do Leão, RS	13	170	-	1,3	Santos et al. (2004)
Culturas anuais - Plantio Direto - solos de várzea - Capão do Leão, RS	13	298	-	2,3	"
Culturas anuais - Convencional - Eldorado do Sul, RS	-	-	157	-	Vargas et al. (2004)
Culturas anuais - Plantio Direto - Eldorado do Sul, RS	-	-	292	-	"
<b>Região Semi-Árida</b>					
Culturas perenes - Ubajara, CE	10	89	-	0,9	Xavier et al. (2006)
Culturas anuais - Ubajara, CE	8	76	-	1,0	"
Culturas anuais sob irrigação - Chapada do Apoti, CE	12	231	-	1,9	Fialho et al. (2005)

<sup>1</sup> Biomassa microbiana do solo, na profundidade de 0-5 cm (Cattelan & Vidor, 1990; Pfenning et al., 1992; Gama-Rodrigues et al., 1994; Oliveira et al., 2001; Matsuoka et al., 2003; Mendes et al., 2003; Santos et al., 2004; Vargas et al., 2004; Fialho et al., 2005; Xavier et al., 2006), de 0 - 8 cm (Cattelan et al., 1997a,b), de 0-10 cm (Marchiori-Júnior & Melo, 1999; D'Andréa et al., 2002; Garcia et al., 2004; Moreira & Malavolta, 2004; Mercante et al., 2004a,b; Nogueira et al., 2006; F.M. Mercante, dados não publicados), e de 0-15 cm (Balota et al., 1998).

<sup>2</sup> Os valores de BMS-CFE foram corrigidos, para que todos os valores fossem expressos em relação ao mesmo fator de correção para a eficiência de extração,  $k_{ex} = 0,40$ . Os fatores de correção foram de 0,75 (=0,30/0,40) para os resultados de D'Andréa et al. (2002); 0,825 (=0,33/0,40), para Mercante et al. (2004 a, b), Nogueira et al. (2006) e Xavier et al. (2006); F.M. Mercante (dados não publicados); de 0,875 (=0,35/0,40) para Oliveira et al. (2001); de 0,95 (=0,38/0,40) para Pfenning et al. (1992), Gama-Rodrigues et al. (1994), Marchiori-Júnior & Melo (1999), Garcia et al. (2004) e Santos et al. (2004); e de 1,125 (=0,45/0,40) para Moreira & Malavolta (2004).

<sup>3</sup> Os valores de BMS-CFI foram corrigidos, para que todos os valores fossem expressos em relação ao mesmo fator de correção para o fator de correção do C respirado durante o período de incubação,  $k_r = 0,41$  (Anderson & Domsch, 1978; Sampalo et al., 1986). O fator de correção foi de 1,10 (=0,45/0,41) para Gama-Rodrigues et al. (1994), Geraldés et al. (1995), Balota et al. (1998) e Vargas et al. (2004).

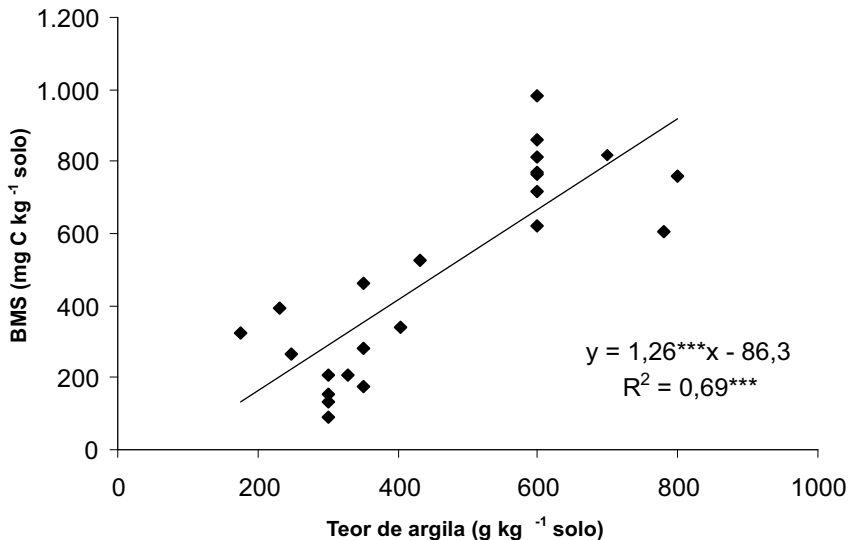




**Fig. 1.** Biomassa microbiana do solo (BMS) em função do carbono orgânico total, considerando áreas sob diferentes vegetações e sistemas de uso. Para fonte dos dados ver Tabelas 1, 2 e 3.

A textura representa outro fator importante na determinação da BMS. Gama-Rodrigues (1999) observou, em solos sob eucalipto, uma correlação positiva e significativa entre a BMS e o teor de argila ( $BMS = 143,9 + 2,72 \text{ argila}$ ;  $R^2 = 0,71$ ). Relacionando os dados onde o teor de argila dos solos foi apresentado nos trabalhos originais compilados nas Tabelas 1, 2 e 3, observou-se uma correlação positiva e altamente significativa entre a BMS e o teor de argila (Fig. 2). Essas observações confirmam as teorias sobre as quais teores mais elevados de argila geralmente beneficiam processos de proteção da matéria orgânica do solo, criando ambientes favoráveis à manutenção de populações microbianas mais abundantes (Capítulo 1). Por atuarem nos processos de mineralização/imobilização, os microrganismos do solo são considerados fonte e dreno de nutrientes (Singh et al., 1989). Nos processos de mineralização, formas orgânicas de N, P e S, dentre outros nutrientes no solo, são disponibilizadas para as plantas pela ação dos microrganismos que liberam formas inorgânicas desses elementos no solo. Como os microrganismos também possuem seus próprios requerimentos nutricionais, parte dos nutrientes liberados durante o processo de decomposição pode ser imobilizada na biomassa microbiana. Dentre os elementos que são freqüentemente imobilizados na biomassa microbiana, destacam-se o N, P e

S (Saggar et al., 1991; Waring & Schlesinger, 1985). As quantidades médias dos principais nutrientes presentes na BMS, na primeira camada de 20 cm de solo, podem atingir valores de 2.200, 500, 83 e 23 kg ha<sup>-1</sup>, respectivamente de C, N, P e S (Smith & Paul, 1990), o que ilustra bem a importância da mesma no armazenamento de nutrientes. Esses valores são compatíveis com os registrados como os limites máximos nos sistemas naturais brasileiros (Tabela 1). Baretta et al. (2005) observaram valores de 1.520 kg de C ha<sup>-1</sup> nos primeiros 10 cm de profundidade de solos sob floresta de araucária, na Região Sul, enquanto Oliveira et al. (2001) e Mendes & Vivaldi (2001) obtiveram valores na ordem de 1.300 kg C ha<sup>-1</sup>, para solos sob mata de galeria, e Oliveira et al. (2001), Mendes & Vivaldi (2001) e D'Andréa et al. (2002) valores próximos a 1.000 kg C ha<sup>-1</sup>, em formas mais densas de cerrado, no Brasil Central. Vale ressaltar que o C da BMS representa o reservatório mais disponível da matéria orgânica do solo, com taxas de ciclagem de poucos meses, o que sugere que o mesmo teria grande influência na dinâmica de nutrientes mesmo para culturas anuais.



**Fig. 2.** Relação entre biomassa microbiana do solo (BMS) e o teor de argila.

**Fonte:** Dados compilados de Pfenning et al. (1992), Feigl et al. (1995), D'Andréa et al. (2002), Oliveira et al. (2004) e Nogueira et al. (2006).

Alterações significativas na biomassa microbiana podem ser detectadas precocemente, quando comparadas às mudanças na MOS. Sendo assim, a avaliação da biomassa microbiana tem sido proposta como um indicador do estado e das alterações da matéria orgânica do solo e sugerida como uma medida sensível do aumento, ou decréscimo, de sua quantidade (Tótola & Chaer, 2002). Seria possível adotar, pelo uso desse bioindicador, medidas de correção que evitassem perdas da matéria orgânica, componente essencial para a fertilidade dos solos brasileiros.

Conforme mencionado anteriormente, a BMS representa o compartimento mais disponível da MOS. O cálculo da proporção que a BMS representa do carbono orgânico total, conhecido como quociente microbiano ( $qMIC$ ), é um índice bastante utilizado para fornecer indicações sobre a dinâmica da MOS (Tótola & Chaer, 2002). Solos tropicais, em geral, possuem uma percentagem maior do C total na biomassa, em comparação a solos de clima temperado (Moreira & Siqueira, 2002), o que sugere uma maior dinâmica da matéria orgânica do solo nesses ambientes. Para solos brasileiros, foram observados valores variando entre 0,3 a 5,5 (média de 3,3) em solos sob vegetação natural (Tabela 1), entre 0,4 e 2,6 (média 1,4) em solos sob pastagens (Tabela 2) e entre 0,1 e 2,6 (média 1,2) em solos cultivados (Tabela 3). Segundo Moreira & Siqueira (2002), esses valores dificilmente excedem 2% em solos de clima temperado. Em condições estressantes (pH, deficiências nutricionais, metais pesados, etc) para os microrganismos, a capacidade de utilização do C é menor, conduzindo ao decréscimo do  $qMIC$  (Wardle, 1994). Já com a adição de matéria orgânica de boa qualidade, ou com o término de uma situação de estresse, ocorre um incremento na biomassa microbiana, assim como no  $qMIC$ , ainda que os teores de C orgânico permaneçam inalterados (Powlson et al., 1987). Os dados sistematizados para solos brasileiros ilustram bem a tendência de redução nos valores médios de  $qMIC$  com o aumento do estresse ao sistema, sendo registrados valores decrescentes dos sistemas naturais (3,3), passando pela pastagem (1,4) e chegando aos solos sob cultivo (1,2).

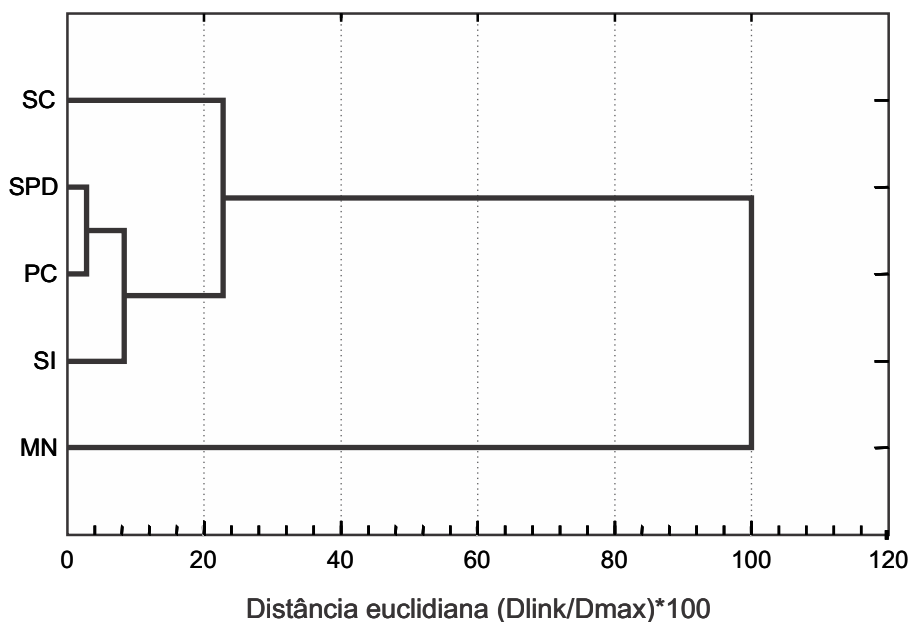
Como discutido anteriormente, determinações da biomassa microbiana total, contudo, não fornecem indicações sobre os níveis de atividade das populações microbianas do solo. Desse modo, torna-se importante utilizar outras análises, que permitam avaliar a atividade microbiana, indicando o estado metabólico das comunidades de microrganismos do solo (De-Polli & Guerra, 1999; Tótola & Chaer, 2002).

A avaliação da quantidade de  $\text{CO}_2$  liberada pela respiração dos microrganismos (também denominada C prontamente mineralizável ou respiração basal) é um dos métodos mais tradicionais e mais utilizados para avaliar a atividade metabólica da população microbiana do solo (Anderson, 1982; Zibilske, 1994). Da mesma forma que outras atividades metabólicas, a respiração depende do estado fisiológico das células e é influenciada por diferentes fatores, tais como: umidade, temperatura e disponibilidade de nutrientes. Uma alta taxa de respiração pode ser interpretada como uma característica desejável quando se considera que a decomposição dos resíduos orgânicos irá disponibilizar nutrientes para as plantas. No entanto, uma alta atividade respiratória também pode resultar em decomposição intensa da matéria orgânica estável, a fração húmica, levando ao comprometimento de processos químicos e físicos, como a agregação, a capacidade de troca catiônica e capacidade de retenção de água, podendo ocorrer, também, a perda de nutrientes. Portanto, como afirmado por Islam & Weil (2000), taxas de respiração mais elevadas podem indicar tanto um distúrbio, como um alto nível de produtividade do ecossistema, devendo ser analisada em cada contexto.

O quociente metabólico ( $q\text{CO}_2$ ) é um índice que combina os resultados de biomassa microbiana com as determinações das taxas de respiração, representado pela taxa de respiração por unidade de biomassa microbiana (Anderson & Domsch, 1985). Uma biomassa mais eficiente seria aquela que perderia menos C na forma de  $\text{CO}_2$  com a respiração e incorporaria mais C aos tecidos microbianos. Em amostras que apresentam os mesmos valores de biomassa, aquela que mostra uma menor taxa de respiração ( $q\text{CO}_2$ ) é considerada a mais eficiente. De acordo com Anderson & Domsch (1993), quocientes metabólicos elevados são um indicativo de comunidades microbianas em estágios iniciais de desenvolvimento, com maior proporção de microrganismos ativos em relação aos inativos, ou ainda, um indicativo de populações microbianas sob algum tipo de estresse metabólico.

A biomassa microbiana e a respiração basal, assim como seus índices derivados  $q\text{MIC}$  e  $q\text{CO}_2$ , são determinações importantes no estudo da dinâmica e comportamento da MOS, sendo fundamentais ao entendimento de processo necessários para a parametrização e adaptação de simuladores da dinâmica da MOS às diversas condições ambientais. Trabalhos recentes têm integrado essas variáveis, buscando índices de qualidade do solo (Tótolá & Chaer, 2002). Mercante et al. (2004a) utilizaram procedimentos estatísticos de análise multivariada, determinando o índice de similaridade dos diferentes

sistemas de uso do solo, de acordo com os parâmetros microbiológicos (BMS, respiração basal, quociente metabólico e quociente microbiano). Comparando-se os quatro sistemas de manejo do solo (sistema convencional - SC; sistema plantio direto - SPD; sistema integração lavoura-pecuária - SI e pastagem contínua - PC) com a mata nativa (MN), em relação aos parâmetros microbiológicos avaliados, o SI apresentou os maiores níveis de similaridade, seguindo-se os sistemas PC, SPD e SC, respectivamente (Fig. 3). Os autores observaram que o SC formou um grupo separado dos demais sistemas e mais distante do sistema sob mata nativa. Por outro lado, os sistemas SI, PC e SPD foram agrupados e apresentaram maior similaridade ao sistema sob mata nativa, indicando, segundo os autores, serem estas, importantes práticas de manejo para o equilíbrio da comunidade microbiana do solo e melhoria da qualidade do solo.



**Fig. 3.** Dendrograma dos diferentes usos do solo, mostrando a distância euclidiana, de acordo com os parâmetros microbiológicos (Carbono da biomassa microbiana, respiração basal, quociente metabólico e quociente microbiano), para os diferentes sistemas de uso do solo e a vegetação nativa (SC= sistema convencional; SPD= sistema plantio direto; PC= pastagem contínua; SI= sistema integrado lavoura-pecuária; e MN= mata nativa). Dados referentes a seis avaliações (três no inverno e três no verão).

**Fonte:** Mercante et al. (2004a).

Trabalhos como os relatados anteriormente demonstram a grande utilidade das análises relacionadas à microbiota do solo, nos estudos que buscam entender o funcionamento dos sistemas e o impacto de práticas de manejo. Entretanto, a sua ampla utilização depende da padronização de métodos e condições experimentais. Nesse sentido, os procedimentos de análise da BMS têm sido amplamente discutidos. Na seção seguinte, são apresentadas as principais metodologias utilizadas atualmente, sendo ressaltados pontos importantes para a sua padronização em condições de solos tropicais.

## Métodos de Determinação da Biomassa Microbiana

Os métodos de determinação da BMS e de seus índices derivados vêm sendo objeto de várias revisões, destacando-se Grisi (1984), Martens (1995), Wardle (1997), De-Polli & Guerra (1999) e Cardoso (2004). No início, a BMS era estimada por métodos de contagem em placas ou microscopia direta, sendo extremamente trabalhosos e pouco produtivos. Grande salto foi dado com o desenvolvimento de métodos baseados na estimativa da biomassa, através da quantificação do C liberado das células vivas após o tratamento do solo com reagentes químicos, que provocavam a morte e lise celular. Os trabalhos pioneiros de Jenkinson (1966) demonstraram a eficiência do clorofórmio na fumigação do solo, servindo de base para o desenvolvimento do método da fumigação-incubação (Jenkinson & Powlson, 1976b). O método baseava-se no princípio de que a BMS poderia ser estimada a partir de um pico (*"flush"*) de produção de CO<sub>2</sub> em solos fumigados com clorofórmio. Tal pico seria resultante da decomposição do material liberado pelos microrganismos mortos na fumigação, podendo ser resultante da atividade dos microrganismos sobreviventes ou de organismos re-inoculados. Padronizou-se comparar amostras fumigadas e não-fumigadas, por um determinado período de tempo (10 dias a 25°C), sendo a diferença do C respirado, a estimativa da BMS. Em seus trabalhos, Jenkinson & Powlson (1976a) chegaram a mencionar o fato de que o tratamento com clorofórmio teria efeito na quantidade de C extraível por um extrator fraco, como o K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Mas foi somente cerca de dez anos mais tarde, que Vance et al. (1987) demonstraram que, alternativamente à determinação do C pela medição da evolução do CO<sub>2</sub> na incubação dos solos fumigados e não-fumigados, seria possível detectar a diferença utilizando-se tal

extrator fraco. Os autores propuseram o método da fumigação-extração, onde o C de solos fumigados e não fumigados eram extraídos por uma solução de  $K_2SO_4$ , sendo a diferença, a estimativa da biomassa. Ambos os métodos permitiram uma forte dinamização na determinação da BMS, tornando-a mais rápida e precisa, o que possibilitou o rápido crescimento no número de trabalhos na área.

De fato, ainda hoje, os métodos mais utilizados para a determinação da biomassa microbiana são os de CFI (Jenkinson & Powlson, 1976 a, b) e CFE (Vance et al., 1987), baseados na esterilização parcial de amostras de solos pela fumigação com clorofórmio. Wardle (1997), realizou uma extensa revisão avaliando a biomassa microbiana e verificou que, dos 58 estudos, 52,1% haviam sido realizados utilizando o método clorofórmio-fumigação-incubação - CFI (Jenkinson & Powlson 1976 a, b), 33,3% o método de clorofórmio-fumigação-extração - CFE (Vance et al., 1987), 12,5% o método da respiração induzida por substrato (Anderson & Domsch, 1978) e 2,1 % com observação e contagem direta de células microbianas por microscopia direta. Mais recentemente, Ferreira et al. (1999) propuseram a substituição da fumigação com clorofórmio por um procedimento de irradiação por microondas, visando a morte dos microrganismos antes da extração. Resultados coerentes têm sido obtidos por diversos autores (Santos et al., 2004; Fialho et al., 2005; Xavier et al., 2006), mas ainda não há relatos de trabalhos visando a padronização da metodologia.

Ambos os métodos, CFE e CFI, apresentam limitações, vantagens e desvantagens. A simplicidade e o fato de que valores de taxa de respiração microbiana (liberação de  $CO_2$ ) também podem ser determinados, são as principais vantagens do método CFI. Dentre suas limitações, destacam-se o fato de que este método não deve ser utilizado em áreas que receberam adições recentes de material orgânico (Martens, 1995) e em solos com pH em água inferior a 5,0 (Powlson, 1994; Martens, 1995). Além disso, a escolha do controle que melhor expresse o nível de respiração basal do solo representa outro ponto crucial (Chaussod & Nicolardot, 1982; Martens, 1995; Franzluebbers et al., 1999). No caso do método CFE, a principal vantagem é que não há dependência do estado fisiológico da população microbiana do solo. Quanto às desvantagens, destaca-se o fato de que na ausência de um analisador total de carbono, os procedimentos analíticos para determinação do C extraído das amostras são mais complexos e trabalhosos, envolvendo a utilização de produtos como o dicromato de potássio ( $K_2Cr_2O_7$ ), que é tóxico.

Um ponto extremamente importante para ambas as metodologias é o fato de a determinação da BMS não ser completa, exigindo a utilização de fatores de correção (Jenkinson & Powlson, 1976b; Vance et al., 1987). Para o método CFI, o cálculo da BMS é feito a partir da equação:

$$C_{BMS} = (C_f - C_{nf})/k_c \dots\dots\dots (1)$$

onde,  $C_{BMS}$  é o carbono na biomassa microbiana do solo;  $C_f$  é o carbono respirado da amostra fumigada, em dez dias de incubação a 25°C;  $C_{nf}$  é o carbono respirado da amostra não fumigada, em dez dias de incubação a 25°C;  $k_c$  é o fator de correção, representando a proporção do  $C_{BMS}$  que é efetivamente respirado em CO<sub>2</sub> durante o período de incubação de dez dias, à temperatura de 25°C (Jenkinson & Powlson, 1976b). Os valores de  $k_c$  foram determinados a partir de experimentos nos quais quantidades conhecidas de material de bactéria e/ou fungos eram mineralizados em condições controladas. Valores variando entre 0,2 e 0,6 foram sumarizados por Martens (1995), sendo que os valores recomendados foram de 0,45 a 25°C (Jenkinson, 1976) e de 0,41 a 22°C (Anderson & Domsch, 1978). Sampaio et al. (1986) incubou material de três fungos (*Rhizopus* sp., *Trichoderma viride* e *Fusarium moniliforme*) em três solos brasileiros (Latosolo Vermelho Amarelo, Argisolo Vermelho Amarelo e Aluvial), obtendo valores de  $k_c$  variando entre 0,28 e 0,50, sendo a média geral de 0,41, a temperaturas de 26 ± 2°C. Portanto, admite-se que somente 41% a 45% do carbono da BMS é efetivamente mineralizado durante o período de dez dias de incubação.

O método CFE, de maneira análoga, necessita da utilização de um fator de correção  $k_{ec}$ . Esse fator é calculado por medições diretas de materiais marcados com <sup>14</sup>C (Sparling & West, 1988), ou através de comparações da diferença do carbono extraível do solo fumigado e não fumigado, com a biomassa obtida por outros métodos (Joergensen, 1996). A maioria dos trabalhos considera como padrão o método CFI. No trabalho original, onde Vance et al. (1987) descrevem a metodologia CFE, os autores encontraram uma relação linear entre a diferença do carbono extraível do solo fumigado e não fumigado, e a BMS determinada pelo método CFI, conforme a equação:

$$C_{BMS} = 2,64 E_C \dots\dots\dots (2)$$

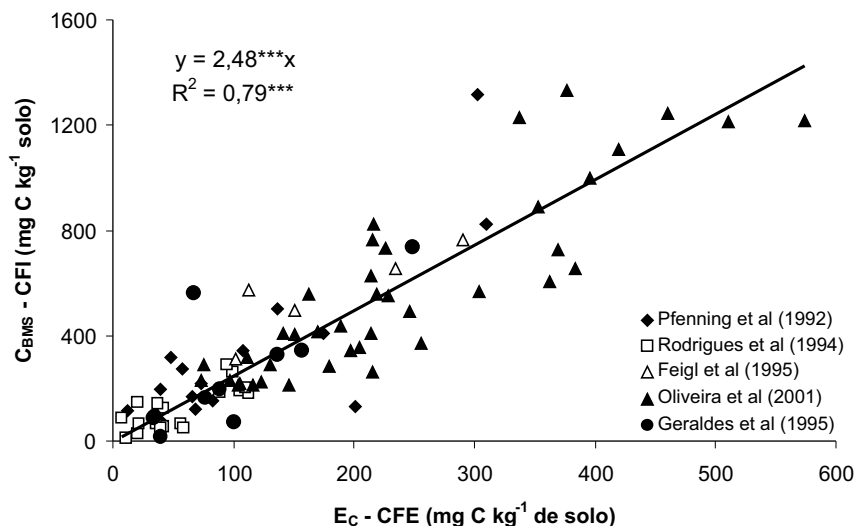


onde,  $C_{BMS}$  é o C na biomassa microbiana do solo determinado pelo método CFI e  $E_c$  é a diferença entre o C extraível da amostra fumigada menos a não fumigada, pelo método de CFE. Essa relação equivale a um valor de  $K_{ec}$  de 0,38. Joergensen (1996) revisou 18 trabalhos, nos quais o fator  $k_{ec}$  foi determinado por diferentes métodos, obtendo valores variando entre 0,15 e 0,98, sendo a média de 0,46. Nos trabalhos sumarizados nas Tabelas 1, 2 e 3, os valores de  $K_{ec}$  variaram entre 0,30 e 0,38. Relacionaram-se, ainda, os dados disponíveis em cinco trabalhos publicados com solos brasileiros, onde os métodos CFI e CFE foram utilizados para o mesmo grupo de amostras (Fig. 4). Observou-se uma relação altamente significativa entre os valores  $E_c$  e  $C_{BMS}$ , sendo obtido um valor de 0,40 para  $k_{ec}$ . Embora tal relação não seja absoluta, pois valores específicos de  $k_{ec}$  poderiam ser estabelecidos para cada tipo de solo ou condição ambiental (De-Polli & Guerra, 1999), sugere-se que valores mais próximos ao publicado por Vance et al. (1987) devem ser utilizados para solos brasileiros. Valores mais baixos, como o de 0,33 (Sparling & West, 1988), muito utilizado nos estudos sumarizados nas Tabelas 1, 2 e 3, tendem a gerar valores superestimados da BMS.

Vários trabalhos têm comparado a eficiência dos métodos CFI e CFE nas determinações de biomassa microbiana. A maioria desses estudos foi conduzida na Austrália e Nova Zelândia, onde grande parte dos solos possui problemas de acidez. Wardle & Ghani (1995) observaram correlação elevada entre os métodos CFI e CFE em solos sob pastagens nativas manejadas na Nova Zelândia. Nas poucas vezes em que os dois métodos não se correlacionaram, os autores atribuíram esse efeito ao fato de que os coeficientes  $K_c$  e  $K_{ect}$  utilizados nessas determinações, variaram entre as amostras. Sparling & Zhu (1993) também observaram boa correlação entre os métodos CFE e CFI nos solos arenosos e ácidos do Oeste australiano, embora o método CFE tenha apresentado maior variabilidade que o CFI.

No Brasil, alguns estudos também foram conduzidos, envolvendo comparações entre os métodos CFE e CFI. Pfenning et al. (1992) observaram uma correlação positiva ao avaliarem a eficiência dos métodos CFE e CFI em solos da Amazônia. Os maiores coeficientes de variação foram obtidos com o método CFI num Latossolo muito argiloso. De acordo com os autores, as condições físicas do solo interferiram na homogeneidade da fumigação e na capacidade de recolonização da microbiota após a fumigação do solo. Feigl et al. (1995) compararam os métodos CFE e CFI em amostras de solo coletadas em Latossolos e Podzólicos (Argissolos) da Amazônia sob vegetação de mata

nativa (profundidade 0 a 10 cm). Os autores concluíram que o método CFI podia ser utilizado satisfatoriamente, contudo, o CFE apresentou maior sensibilidade.



**Fig. 4.** Relação entre o carbono na biomassa microbiana, determinado pelo método clorofórmio-fumigação-incubação (CFI), e o C extraído da biomassa microbiana (C extraído da amostra fumigada menos o C extraído da não fumigada) pelo método clorofórmio-fumigação-extração (CFE).

**Fonte:** dados compilados de Pfenning et al. (1992), Gama-Rodrigues et al. (1994), Feigl et al. (1995), Oliveira et al. (2001) e Geraldés et al. (1995), totalizando 24 solos diferentes, com 88 observações (vegetação, tipos de uso, épocas e profundidades de amostragem). Os valores de C na biomassa (CFI), dos trabalhos de Gama-Rodrigues et al. (1994), Feigl et al. (1995) e Geraldés et al. (1995) foram corrigidos, multiplicando-se pelo fator 1,10 (=0,45/0,41), conforme proposto por Joergensen (1996), para corrigir o valor de  $K_c = 0,41$  (Anderson & Domsch, 1978; Sampaio et al., 1986).

Gama-Rodrigues et al. (1994), em estudos conduzidos em três solos do Estado do Rio de Janeiro e em duas profundidades, observaram correlação positiva e significativa ( $r = 0,66$ ) entre os dois métodos, quando compararam os teores de carbono na biomassa microbiana determinados pelos métodos CFE e CFI, não havendo diferença entre as duas profundidades.

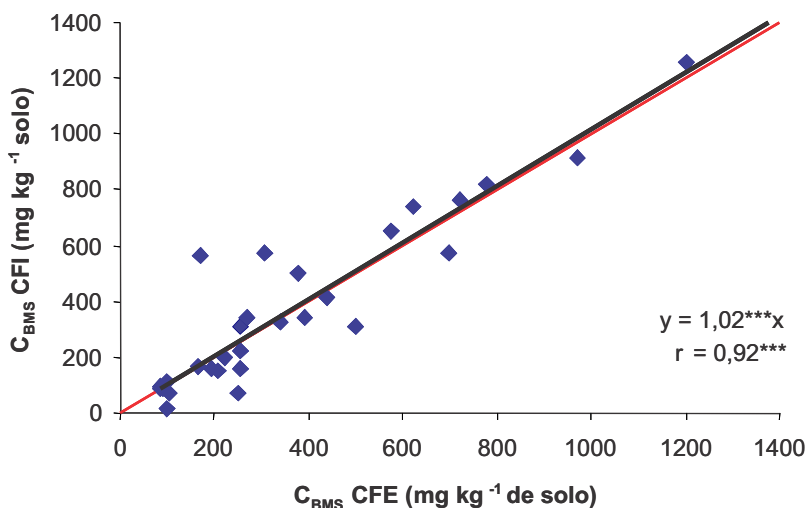
Os dois métodos também foram comparados nas condições dos Cerrados, caracterizados por solos intemperizados, com elevados teores de hidróxidos de ferro e alumínio, baixa saturação de bases e baixo pH, sendo considerados

tanto solos incorporados ao processo agrícola, como solos sob vegetação nativa (Oliveira et al., 2001). Nos ensaios conduzidos em áreas cultivadas da *Embrapa Cerrados*, foram coletadas amostras de solo sob culturas anuais contínuas e sob pastagem consorciada contínua. O solo foi coletado em duas profundidades, 0 a 5 cm e 5 a 20 cm e em quatro épocas distintas: agosto de 1998 (época de seca), janeiro (época de chuvas) e agosto de 1999 e janeiro de 2000. Nessas áreas, os resultados obtidos com os métodos CFE e CFI foram semelhantes, independentemente dos tratamentos e das épocas amostradas, sendo que as pastagens consorciadas apresentaram maiores teores de CBM do que as áreas sob culturas anuais. Contudo, a interação profundidades x métodos foi significativa. Não houve diferença entre as profundidades 0 a 5 cm e 5 a 20 cm, quando se utilizou o método CFI, mas as diferenças obtidas com o método CFE foram significativas. Nas áreas nativas, os métodos CFI e CFE apresentaram as mesmas tendências, independente dos tratamentos, profundidades ou épocas analisadas, sendo que a Mata de Galeria apresentou níveis de C-BMS superiores aos do Cerradão e aos do Campo Sujo. As interações profundidades x métodos e épocas x métodos foram significativas devido ao fato de que as diferenças nos teores do C-BMS, nas profundidades e épocas amostradas, foram mais acentuadas com o método CFE (Oliveira et al., 2001).

Os métodos CFI e CFE também foram comparados em um Latossolo Vermelho distroférico eutrófico argiloso de Londrina, PR (argila, 710 g kg<sup>-1</sup>; silte, 82 g kg<sup>-1</sup>; areia, 208 g kg<sup>-1</sup>), na camada de 0-10 cm, com pH 5,1 e teores de N e C, de 2,4 e 22,5 g dm<sup>-3</sup>, respectivamente. Foram analisados diversos sistemas de manejo sob plantio direto e convencional. Em todas as coletas a BMS foi estimada por CFI e CFE. Quando todos os dados obtidos foram correlacionados foi constatada uma correlação positiva e significativa ( $r = 0,61$ ,  $y = 280,78 + 0,37049x$ ,  $p < 0,001$ ) entre os dois métodos (Brandão- Junior, 2005).

Considerando os dados dos trabalhos de Pfenning et al. (1992), Gama-Rodrigues et al. (1994), Feigl et al. (1995), Oliveira et al. (2001) e Geraldles et al. (1995) e transformando-os para um valor  $K_c$  de 0,41 (Anderson & Domsch, 1978; Sampaio et al., 1986) e  $k_{ec}$  de 0,40 (Fig. 4), observou-se uma relação linear altamente significativa entre os valores da BMS estimados pelos métodos CFI e CFE (Fig. 5). Tal resultado demonstra ser essa uma correlação robusta para solos brasileiros, uma vez que as determinações foram feitas em solos com textura e mineralogia diferentes, sob vegetações e sistemas de uso variados.

$$K_c = 0,41 \text{ \& } K_{ce} = 0,40$$



**Fig. 4.** Relação entre o C da biomassa medido pelos métodos clorofórmio-fumigação-incubação (CFI) e clorofórmio-fumigação-extração (CFE), considerando os valores de  $K_c = 0,41$  (Anderson & Domsch, 1978; Sampaio et al., 1996) e  $K_{ce} = 0,40$ , conforme calibração realizada no presente estudo (Fig. 4).

**Fonte:** Dados modificados de Pfenning et al. (1992), Gama-Rodrigues et al. (1994), Feigl et al. (1995), Oliveira et al. (2001) e Geraldtes et al. (1995)

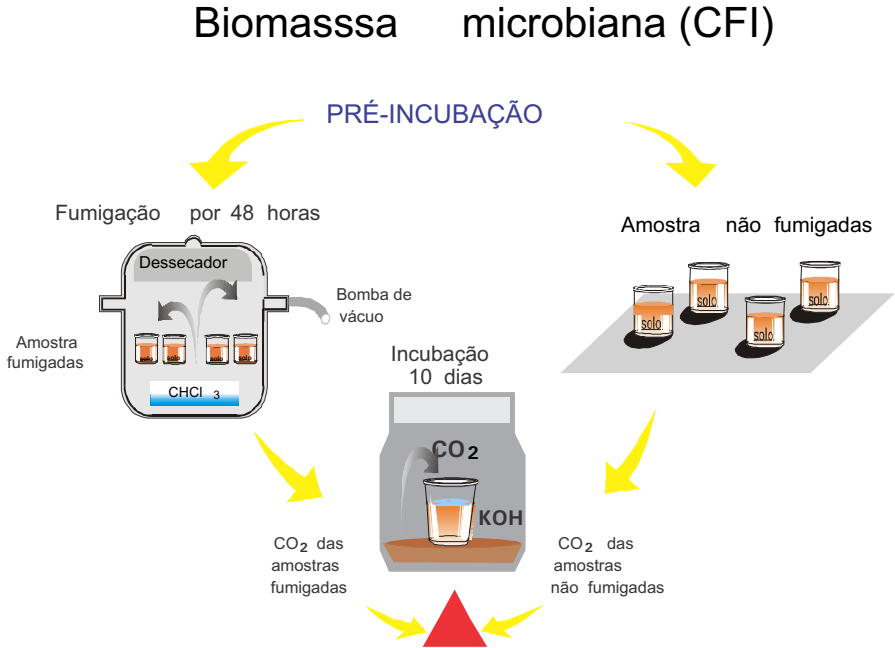
Foram discutidas, neste item, as principais vantagens e desvantagens dos métodos CFI e CFE, podendo-se concluir que, diante da forte correlação entre os métodos (Fig. 5), ambos são adequados. Entretanto, para cada situação, os técnicos e cientistas devem considerar qual a metodologia mais apropriada. Finalmente, deve ser mencionado que, na Reunião de Fertilidade e Biologia do Solo (Fertbio), organizada pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, em Lages, SC, em 2004, os pesquisadores que trabalham com o intuito de identificar bioindicadores de qualidade do solo reuniram-se e definiram sobre a padronização de algumas condições mínimas entre os laboratórios, visando permitir a construção de uma base nacional de dados. Principalmente pela praticidade, menor tempo e trabalho envolvidos nas análises e boa repetibilidade na maioria dos ensaios, o método CFE foi escolhido, com

amostragem de solo na camada de 0-10 cm. Essa decisão visou, também, incentivar a adoção dessa análise em um número maior de laboratórios. O maior desafio a essa metodologia, porém, consistirá em encontrar novos métodos para a análise do C, evitando produtos tóxicos como o dicromato de potássio, uma vez que há uma demanda mundial de análises utilizando uma "química limpa". Para fins de pesquisa, o método CFI continua a ser útil em diversas situações. Estudos para uma melhor definição do coeficiente  $K_{ec}$  devem ser ampliados, mas até o momento, com os dados disponíveis para solos brasileiros, valores em torno de 0,40 parecem mais adequados. Vale ressaltar, ainda, que, em qualquer método utilizado, as medidas devem ser feitas sob condições totalmente padronizadas, a fim de permitir a reprodutibilidade e comparação dos resultados. Segue-se uma breve descrição dos métodos, como proposta de padronização.

## Método do clorofórmio fumigação-incubação (CFI)

As determinações de biomassa microbiana pelo método CFI - clorofórmio fumigação-incubação - geralmente utilizam os procedimentos descritos por Jenkinson & Powlson (1976a), com algumas modificações. Após a coleta no campo, quando necessário, o teor de umidade das amostras de solo (20 g) é elevado a 100% da capacidade de retenção de água (equivalente ao teor de  $H_2O$  retido no solo a 6 KPa) e as mesmas são pré-incubadas, no escuro, por sete dias, à temperatura ambiente ( $26^{\circ}C \pm 2^{\circ}C$ ). A seguir, metade das amostras é fumigada (F) por 48 horas em um dessecador contendo uma placa de Petri ou outro recipiente com 25 mL de clorofórmio livre de álcool. Neste período, as amostras não fumigadas (NF) são mantidas à temperatura ambiente. Após a fumigação, as amostras F e NF são transferidas para recipientes de vidro com tampas rosqueáveis e capacidade de 500 mL, contendo um frasco com 10 mL de KOH  $0,3 \text{ mol L}^{-1}$ . As amostras são então incubadas, no escuro, por dez dias, à temperatura ambiente. A quantidade de  $CO_2$  liberada do solo é determinada após titulação com HCl  $0,1 \text{ mol L}^{-1}$ , usando fenolftaleína 1% como indicador.

Antes da titulação, são adicionados 3 mL de  $BaCl_2$  20%. O CBMS é determinado pela diferença entre o  $CO_2$  liberado das amostras F e NF, no período de dez dias após a fumigação, utilizando-se um fator de correção ( $K_c$ ) de 0,41 (Anderson & Domsch, 1978; Sampaio et al., 1986), ou seja, assume-se que apenas 41% da biomassa microbiana presente no solo é convertida a  $CO_2$  durante os dez dias de incubação após a fumigação (Fig. 6).



**Fig. 6.** Esquema da determinação do carbono da biomassa microbiana pelo método CFI.

## Método do clorofórmio fumigação-extração (CFE)

As análises de CBM pelo método clorofórmio fumigação-extração (CFE) baseiam-se nos trabalhos de Vance et al. (1987) e Tate et al. (1988). As amostras de solo são pré-incubadas e fumigadas, conforme descrito para o método CFI. Após a fumigação é feita a extração do C nas amostras fumigadas e não fumigadas, utilizando 50 mL de K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 0,5 mol L<sup>-1</sup> e 10g de amostra de solo, que são posteriormente submetidas à agitação horizontal (150 rpm), por 30 minutos. Em seguida, é feita a determinação do C por dicromatometria, seguida de titulação com sulfato ferroso amoniacal. A estimativa da biomassa é realizada a partir da equação:

$$C_{BIOM} = (C_F - C_{NF})/K_{ec} \dots\dots\dots (3)$$

onde,  $C_{BIOM}$  é o carbono da biomassa microbiana ( $\text{g C g}^{-1}$  de solo seco);  $C_F$  é o carbono microbiano da amostra fumigada ( $\text{g C g}^{-1}$  de solo seco);  $C_{NF}$  é o carbono microbiano na amostra não fumigada ( $\text{g C g}^{-1}$  de solo seco); e  $K_{ec}$  é o coeficiente de eficiência da extração (nesse caso 0,40, conforme demonstrado na Fig. 5), o qual representa a quantidade de carbono proveniente da biomassa microbiana que é extraível pelo  $\text{K}_2\text{SO}_4$  após a fumigação.

A determinação do carbono extraído pelo  $\text{K}_2\text{SO}_4$  do solo fumigado ( $C_F$ ) e não fumigado ( $C_{NF}$ ), segue a relação utilizada por Gama-Rodrigues (1992):

$$C_F \text{ ou } C_{NF} = (Vb - Va) \cdot N_{\text{FeSO}_4} \cdot 0,003 \cdot 50 \cdot 10^6 / (8 \cdot Ps \text{ (g)}) \dots \dots \dots (4)$$

onde:  $Vb$  representa o volume (mL) de sulfato ferroso gasto na titulação do branco;  $Va$ , o volume (mL) de sulfato amoniacal gasto na titulação da amostra;  $N_{\text{FeSO}_4}$ , a normalidade do sulfato padronizado, e  $Ps$ , o peso do solo seco (g) (Fig. 7).

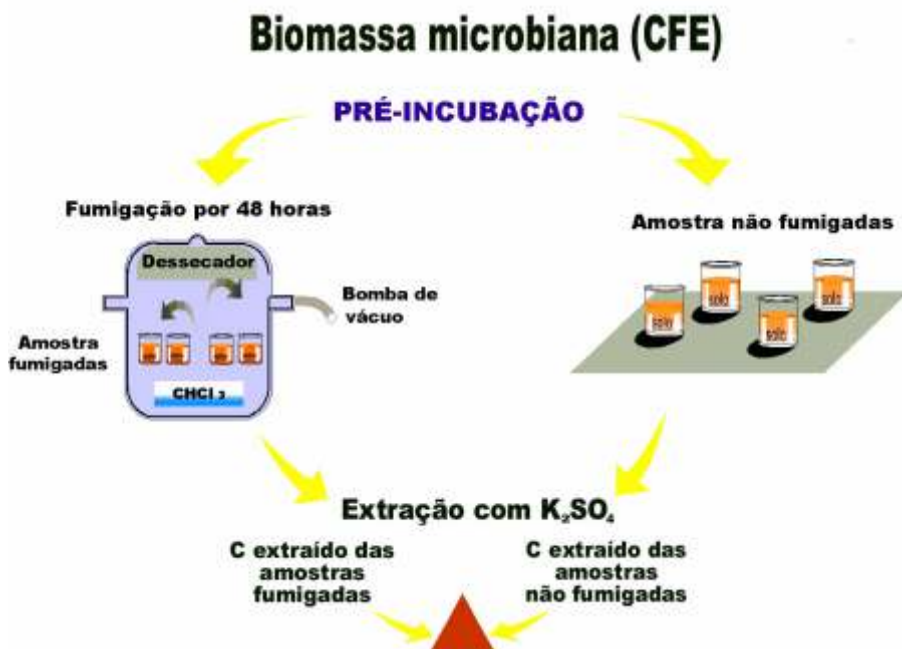


Fig. 7. Esquema da determinação do carbono da biomassa microbiana pelo método CFE.

## Considerações Finais

As determinações da biomassa microbiana, assim como sua atividade e índices derivados, são fundamentais ao entendimento de seu papel no biofuncionamento do solo e na dinâmica da matéria orgânica. Os dados revisados nesse capítulo demonstram que há um crescente volume de informações para solos tropicais e subtropicais, em condições brasileiras. Verificou-se que a biomassa microbiana representa uma fração importante do carbono orgânico total do solo, apresentando valores superiores aos comumente publicados para solos de clima temperado, o que sugere uma maior dinâmica para a matéria orgânica do solo em condições tropicais e subtropicais. Pôde ser observado, ainda, que as determinações da biomassa microbiana e seus índices derivados representam uma poderosa ferramenta de avaliação da qualidade do solo.

Estabeleceu-se, ainda, uma discussão sobre as principais metodologias utilizadas na determinação da biomassa microbiana do solo, concluindo-se que as duas metodologias mais utilizadas (clorofórmio-fumigação-incubação e clorofórmio-fumigação-extração) são adequadas e fortemente correlacionadas entre si. Entretanto, devido a questões de ordem prática, os cientistas da área têm convergido para o método que utiliza a extração do carbono por um extrator fraco. Nesse sentido, atenção especial deve ser dada ao fator de correção para o carbono extraído ( $K_{ec}$ ), sendo recomendados mais estudos para confirmar se o valor de 0,40, derivado dos dados publicados até o momento para solos brasileiros, é realmente o mais adequado. Finalmente, ressalta-se a necessidade de padronização dos procedimentos para que seja possível uma melhor comparação entre os trabalhos publicados.



## Referências

ANDERSON, J. P. E. Soil respiration. In: PAGE, A. L.; MILLER, R. H.; KEENEY, D. R. (Ed.). **Methods of soil analysis**. 2nd. ed. Madison: American Society of Agronomy; Soil Science Society of Agronomy, 1982. p. 831-872. (Agronomy, 9). part 2: Chemical and microbiological properties.

ANDERSON, T. H.; DOMSCH, K. H. Determination of ecophysiological maintenance carbon requirements of soil microorganisms in a dormant state. **Biology and Fertility of Soils**, Berlin, v. 1, p. 81-89, 1985.

ANDERSON, J. P. E.; DOMSCH, K. H. The metabolic quotient for CO<sub>2</sub> ( $qCO_2$ ) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental condition, such as pH, on the microbial biomass of forest soils. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 25, p. 393-395, 1993.

ANDERSON, J. P. E.; DOMSCH, K. H. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 10, p. 215-221, 1978.

BALOTA, E. L.; COLOZZI-FILHO, A.; ANDRADE, D. S.; HUNGRIA, M. Biomassa microbiana e sua atividade em solos sob diferentes sistemas de preparo e sucessão de culturas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 22, p. 641-649, 1998.

BARETTA, D.; SANTOS, J. C. P.; FIGUEIREDO, S. R.; KLAUBERG-FILHO, O. Efeito do monocultivo de pinus e da queima do campo nativo em atributos biológicos do solo no Planalto Sul Catarinense. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 29, p. 715-724, 2005.

BORGES, C. D.; SILVA, R. F.; PADOVAN, M. P.; ROSCOE, R.; MERCANTE, F. M. Atributos microbiológicos, físicos e químicos do solo em cultivos de mandioca sob manejo orgânico. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE FERTILIDADE DO SOLO E NUTRIÇÃO DE PLANTAS, 27; REUNIÃO BRASILEIRA SOBRE MICORRIZAS, 11.; SIMPÓSIO BRASILEIRO DE MICROBIOLOGIA DO SOLO, 9.; REUNIÃO BRASILEIRA DE BIOLOGIA DO SOLO, 6., Bonito, 2006. **Fertbio 2006**: a busca das raízes: anais. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2006. 1 CD-ROM. (Embrapa Agropecuária Oeste. Documentos, 1).

BRANDÃO-JUNIOR, O. **Atividade e diversidade da biomassa microbiana em diferentes sistemas de manejo do solo e de culturas no Norte do Estado do Paraná**. 2005. 80 p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Faculdade de Engenharia Agrícola, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

CARDOSO, M. O. Métodos para quantificação da biomassa microbiana do solo. **Agropecuária Técnica**, Areia, v. 25, p.1-12, 2004.

CATTELAN, A. J.; GAUDÊNCIO, C. A.; SILVA, T. A. Sistemas de rotação de culturas em plantio direto e os microrganismos do solo, na cultura da soja, em Londrina. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 21, p. 293-301, 1997a.

CATTELAN, A. J.; TORRES, E.; SPOLADORI, C. L. Sistemas de preparo com a sucessão trigo/soja e os microrganismos do solo, em Londrina. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 21, p. 303-311, 1997b.

CATTELAN, A. J.; VIDOR, C. Flutuações na biomassa, atividade e população microbiana do solo em função de variações ambientais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 14, p. 133-142, 1990.

CHAUSSOD, R.; NICOLARDOT, B. Measure de la biomass microbienne dans les sols cultivés. I. Approche cinétique et estimation simplifiée du carbone facilement minéralisable. **Revue d'Ecologie et de Biologie du Sol**, Paris, v. 19, p. 501-512, 1982.

D'ANDRÉA, A. F.; SILVA, M. L. N.; CURTI, N.; SIQUEIRA, J. O.; CARNEIRO, M. A. C. Atributos biológicos indicadores da qualidade do solo em sistemas de manejo na região do cerrado no sul do Estado de Goiás. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 26, p. 913-923, 2002.

DE-POLLI, H.; GUERRA, J. G. M. C, N e P na biomassa microbiana do solo. In: SANTOS, G. de A.; CAMARGO, F. A. de O. (Ed.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais**. Porto Alegre: Genesis, 1999. Cap. 17, p. 389-411.

DIAS, A. M.; CAVALHEIRO, J. C. T.; TARASIUK, V. A.; SILVESTRE, R.; MERCANTE, F. M. Avaliações microbiológicas em três áreas com fitofissionomias distintas no Pantanal. In: ENCONTRO DE BIOLÓGOS DO CRBIO-1, 17., Santos, 2006. **Programas e resumos...** Santos: Universidade Santa Cecília, 2006.

FEIGL, B. J.; SPARLING, G. P.; ROSS, D. J.; CERRI, C. C. Soil microbial biomass in amazonian soils: evaluation of methods and estimates of pool sizes. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 27, p. 1467-1472, 1995.

FERREIRA, A. S.; CAMARGO, F. A. O.; VIDOR, C. Utilização de microndas na avaliação da biomassa microbiana do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 23, p. 991-996, 1999.

FIALHO, J. S.; GOMES, V. F. F.; JÚNIOR, J. M. T. S. Biomassa microbiana em solo sob cultivo de rotação na Chapada do Apodi-CE. **Caatinga**, Mossoró, v. 18, p. 251-260, 2005.

FRANZLUEBBERS, A. J.; HANEY, R. L.; HONS, F. M. Relationships of chloroform fumigation-incubation to soil organic matter pools. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 31, p. 395-405, 1999.

GAMA-RODRIGUES, E. F. Biomassa microbiana e ciclagem de nutrientes. In: SANTOS, G. de A.; CAMARGO, F. A. de O. (Ed.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais**. Porto Alegre: Genesis, 1999. Cap. 11, p. 227-243.

GAMA-RODRIGUES, E. F. **Biomassa-C microbiana de solos de Itaguaí: comparação de métodos de fumigação-incubação e fumigação-extração**. 1992. 108 p. Tese (Mestrado) - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Itaguaí.

GAMA-RODRIGUES, E. F.; GUERRA, J. G. M.; ALMEIDA, D. L.; DE-POLLI, H. Biomassa microbiana de carbono de solos de Itaguaí (RJ): Comparação entre os métodos fumigação-incubação e fumigação-extração. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 18, p. 427-432, 1994.

GARCIA, M. R. L.; MELLO, L. M. M.; CASSIOLATO, A. M. R. Variáveis microbiológicas e produtividade do feijoeiro sob diferentes manejos do solo e calagem. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, DF, v. 39, p. 1021-1026, 2004.

GERALDES, A. P. A.; CERRI, C. C.; FEIGL, B. J. Biomassa microbiana de solo sob pastagens na Amazônia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 19, p. 55-60, 1995.

GRISI, B. M. Metodologia da determinação de biomassa microbiana de solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 8, p. 167-172, 1984.

ISLAM, K. R.; WEIL, R. R. Land use effects on soil quality in a tropical forest ecosystem of Bangladesh. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, Amsterdam, v. 79, p. 9-16, 2000.

JENKINSON, D. S. Determination of microbial biomass carbon and nitrogen in soils. In: WILSON, J. R. (Ed.). **Advances in nitrogen cycling in agricultural systems**. Wallingford: CAB International, 1988. p. 368-386.

JENKINSON, D. S. The effects of biocidal treatment on metabolism in soil. IV. The decomposition of fumigated organisms in soil. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 8, p. 203-208, 1976.

JENKINSON, D. S. Studies on the decomposition of plant material in soil. II. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 17, p. 280-302, 1966.

JENKINSON, D. S.; LADD, J. M. Microbial biomass in soil: measurement and turnover. In: PAUL, E. A.; LADD, J. M. (Ed.). **Soil biochemistry**. New York: M. Dekker, 1981. v. 5, p. 415-471.

JENKINSON, D. S.; POWLSON, D. S. The effect of biocidal treatment on metabolism in soil. V. A method of measuring soil biomass. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 8, p. 209-213, 1976a.

JENKINSON, D. S.; POWLSON, D. S. The effects of biocidal treatments on metabolism in soil - I. Fumigation with chloroform. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 8, p. 167-177, 1976b.

JOERGENSEN, R. G. The fumigation-extraction method to estimate soil microbial biomass: calibration of the kec value. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 28, p. 25-31, 1996.

MARCHIORI-JÚNIOR, M.; MELO, W. J. Carbono, carbono da biomassa microbiana e atividade enzimática em um solo sob mata natural, pastagem e cultura do algodoeiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 23, p. 257-263, 1999.

MARTENS, R. Current methods for measuring microbial biomass C in soil: potentials and limitations. **Biology and Fertility of Soils**, Berlin, v. 19, p. 87-99, 1995.

MATSUOKA, M.; MENDES, I. C.; LOUREIRO, M. F. Biomassa microbiana e atividade enzimática em solos sob vegetação nativa e sistemas agrícolas anuais e perenes na região de Primavera do Leste (MT). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 27, p. 425-433, 2003.

MELLONI, R.; PEREIRA, E. G.; TRANNIN, I. C. B.; dos SANTOS, D. R.; MOREIRA, F. M. S.; SIQUEIRA, J. O. Características biológicas de solos sob mata ciliar e campo cerrado no Sul de Minas Gerais. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 25, n.1, p. 7-13, 2001.

MENDES, I. C.; SOUZA, L. V.; RESCK, D. V. S.; GOMES, A. C. Propriedades biológicas em agregados de um Latossolo Vermelho-Escuro sob plantio convencional e direto no Cerrado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 27, p. 435-443, 2003.

MENDES, I. C.; VIVALDI, L. Dinâmica da biomassa e atividade microbiana em uma área sob mata de galeria na região do DF. In: RIBEIRO, J. F.; FONSECA, C. E. L. da; SOUSA-SILVA, J. C. (Ed.). **Cerrado: caracterização e recuperação de Matas de Galeria**. Planaltina: Embrapa-CPAC, 2001. p. 664-687.

MERCANTE, F. M.; FABRÍCIO, A. C.; MACHADO, L. A. Z.; SILVA, W. M. **Parâmetros microbiológicos como indicadores da qualidade do solo sob sistemas integrados de produção agropecuária**. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2004a. 27 p. (Embrapa Agropecuária Oeste. Boletim de pesquisa e desenvolvimento, 20).

MERCANTE, F. M.; OTSUBO, A. A.; GARIB, D. M.; FRANCELINO, C. S. F.; GANCEDO, M. **Alterações na biomassa microbiana do solo em cultivos de mandioca sob diferentes coberturas vegetais**. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2004b. 25 p. (Embrapa Agropecuária Oeste. Boletim de pesquisa e desenvolvimento, 21).

MOREIRA, A.; MALAVOLTA, E. Dinâmica da matéria orgânica e da biomassa microbiana em solo submetido a diferentes sistemas de manejo na Amazônia Ocidental. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, DF, v. 39, p. 1103-1110, 2004.

MOREIRA, F. M. S.; SIQUEIRA, J. O. **Microbiologia e bioquímica do solo**. Lavras: Editora UFLA, 2002. 626 p.

NOGUEIRA, M. A.; ALBINO, U. B.; BRANDÃO-JÚNIOR, O.; BRAUN, G.; CRUZ, M. F.; DIAS, B. A.; DUARTE, R. T. D.; GIOPPO, N. M. R.; MENNA, P.; ORLANDI, J. M.; RAIMAM, M. P.; RAMPAZO, L. G. L.; SANTOS, M. A.; SILVA, M. E. Z.; VIEIRA, F. P.; TOREZAN, J. M. D.; HUNGRIA, M.; ANDRADE, G. Promising indicators for assessment of agroecosystems alteration among natural, reforested and agricultural land use in southern Brazil. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, Amsterdam, v. 115, p. 237-247, 2006.

OLIVEIRA, J. R. A.; MENDES, I. C.; VIVALDI, L. Biomassa microbiana de carbono em solos de cerrado sob vegetação nativa e sob cultivo: avaliação dos métodos fumigação-incubação e fumigação-extração. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 25, p. 863-871, 2001.

OLIVEIRA, O. C.; OLIVEIRA, I. P.; ALVES, B. J. R.; URQUIAGA, S.; BODDEY, R. M. Chemical and biological indicators of decline/degradation of *Brachiaria* pastures in the Brazilian Cerrado. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, Amsterdam, v. 103, p. 289-300, 2004.

PFENNING, L.; EDUARDO, B. P.; CERRI, C. C. Os métodos da fumigação - incubação e fumigação-extração na estimativa da biomassa microbiana de solos da Amazônia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 16, p. 31-37, 1992.

POWLSON, D. S. The soil microbial biomass: before, beyond and back. In: RITZ, K.; DIGHTON, J.; GILLER, K. E. (Ed.). **Beyond the biomass: compositional and functional analysis of soil microbial communities**. Chichester: J. Wiley, 1994. 275 p.

POWLSON, D. S.; BROOKES, P. C.; CHRISTENSEN, B. T. Measurement of soil microbial biomass provides an early indication of changes in total organic matter due to straw incorporation. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 19, p. 159-164, 1987.

SAGGAR, S.; BETTANY, J. R.; STWART, J. W. B. Sulfur transformations in relation to carbon and nitrogen in incubated soils. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 13, p. 499-511, 1991.

SAMPAIO, E. V. S. B.; SALCEDO, I. H.; MAIA, L. C. Limitações no cálculo de biomassa microbiana determinada pelo método da fumigação em solos com adição recente de substrato orgânico ( $^{14}\text{C}$ ). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 10, p. 31-35, 1986.

SANTOS, V. B.; CASTILHOS, D. D.; CASTILHOS, R. M. V.; PAULETTO, E. A.; GOMES, A. S.; SILVA, G. Biomassa, atividade microbiana e teores de carbono e nitrogênio totais de um Planossolo sob diferentes sistemas de manejo. **Revista Brasileira de Agrobiologia**, Pelotas, v. 10, p. 333-338, 2004.

SINGH, J. S.; RAGHUBANSHI, A. S.; SINGH, R. S.; SRIVASTAVA, S. C. Microbial biomass acts as source of plant nutrients in dry tropical forest and savanna. **Nature**, London, v. 338, p. 499-500, 1989.

SMITH, J. L.; PAUL, E. A. The significance of soil microbial biomass estimations. In: BOLLAG, J.; STOTZKY, D. G. (Ed.). **Soil biochemistry**. New York: M. Dekker, 1990. v. 6, p. 357-396.

SPARLING, G. P.; WEST, A. W. A direct extraction method to estimate soil microbial C: calibration in situ using microbial respiration and  $^{14}\text{C}$  labelled cells. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 20, p. 337-343, 1988.

SPARLING, G. P.; ZHU, C. Evaluation and calibration of biochemical methods to measure microbial biomass C and N in soils from western Australia. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 25, p. 1793-1801, 1993.

TATE, K. R.; ROSS, D. J.; FELTHAM, C. W. A direct extraction method to estimate soil microbial C: effects of experimental variables and some different calibration procedures, **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 20, p. 329-335, 1988.

TÓTOLA, M. R.; CHAER, G. M. Microrganismos e processos microbiológicos como indicadores da qualidade dos solos. **Tópicos em Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 2, p. 196-275, 2002.

VANCE, E. D.; BROOKES, P. C.; JENKINSON, D. S. An extraction method for measuring soil microbial biomass C. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 19, p. 703-707, 1987.

VARGAS, L. K.; SELBACH, P. A.; SÁ, E. L. S. Alterações microbianas no solo durante o ciclo do milho nos sistemas plantio direto e convencional. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, DF, v. 39, p. 749-755, 2004.

WARDLE, D. A. Controls of temporal variability of soil microbial biomass: a global-scale synthesis. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 30, p. 1627-1637, 1997.

WARDLE, D. A. Metodologia para quantificação da biomassa microbiana do solo. In: HUNGRIA, M.; ARAUJO, R. S. (Ed.). **Manual de métodos empregados em estudos de microbiologia agrícola**. Brasília, DF: EMBRAPA, 1994. p. 419-436.

WARDLE, D. A.; GHANI, A. Why is the strength of relationships between pairs of methods for estimating soil microbial biomass often so variable? **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 27, p. 821-828, 1995.

WARING, R. H.; SCHLESINGER, W. H. **Forest ecosystems: concepts and management**. San Diego: Academic Press, 1985. p. 157-179.

XAVIER, F. A. S.; MAIA, S. M. F.; OLIVEIRA, T. S.; MENDONÇA, E. S. Biomassa microbiana e matéria orgânica leve em solos sob sistemas agrícolas orgânico e convencional na Chapada da Ibiapaba-CE. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 30, p. 247-258, 2006.

ZIBILSKE, L. M. Carbon mineralization. In: WEAVER, R. W.; SCOTT, A.; BOTTOMLEY, P. J. (Ed.). **Methods of soil analysis**. Madison: Soil Science Society of America, 1994. p. 836-864. (Special publication, 5). Part 2: Microbiological and biochemical properties.



# 8

## Emissões de CO<sub>2</sub> do Solo: Métodos de Avaliação e Influência do Uso da Terra

Alexandre Fonseca d'Andréa  
Marx Leandro Naves Silva  
Carlos Alberto Silva

**Resumo** - Atualmente, há maior interesse em se estudar as trocas gasosas entre o solo e a atmosfera, em especial com relação ao gás carbônico (CO<sub>2</sub>). As emissões de CO<sub>2</sub> do solo dependem da atividade de microrganismos heterotróficos e da respiração de raízes de plantas e, em escala global, constituem um importante componente do ciclo do carbono. A influência do uso da terra sobre as perdas de CO<sub>2</sub> do solo é significativa, o que resulta em diferenças entre sistemas originalmente sob vegetação nativa e agroecossistemas sob intervenção humana. Em áreas cultivadas, o manejo intensivo e a realização de operações de movimentação do solo tendem a acarretar maiores perdas de CO<sub>2</sub>, que podem variar em função de fatores como irrigação, cobertura vegetal e adição de resíduos orgânicos. Apesar de as emissões de CO<sub>2</sub> do solo serem governadas, principalmente, pela temperatura e umidade, em algumas situações, são outros os atributos do solo que parecem exercer influência sobre os teores desse gás emitido. A falta de um método padrão para a avaliação das emissões de CO<sub>2</sub> do solo dificulta a comparação de resultados obtidos com técnicas distintas. Em geral, as medições diretas são feitas com sistemas que empregam campânulas posicionadas sobre a superfície do solo para a captura do gás. As câmaras podem conter, em seu interior, frascos com substâncias alcalinas ou estarem

conectadas a analisadores de gás por infravermelho, o que representou, recentemente, um grande avanço, por permitir a obtenção de leituras precisas em curto espaço de tempo. Nesta revisão, são descritas as características dos principais métodos de avaliação das emissões de CO<sub>2</sub> do solo, incluindo suas vantagens, limitações, fontes de erro e aplicabilidade, e apresentados resultados de pesquisas sobre perdas de CO<sub>2</sub> do solo e seus fatores condicionantes, em função do uso e manejo da terra, em regiões de climas temperado e tropical.

# Soil CO<sub>2</sub> Emission: Evaluation Methods and the Influence of Land Use

**Abstract** - Nowadays, there is a growing interest on studying the gas exchange issues between soil and atmosphere, especially with relation to carbon dioxide (CO<sub>2</sub>). On a local scale, soil CO<sub>2</sub> emissions are connected to heterotrophic microorganisms activity and plant root systems respiration, and, on a broader perspective, they represent an important component of the carbon global cycle. The influence of land use on soil CO<sub>2</sub> losses is significant, since the different soil management systems causes changes in the soil attributes which exert influence on the decomposition of soil organic matter. An intensive management with great soil movement tends to cause higher CO<sub>2</sub> losses, which can be influenced by practices like irrigation, vegetation cover and rates and types of organic residues applied to the soil. Although soil CO<sub>2</sub> emissions are dependent of the temperature and moisture, in some situations, other soil attributes seems to be more influent in the emission of this gas. In addition, a lack of a standardized method for assessing soil CO<sub>2</sub> emissions makes results obtained by different techniques difficult to be compared. Usually, direct measurements are done with chamber systems by using alkaline solutions or connected to an infra-red gas analyzer, a recent significant advance, which makes possible accurate measurements on short term periods. In this revision are discussed the characteristics of the main soil CO<sub>2</sub> emissions assessment methods, including their advantages, limitations, error sources and application, and are presented some research results related to the soil CO<sub>2</sub> losses and their conditioning factors, in different management and use of land, on temperate and tropical region conditions.

## Introdução

O solo é o maior compartimento terrestre de carbono, contendo quantidades do elemento, que superam as presentes na biomassa vegetal e na atmosfera do planeta. A maior parte do carbono estocado no solo é constituída por formas orgânicas, cuja quantidade, num dado momento, é o reflexo do balanço entre as adições de resíduos e as perdas por erosão e processos de oxidação de materiais orgânicos. A matéria orgânica é um elemento chave para a qualidade do solo, contribuindo para a geração de cargas, complexação de metais tóxicos e micronutrientes, redução da fixação de fósforo e aumento do poder tampão, além de influenciar diretamente a capacidade de retenção de água no solo e a melhoria do estado de agregação, e interferir na quantidade e atividade dos componentes biológicos, como microrganismos e enzimas (Haynes, 1984; Dick, 1994; Karlen & Stott, 1994; Stevenson, 1994).

Em ecossistemas com vegetação natural, existe uma tendência de preservação da matéria orgânica do solo, enquanto as alterações no uso da terra (como a substituição de sistemas naturais por áreas cultivadas) quase sempre desencadeiam processos que levam à decomposição acelerada dos compostos orgânicos, resultando em perdas de carbono do solo, principalmente na forma de  $\text{CO}_2$ , liberado para a atmosfera. Numa escala global, a diminuição da matéria orgânica do solo por meio de processos degradativos está relacionada à emissão de  $\text{CO}_2$  e outros gases de efeito estufa, o que pode contribuir para alterações climáticas globais (Scharpenseel, 1997). Métodos confiáveis de medição de perdas gasosas do solo para a atmosfera são necessários para identificar sistemas de uso da terra mais sustentáveis, do ponto de vista da preservação da matéria orgânica do solo.

Dos métodos existentes para avaliação das emissões de  $\text{CO}_2$  do solo, os mais comumente usados são os que empregam câmpulas posicionadas sobre a superfície do solo para a captura do gás. No entanto, a existência de diferentes técnicas analíticas e as limitações na aplicação desta e de outras metodologias afetam tanto a comparação, como a confiabilidade dos resultados obtidos. Entender melhor as variáveis que influenciam as medições, é necessário para aumentar a precisão das estimativas dos fluxos de  $\text{CO}_2$  do solo para a atmosfera.

Apesar da grande quantidade de carbono estocado no solo e na biomassa dos vegetais, considera-se, atualmente, que a possibilidade de um seqüestro líquido do carbono atmosférico pelo compartimento terrestre seja remota. Na década de 80, por exemplo, as estimativas em nível global contabilizam um balanço nulo de carbono entre os sistemas terrestres e a atmosfera. No entanto, alguns estudos têm indicado boas chances, ao menos no curto prazo, de o solo funcionar como sumidouro de carbono, quando da adoção de sistemas de uso da terra com características conservacionistas. Assim, é evidente a necessidade de um maior entendimento sobre a dinâmica de carbono em ambientes naturais e modificados, em especial com relação às emissões de CO<sub>2</sub> do solo para a atmosfera.

O presente trabalho foi disposto em duas partes principais: na primeira, são apresentados os principais métodos de avaliação das emissões de CO<sub>2</sub> do solo e sua aplicabilidade, com considerações a respeito das vantagens de uso e limitações de cada um, e, na segunda parte, são mostrados alguns resultados de pesquisas sobre a influência do uso da terra nos fluxos de CO<sub>2</sub> do solo, indicando as práticas de preparo de solo e de cultivo que têm levado a perdas de carbono do solo ou à sua preservação, tanto em regiões de clima temperado, como nos trópicos.

## **Métodos de Avaliação das Emissões de CO<sub>2</sub> do Solo**

O gás carbônico emitido do solo é produzido, predominantemente, por meio de processos biológicos, como a decomposição de resíduos orgânicos e a respiração de organismos do solo e do sistema radicular das plantas. As trocas gasosas entre o solo e a atmosfera são governadas por dois mecanismos principais: a difusão, um movimento do gás de uma zona de maior concentração, para outra de menor, e o fluxo de massa, que ocorre quando o gás se move junto com o ar em que está misturado, em resposta a um gradiente de pressão (Ball & Simth, 1991). Quase todo o CO<sub>2</sub> produzido no solo é conduzido à superfície, e daí liberado, pelo processo de difusão (Lundegårdh, 1927; Kimball & Lemon, 1971). O fluxo de massa é importante, apenas, quando diferenças de pressão de ar são causadas por alterações na pressão barométrica, na temperatura, ou no conteúdo de água do solo (Ball &

Smith, 1991). A concentração de CO<sub>2</sub> no solo é maior do que na atmosfera, pela presença de raízes e organismos, fazendo com que haja um fluxo ascendente do gás das camadas mais profundas até a superfície do solo (Ball & Smith, 1991). A difusividade do gás carbônico no solo pode variar em função de algumas propriedades, como textura, estrutura e teor de umidade, e, para uma mesma taxa de emissão de CO<sub>2</sub>, o gradiente de concentração deverá ser tanto menor quanto maior for o coeficiente de difusão do gás no solo (Nay et al., 1994).

Muitas vezes, o fluxo de CO<sub>2</sub> tem sido utilizado para avaliar a respiração do solo, embora, nem sempre, essas medições representem o mesmo fenômeno, uma vez que, fatores como as reações do ácido carbônico (predominantemente em solos alcalinos, segundo Anderson, 1982) e a própria difusão gasosa de CO<sub>2</sub> no solo (um fenômeno de natureza física) podem limitar a utilização dos dois termos como sinônimos (Kucera & Kirkham, 1971). Assim, existe a necessidade de se interpretar criteriosamente o significado dos valores calculados para o entendimento satisfatório dos fatores que influenciam as perdas de CO<sub>2</sub> do solo.

## **Fatores que afetam as emissões de CO<sub>2</sub> do solo**

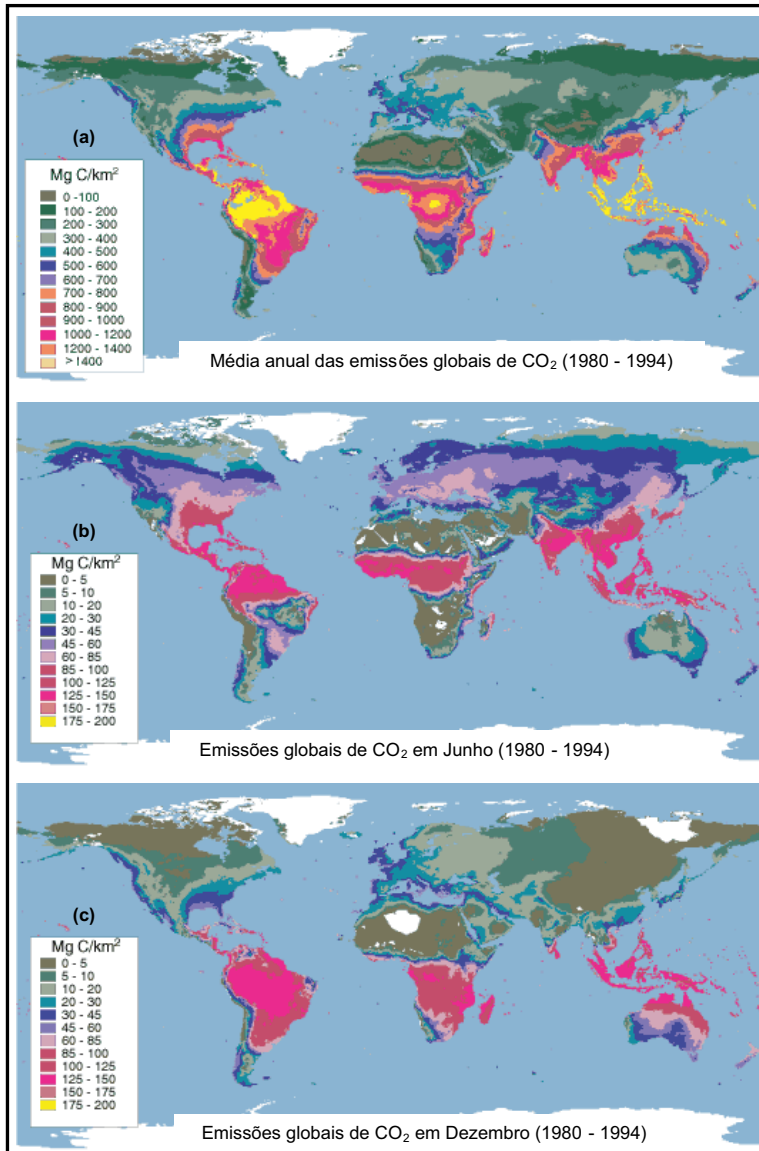
As variáveis climáticas influenciam diretamente os fluxos de CO<sub>2</sub> para a atmosfera, já que a emissão de CO<sub>2</sub> do solo depende, fundamentalmente, do gradiente vertical de concentração do gás em profundidade, do gradiente vertical de pressão do ar e da velocidade horizontal do vento à superfície do solo (Longdoz et al., 2000). Desse modo, os principais fatores que afetam as emissões de CO<sub>2</sub> são a temperatura (do ar e do solo) e o teor de umidade do solo (Anderson, 1982; Russell & Voroney, 1998; Duiker & Lal, 2000; Longdoz et al., 2000; Janssens et al., 2001).

Aumentos na temperatura podem elevar exponencialmente as taxas de respiração do solo (Fang & Moncrieff, 2001; Yim et al., 2002). Em diversos trabalhos, têm sido encontradas relações significativas entre a temperatura do solo ou do ar e as emissões de CO<sub>2</sub>; Janssens et al. (2001) verificaram que até 80% das variações temporais nas emissões de CO<sub>2</sub> foram explicadas por variações na temperatura, em situação de baixo estresse hídrico; Longdoz et al. (2000) encontraram que 73% da variação nos fluxos de CO<sub>2</sub> ocorreu em função da temperatura; Duiker & Lal (2000) calcularam que 60% das

variações nas emissões de CO<sub>2</sub> foram explicadas pela temperatura média diária do solo a 5 cm de profundidade; Yim et al. (2002) verificaram correlações positivas entre o fluxo médio diário de CO<sub>2</sub> e a temperatura média diária do ar e do solo no horizonte A. Russell & Voroney (1998) sugeriram a utilização de medições de temperatura do solo a 10 cm, por ser uma profundidade de leitura padrão em muitas estações meteorológicas e unidades de pesquisa ao redor do mundo, o que facilita a comparação de resultados.

Por causa das diferenças de temperatura em diversas regiões do globo, a produção de CO<sub>2</sub> no solo também é variável, geograficamente. Em regiões mais quentes, a taxa de respiração do solo é intensificada e, anualmente, a emissão de carbono pode chegar a 1.400 Mg km<sup>-2</sup> (14 Mg ha<sup>-1</sup>), em localidades presentes em regiões tropicais (Raich et al., 2003). Além das diferenças espaciais, a sazonalidade da temperatura ao longo do ano também impõe uma oscilação, no tempo, sobre a magnitude das emissões de CO<sub>2</sub> do solo. Em termos médios, o fluxo anual de CO<sub>2</sub> do solo é maior em baixas latitudes, mas em junho (solstício de verão no Hemisfério Norte), as emissões podem ser maiores em alguns países localizados fora da zona tropical (Fig. 1).

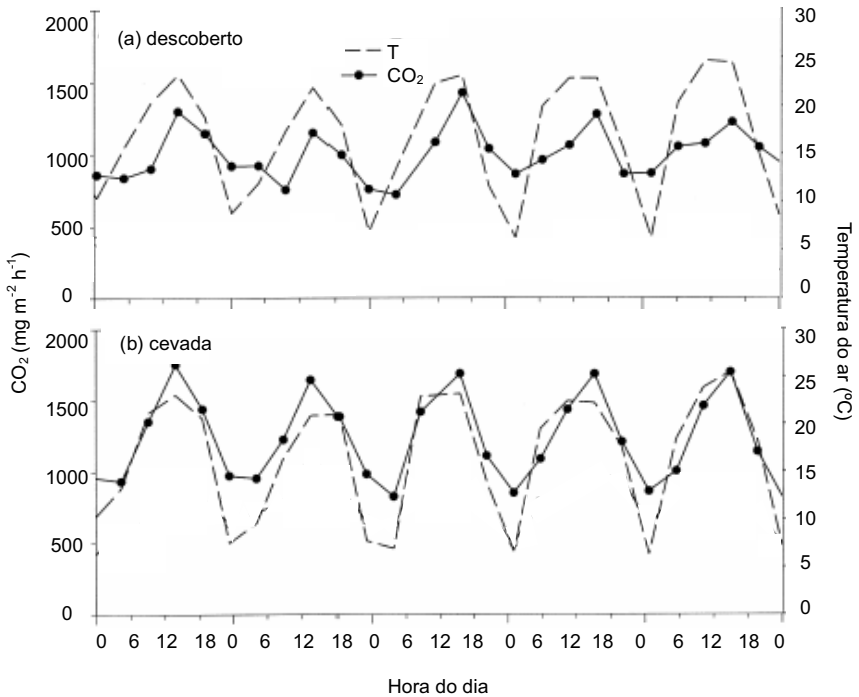
Em região de clima temperado, Maljanen et al. (2002) verificaram um padrão claro de variação diurna nas emissões de CO<sub>2</sub>, no verão, em áreas cultivadas de solos orgânicos, com fluxos maiores por volta do meio-dia e mínimos à noite (Fig. 2). Houve uma estreita relação entre emissão de CO<sub>2</sub> e temperatura do ar, indicando que a atividade biológica nas camadas superficiais do solo, cuja temperatura segue a do ar, foi responsável pela produção da maioria do gás carbônico. Adicionalmente, neste estudo, foi identificada uma defasagem de algumas horas entre as oscilações na temperatura do ar e nos fluxos de CO<sub>2</sub>.



**Fig. 1.** Padrões de variação das emissões globais de CO<sub>2</sub> do solo. Média anual de 1980 a 1994 e médias dos meses de junho e dezembro, no mesmo período. As legendas indicam valores expressos em Mg de carbono por km<sup>2</sup> de solo. (a) média anual; (b) média do mês de junho; (c) média do mês de dezembro.

**Fonte:** Raich et al. (2003).



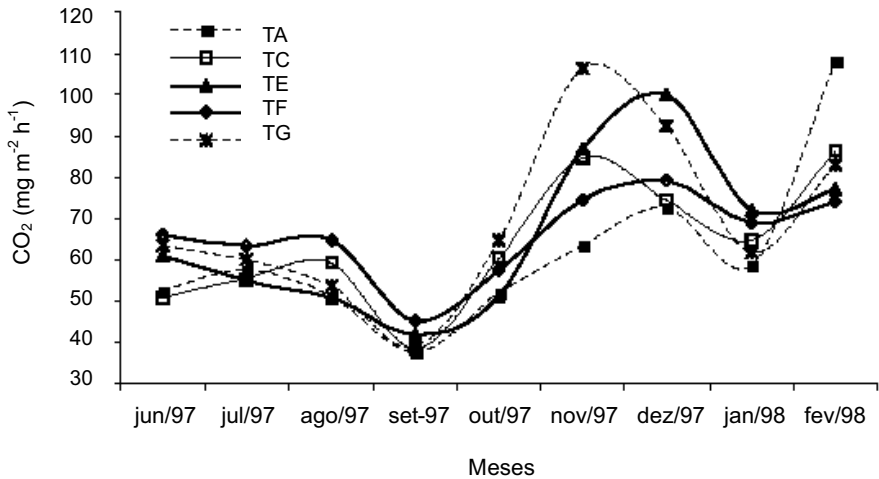


**Fig. 2.** Variações diárias (em cinco dias) dos fluxos de CO<sub>2</sub> e temperatura do ar, em região temperada e no verão, para um solo orgânico agrícola descoberto (a) e cultivado com cevada (b).

**Fonte:** adaptado de Maljanen et al. (2002).

No Brasil, Lira et al. (1999) verificaram que as médias mensais das emissões de gás carbônico do solo em sistemas florestais variaram ao longo do ano, sendo observados fluxos mais altos nos meses mais quentes (entre outubro e fevereiro), o que foi atribuído a condições favoráveis à atividade dos microrganismos do solo (Fig. 3). No mesmo país, La Scala Junior et al. (2000b) mostraram haver interferência da precipitação pluviométrica sobre os fluxos de CO<sub>2</sub> do solo, pois os padrões de variabilidade das emissões foram alterados no curto prazo, após a ocorrência de um período chuvoso. A influência da umidade, no entanto, é diferente da temperatura, pois, a partir de um certo teor de água no solo, a resposta dos fluxos de CO<sub>2</sub> é decrescente, até um valor próximo de zero, perto do ponto de umidade de saturação (Janssens et al., 2001). Isso ocorre porque um alto conteúdo de água no solo implica em

pequena proporção de poros preenchidos por ar, o que dificulta a troca de gases, além de tornar mais lenta a decomposição de resíduos orgânicos, diminuindo a produção de  $\text{CO}_2$  (Duiker & Lal, 2000). Por outro lado, em solos com teor muito baixo de água, existem restrições para a produção de  $\text{CO}_2$  por limitações à atividade microbiana, apesar da grande quantidade de poros ocupados por ar.



**Fig. 3.** Médias mensais da emissão de  $\text{CO}_2$  do solo em sistemas com eucalipto.

TA: testemunha (sem corte); TC: cultivo mínimo (corte raso com manutenção dos resíduos); TE: corte raso com remoção dos resíduos e serrapilheira; TF: manejo intensivo (corte raso com incorporação dos resíduos por duas gradagens); TG: corte raso com queima dos resíduos.

**Fonte:** Lira et al. (1999).

Elevações rápidas no teor de umidade do solo (e.g. irrigação) podem resultar num aumento dos fluxos de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera, pela simples substituição do ar rico em gás carbônico pela água, e num estímulo quase imediato (já em 1 hora) da atividade dos microrganismos, em resposta à maior disponibilidade de água (Reicosky et al., 1999). Um aumento nos fluxos de  $\text{CO}_2$  também foi verificado, após dias de chuva, por Longdoz et al. (2000). No entanto, o teor de umidade do solo permaneceu baixo, devido à reduzida condutividade hidráulica, confinando a água a uma camada superficial de poucos centímetros, mas espessa o suficiente para liberar do solo o ar rico em  $\text{CO}_2$ .

Edwards (1975) já havia indicado que, em florestas, a influência da umidade sobre os fluxos de CO<sub>2</sub> pode ser devida a efeitos sobre a aeração do solo e da serrapilheira, e que equações preditivas das emissões de CO<sub>2</sub> baseadas na umidade devem levar em conta a existência de uma faixa de variação ótima de umidade, fora da qual os fluxos são reduzidos. Resultados como esses, justificam estudos sobre a influência da temperatura e umidade do solo sobre os fluxos de CO<sub>2</sub>, e a freqüente inclusão dessas variáveis em modelos de regressão linear da emissão de CO<sub>2</sub>, em diversas condições de clima, manejo e tipo de solo (Edwards, 1975; Russell & Voroney, 1998; Maljanen et al., 2001).

Em algumas situações específicas, no entanto, não existe uma relação evidente entre as emissões de CO<sub>2</sub> e a temperatura ou a umidade do solo. Numa floresta de clima temperado, com pequena oscilação térmica durante o período experimental, Gärdenäs (2000) verificou que a maioria das variações nos fluxos de respiração do solo foi explicada pelo teor de umidade da espessa serrapilheira ( $r^2 = 0,70$ ,  $P < 0,01$ ), e o ajuste da regressão foi ainda melhor quando foi incluído no modelo, o teor de matéria orgânica dessa camada ( $r^2 = 0,85$ ,  $P < 0,03$ ). Adicionalmente, o autor sugeriu a existência de uma conexão entre as taxas de respiração e as de evaporação do solo, o que é compreensível, pelo fato de a transferência de vapor d'água para a atmosfera ser governada, principalmente, por difusão, assim como as emissões CO<sub>2</sub> (Ball & Smith, 1991).

Apesar disso, Reicosky et al. (1999) verificaram um aumento nas taxas de evaporação após uma operação de preparo do solo, sem que o mesmo tivesse ocorrido com os fluxos de CO<sub>2</sub>, o que foi atribuído ao fato de o solo não estar ainda suficientemente úmido, naquela ocasião, para uma elevação da atividade microbiana. Por outro lado, depois da aplicação prévia de água, via irrigação, seguida de uma subsolagem, houve coincidência entre os picos de evaporação e os de fluxo de CO<sub>2</sub>. Com isso, pode-se dizer que as emissões de CO<sub>2</sub> do solo acompanham as de vapor d'água, mas, aparentemente, apenas a partir de um determinado valor mínimo de umidade do solo. Um dos complicadores para o entendimento do significado das emissões de CO<sub>2</sub>, é justamente, o fato de a umidade do solo, ser limitante somente acima ou abaixo de um determinado valor, além de poder haver um efeito sinérgico entre as variáveis que afetam os fluxos (Edwards, 1975).

La Scala Junior et al. (2000a) também não verificaram correlações significativas da temperatura ou umidade do solo com as emissões de CO<sub>2</sub>, mas sim com atributos como carbono orgânico total, capacidade de troca

catiônica e teor de ferro livre do solo. Assim, apesar da importância da temperatura e da umidade, é evidente que diversos outros atributos podem estar significativamente correlacionados às emissões de CO<sub>2</sub> do solo (Russell & Voroney, (1998), alertam, inclusive, para a pequena aplicabilidade de modelos baseados apenas na temperatura do solo). O conhecimento de como isto ocorre, especialmente em casos em que existe falta de dados (como em condições de clima tropical, conforme alertado por La Scala Junior et al., (2000a)), é fundamental para a identificação de diferenças nos padrões de fluxo de CO<sub>2</sub> em solos distintos, quanto ao grau de intemperismo ou quanto a condições de uso e manejo.

## **Variabilidade espacial e temporal das emissões de CO<sub>2</sub> do solo**

Além dos fatores que afetam as emissões de CO<sub>2</sub> do solo, existe uma elevada variabilidade espacial e temporal dos fluxos, diretamente relacionada à variabilidade das propriedades do solo que interferem no fenômeno, como porosidade, estado de drenagem, conteúdo de carbono orgânico e populações de microrganismos (Duiker & Lal, 2000). La Scala Junior et al. (2000a) identificaram similaridade entre os padrões de variabilidade espacial das emissões de CO<sub>2</sub> e de atributos relacionados, como o teor de carbono orgânico do solo, num Latossolo do Brasil sem cobertura vegetal. Longdoz et al. (2000) verificaram diferenças na distribuição espacial do fluxo de CO<sub>2</sub> em duas parcelas distintas de floresta temperada, o que foi atribuído à heterogeneidade de fatores como a biomassa da serrapilheira, relação C:N, relação lignina:N, densidade do sistema radicular, acidez do solo e textura.

Variações temporais nos padrões de fluxo de CO<sub>2</sub> também têm sido relatadas em alguns estudos. Russell & Voroney (1998) destacam a necessidade de um monitoramento mais constante dos fluxos de CO<sub>2</sub>, alertando para as limitações na aplicação de resultados obtidos em períodos curtos (duas semanas ou um mês) em estudos globais de balanço de carbono, por causa da possibilidade de variação significativa dos valores, de um dia para o outro, em algumas épocas do ano. Em clima temperado, os autores verificaram que, na primavera, a variabilidade foi maior do que no verão, possivelmente em decorrência de uma alteração nos padrões de emissão de CO<sub>2</sub> de locais mais quentes, isolados e aleatórios na superfície do solo (na primavera) para emissões mais uniformes, vindas de raízes ativas em crescimento

(sustentadas pela energia de compostos fotoassimilados) e da difusão de gás carbônico a partir das camadas mais profundas do solo (no verão). Esta variação, no entanto, pode se dar de maneira diferente nos solos dos trópicos, em função da dissimilaridade das condições climáticas das duas regiões.

## Descrição dos métodos de avaliação

Atualmente, existem diversos sistemas para a avaliação do fluxo de CO<sub>2</sub> do solo para a atmosfera, sendo, a seguir, apresentada uma descrição resumida dos principais, com considerações a respeito dos aspectos positivos e das limitações encontradas em cada situação. Medidas indiretas podem ser realizadas por meio do método do gradiente de concentração, enquanto os sistemas de medição direta envolvem o uso de campânulas posicionadas sobre a superfície do solo, com soluções alcalinas em seu interior ou acopladas a analisador de gás por infravermelho. Os sistemas de campânulas merecerão, neste trabalho, a maior parte das atenções, no que se refere à descrição de potencialidades, limitações e possibilidades de uso. Além destes, os métodos micro-meteorológicos também fornecem resultados diretos, sendo utilizados nos cálculos de trocas gasosas em escala de ecossistema, considerando a participação da biomassa vegetal, como no método da covariância de vórtices turbulentos.

### Gradiente de concentração

O método da teoria da difusão gasosa ou do gradiente de concentração, fornece uma estimativa indireta das emissões de CO<sub>2</sub> do solo (Nay et al., 1994), partindo do pressuposto que o fluxo de gás carbônico num sistema, é função do gradiente de concentração e do seu coeficiente de difusão no meio, segundo a relação física postulada como a primeira lei de Fick:

$$F = -D \frac{dC}{dz}$$

onde F: fluxo de CO<sub>2</sub> do solo; D: difusividade do CO<sub>2</sub> no meio; dC/dz: gradiente de concentração do CO<sub>2</sub> no meio. Resultados obtidos por meio de análises de regressão múltipla têm indicado a possibilidade de boas estimativas dos fluxos de CO<sub>2</sub> através da caracterização das propriedades de difusividade, como a tortuosidade e a porosidade do solo, sustentando o uso do método da difusão gasosa (Russell & Voroney, 1998).

No entanto, a aplicação da lei de Fick é empírica, sendo que apenas sob determinadas circunstâncias especiais o coeficiente de difusão é constante, independentemente da presença de outros gases no solo (Ball & Smith, 1991). Assim, medidas obtidas com o método do gradiente de concentração tem subestimado, freqüentemente, as emissões de CO<sub>2</sub> do solo, pois as estimativas são baseadas em coeficientes de difusão calculados indiretamente, por exemplo, a partir dos teores de umidade do solo (Šimůnek & Suarez, 1993). Kabwe et al. (2002) verificaram que, apesar de fornecer resultados razoáveis quando comparados com fluxos conhecidos de CO<sub>2</sub>, ainda foram detectadas incertezas nos cálculos do gradiente de concentração do gás e do coeficiente de difusão gasosa, que é extremamente sensível ao teor de umidade do solo. Neste sentido, Duiker & Lal (2000) destacam a virtual impossibilidade da determinação exata do coeficiente de difusão do CO<sub>2</sub> em solos úmidos, o que contribui para o aparecimento dessas incertezas nas medições.

## **Sistemas de campânulas**

Usualmente, as medições diretas do fluxo de CO<sub>2</sub> são feitas com o emprego de campânulas posicionadas sobre a superfície do solo. Estudos pioneiros sobre emissões gasosas de carbono do solo para a atmosfera já utilizavam câmaras cônicas de zinco, especialmente construídas para a captura do CO<sub>2</sub>, conectadas por um tubo de borracha a um dispositivo portátil contendo uma solução alcalina, titulada com ácido ao final do período de exposição para a quantificação do gás (Lundegårdh, 1927). Os equipamentos mais rudimentares utilizados inicialmente foram sendo substituídos, ao longo do tempo, por sistemas sofisticados, desenvolvidos com o intuito de fornecer estimativas mais confiáveis das emissões.

Atualmente, apesar de existirem câmaras com diferentes formas e dimensões (Gårdenäs (2000) e Widén (2002), por exemplo, utilizaram uma estrutura em forma de túnel com dois metros de comprimento por 30 centímetros de largura e altura), as mais comumente empregadas são as de formato cilíndrico, com tamanho variado. As câmaras podem ainda, ter ou não a presença de orifícios de contato com o ar exterior, e seu funcionamento pode ser estático ou dinâmico, em função da circulação interna de ar promovida por ventiladores e da existência de um fluxo conhecido de ar passando através das câmaras, no último caso (Freijer & Bouten, 1991).

## a) com substâncias alcalinas

O método de absorção por substâncias alcalinas (AA) utiliza, na maioria das vezes, campânulas de funcionamento estático com substâncias de natureza básica em seu interior. Geralmente, são usadas soluções alcalinas contidas em frascos abertos ou embebidas em discos sólidos (Yim et al., 2002), que capturam o CO<sub>2</sub> emanado do solo, sendo posteriormente tituladas com ácido para a quantificação do gás absorvido. Uma alternativa para se evitar o uso de soluções em estudos de campo é o emprego de grânulos de soda-calcário, uma mistura sólida de CaO com NaOH e água, com, aproximadamente, 1 a 3 mm de diâmetro, atuando como o material absorvente de CO<sub>2</sub>. Neste caso, a taxa de emissão de CO<sub>2</sub> é obtida levando-se em consideração a diferença gravimétrica da soda-calcário após exposição ao CO<sub>2</sub> liberado do solo (Anderson, 1982; Nay et al., 1994).

O método AA apresenta a grande vantagem de ser simples, versátil e de baixo custo, sendo, por esse motivo, bastante utilizado. Segundo Anderson (1982), este método pode oferecer resultados bem precisos se utilizado cuidadosamente. Este ponto, no entanto, foi questionado por Nay et al. (1994), que advertiram sobre a necessidade de se aumentar a sensibilidade do método para que os valores obtidos reflitam as variações reais dos fluxos. A demora nas medições (consumo de tempo) é uma outra limitação deste método, já que um período de várias horas é necessário, em geral, para a absorção de quantidade suficiente de gás carbônico pela substância alcalina.

A maior parte dos trabalhos indica uma tendenciosidade de desvios nos resultados obtidos pelo método AA em campânulas, em função de limitações na capacidade de absorção do CO<sub>2</sub> pela solução alcalina, levando a alterações na concentração do gás no interior da campânula (Freijer & Bouten, 1991; Nay et al., 1994; Kabwe et al., 2002). Quando a taxa de emissão de CO<sub>2</sub> do solo é pequena, a solução alcalina geralmente absorve o gás numa taxa maior do que a sua liberação, o que causa uma supressão na concentração de CO<sub>2</sub> no interior da campânula, aumentando o gradiente de concentração do gás no solo. Como resultado, uma movimentação adicional de CO<sub>2</sub> para a campânula é induzida por difusão. Por outro lado, quando o fluxo de CO<sub>2</sub> do solo é elevado, ocorre o contrário, havendo um aumento da concentração de CO<sub>2</sub> na campânula por causa do processo mais lento de captura do gás pela solução alcalina. Além disso, com o decorrer do tempo, a solução vai perdendo sua força e, algumas vezes, podem ser necessários ajustes na sua concentração para compensar este fato (Kabwe et al., 2002).

Desse modo, o método AA tem superestimado as emissões quando os fluxos reais de  $\text{CO}_2$  do solo são baixos, e subestimado as mesmas quando os fluxos são, de fato, elevados. Alguns valores críticos para a ocorrência de sub ou superestimativas no método de substâncias alcalinas com campânulas foram indicados nos estudos de Jensen et al. (1996) ( $100 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ) e Yim et al. (2002) ( $300 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ). Uma melhor eficiência na absorção da substância alcalina foi conseguida quando Yim et al. (2002) utilizaram um sistema modificado (original de Kirita (1971), citado pelos autores), no qual uma esponja em forma de disco embebida com a solução foi empregada ao invés de frascos abertos. A modificação aumentou a superfície de absorção para o  $\text{CO}_2$  e tornou possível a obtenção de resultados menos subestimados em elevadas taxas de fluxo de  $\text{CO}_2$ , apesar de, em contrapartida, superestimar ainda mais as leituras para fluxos baixos. Freijer & Bouten (1991) utilizaram o método AA num sistema de funcionamento dinâmico, no qual o ar que deixa a câmara posicionada sobre a superfície do solo retorna à mesma, após ter sido borbuhlado na solução alcalina, o que resultou numa melhoria do contato ar-solução e numa maior confiabilidade do método.

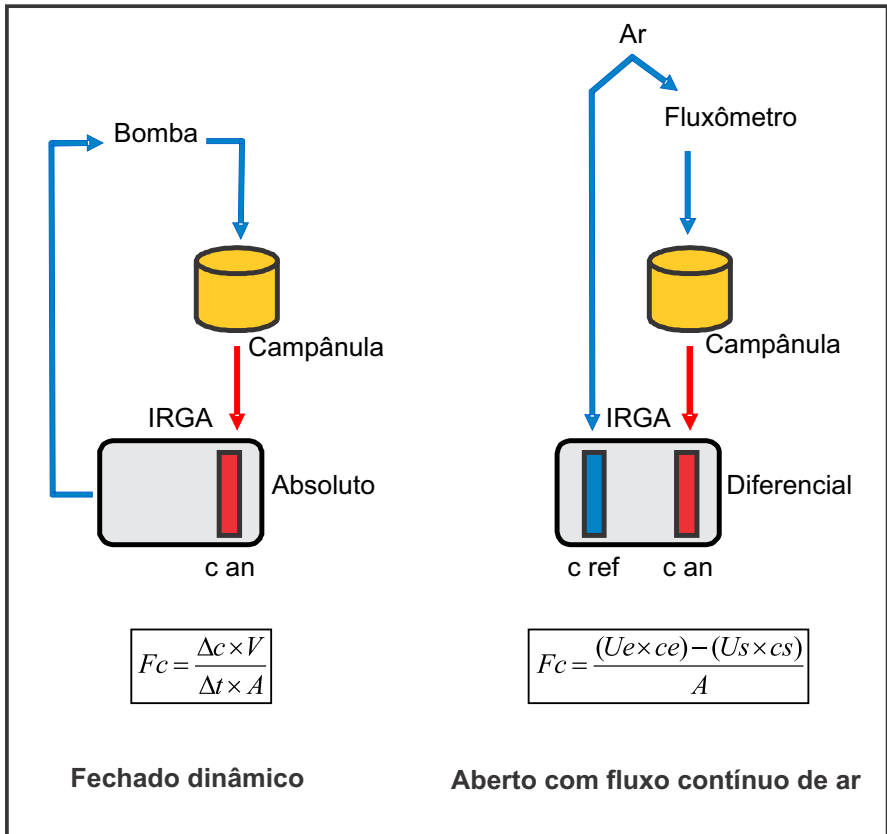
Uma outra limitação relacionada ao método de absorção alcalina ocorre quando é necessário deixar as campânulas no campo por períodos longos, com a possibilidade de modificações na temperatura e no teor de umidade do solo, alterando os fluxos de  $\text{CO}_2$  em relação ao solo livre (Yim et al., 2002). Este aspecto, no entanto, foi questionado por Duiker & Lal (2000), que não o consideraram como razão válida para justificar elevações nos fluxos de  $\text{CO}_2$ , já que o solo sob as campânulas não está exposto diretamente à luz solar, e não possui, necessariamente, maior temperatura e umidade em relação ao solo livre.

## **b) com analisadores de gás**

As campânulas usadas em estudos de campo podem estar conectadas também a analisadores de gás por absorção na faixa do infravermelho (IRGA), constituindo os comumente chamados sistemas de campânulas para medição de trocas gasosas. Neste estudo, será dada ênfase aos dois principais sistemas existentes: os sistemas fechados dinâmicos e os sistemas abertos com fluxo contínuo de ar. Field et al. (1992) explicam que a diferença básica entre eles é que, enquanto que os sistemas fechados operam com o uso preferencial de aparelhos IRGA que utilizam o modo absoluto de medição



(apenas uma célula detetora da concentração de CO<sub>2</sub>), os sistemas abertos com fluxo contínuo de ar operam com aparelhos possuidores de duas células, uma de análise, que recebe a amostra coletada da campânula, e outra de referência, que recebe, geralmente, o ar ambiente ou um gás de concentração conhecida. Uma representação esquemática de ambos é dada na Fig. 4.



**Fig. 4.** Representação do funcionamento de sistemas de medição de trocas gasosas com campânulas: sistema fechado dinâmico e sistema aberto com fluxo contínuo de ar.

IRGA: analisador de gás por absorção no infravermelho; c an: célula de análise do IRGA (amostra); c ref: célula de referência do IRGA; Fc: fluxo de CO<sub>2</sub> do solo; Dc: variação na concentração de CO<sub>2</sub> do ar; Dt: tempo de medição; V: volume da campânula; A: área de exposição do solo com a campânula; Ue, Us: fluxo do ar que entra na campânula e sai da mesma, respectivamente; ce, cs: concentração de CO<sub>2</sub> no ar que entra na campânula e sai da mesma, respectivamente.

**Fonte:** adaptado de Field et al. (1992).

Nos sistemas fechados, o ar passa continuamente do IRGA até a campânula, e o fluxo de  $\text{CO}_2$  é calculado a partir das taxas de incremento da concentração do gás no interior da câmara, considerando um aumento linear (ou, às vezes, quadrático, segundo Wagner et al., 1997) da concentração de  $\text{CO}_2$ , depois de um determinado tempo. Já nos sistemas abertos, a taxa de emissão de  $\text{CO}_2$  é calculada pela diferença entre a concentração do gás presente no ar que entra na campânula e no ar que sai da mesma, após ter sido atingido um estado de equilíbrio dinâmico (Mosier, 1990; Field et al., 1992).

Os métodos de campânulas interligadas a analisadores de gás por infravermelho estão entre os mais comumente utilizados, atualmente. Uma de suas grandes vantagens é a maior sensibilidade dos IRGA e a possibilidade da realização de medições em curto espaço de tempo, o que evita influências negativas sobre as variáveis micro-climáticas do solo (Parkinson, 1981; La Scala Junior et al., 2000a, b; Yim et al., 2002). A escolha do sistema varia de acordo com as necessidades de cada estudo: enquanto os sistemas abertos com fluxo contínuo fornecem medidas tomadas num estado de equilíbrio real, mantendo condições ambientais próximas às do solo livre de campânulas, os sistemas fechados e dinâmicos têm a vantagem de serem simples (não necessitam de medidores de fluxo de ar ou de uma célula de referência), verdadeiramente portáteis e fornecedores de medições rápidas para um grande número de amostras, no campo (Mosier, 1990; Field et al., 1992). Na Fig. 5 são apresentados exemplos de dois sistemas de campânulas usados com IRGA para medições no campo.

Apesar das vantagens que oferecem, os sistemas de campânulas com IRGA não estão isentos de problemas operacionais e fontes de erro. A simples inserção das campânulas sobre a superfície do solo cria um ambiente artificial que pode provocar modificações nos fluxos de  $\text{CO}_2$  em relação ao solo livre. Os principais problemas dos sistemas de campânulas, são perturbações na camada de ar da interface solo-atmosfera, restrições ao fluxo horizontal natural do vento e alterações no gradiente vertical de pressão do ar próximo à superfície, caso exista uma diferença de pressão entre o interior e o exterior da campânula (Mosier, 1990; Longdoz et al., 2000). Este último ponto foi investigado por Longdoz et al. (2000) em um sistema aberto com funcionamento dinâmico, mas os resultados são válidos no caso de sistemas fechados. Houve uma relação exponencial e decrescente entre os fluxos de  $\text{CO}_2$  medidos e a diferença de pressão do ar ( $r^2=0,90$ ); quando a campânula estava sub-pressurizada em relação ao ambiente, os fluxos aumentaram, o

oposto ocorrendo no caso de sobre-pressurização. Neste sistema aberto, as emissões calculadas estiveram superestimadas em 6,3%, indicando a necessidade de correção dos valores medidos. Longdoz et al. (2000) observaram, ainda, que a perturbação das campânulas sobre a velocidade horizontal do vento exerceu pequena influência sobre os fluxos de CO<sub>2</sub>.

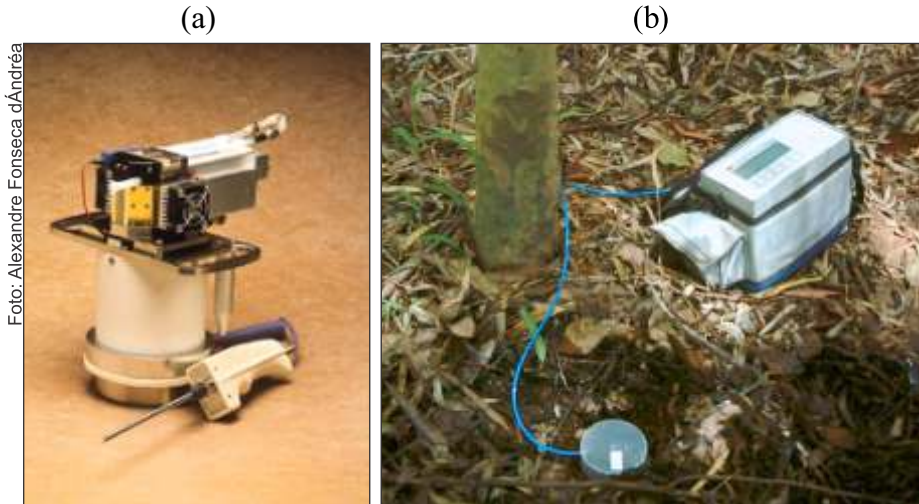


Foto: Alexandre Fonseca d'Andréa

**Fig. 5.** Sistemas de medição das emissões de CO<sub>2</sub> do solo: (a) campânula para sistema fechado dinâmico (Soil CO<sub>2</sub> Flux Chamber 6400-09, Li-Cor, NE, USA); (b) campânula conectada a um analisador de gás por infravermelho em sistema aberto com fluxo contínuo de ar (ADC Soil Hood e LCA-4 IRGA, ADC Bioscientific, Hoddesdon, England).

Apesar das vantagens que oferecem, os sistemas de campânulas com IRGA não estão isentos de problemas operacionais e fontes de erro. A simples inserção das campânulas sobre a superfície do solo cria um ambiente artificial que pode provocar modificações nos fluxos de CO<sub>2</sub> em relação ao solo livre. Os principais problemas dos sistemas de campânulas, são perturbações na camada de ar da interface solo-atmosfera, restrições ao fluxo horizontal natural do vento e alterações no gradiente vertical de pressão do ar próximo à superfície, caso exista uma diferença de pressão entre o interior e o exterior da campânula (Mosier, 1990; Longdoz et al., 2000). Este último ponto foi investigado por Longdoz et al. (2000) em um sistema aberto com funcionamento dinâmico, mas os resultados são válidos no caso de sistemas

fechados. Houve uma relação exponencial e decrescente entre os fluxos de CO<sub>2</sub> medidos e a diferença de pressão do ar ( $r^2=0,90$ ); quando a campânula estava sub-pressurizada em relação ao ambiente, os fluxos aumentaram, o oposto ocorrendo no caso de sobre-pressurização. Neste sistema aberto, as emissões calculadas estiveram superestimadas em 6,3%, indicando a necessidade de correção dos valores medidos. Longdoz et al. (2000) observaram, ainda, que a perturbação das campânulas sobre a velocidade horizontal do vento exerceu pequena influência sobre os fluxos de CO<sub>2</sub>.

Alterações de pressão no interior de campânulas também foram observadas por Denmead (1979), mas em estudos sobre emissões de óxido nitroso do solo: uma sub-pressurização induziu a emissão adicional de N<sub>2</sub>O do solo por fluxo de massa, além de terem sido detectadas alterações de concentração do gás no interior da campânula, que provocaram, também, modificações de concentração nos poros do solo, ao longo do perfil. Parkinson (1981) usou um sistema no qual o volume das amostras retiradas para análise era imediatamente compensado por igual volume de ar livre de CO<sub>2</sub> (também descrito em Field et al., 1992), evitando alterações de pressão.

Outra fonte de erro passível de ocorrer com sistemas de campânulas são alterações do fluxo de vapor d'água na superfície do solo, por causa de condições que dificultam ou facilitam a evaporação, o que ocorre, respectivamente, no caso de campânulas estáticas e de campânulas equipadas com ventiladores (Gärdenäs, 2000). Os efeitos da turbulência do ar sobre as taxas de evaporação de água foram estudados por Kimball & Lemon (1971), que indicaram haver aumento da movimentação de vapor d'água, em decorrência do aumento da turbulência, principalmente em solos de textura mais grosseira ou com menor profundidade efetiva. Para Yim et al. (2002), o uso de dispositivos que promovem a mistura do ar no interior das campânulas em sistemas dinâmicos e fechados (CFD) pode levar à obtenção de resultados mais precisos, minimizando algumas fontes de erro. Apesar disso, Reicosky et al. (1999) indicaram que sistemas com ventiladores internos podem estar mais sujeitos a alterações de pressão no interior da campânula, em relação ao ar livre, causando erros nas medições.

Alguns fatores relativamente simples podem reduzir a precisão e a repetibilidade dos resultados, como modificações no volume real das campânulas, em decorrência da inserção de suas paredes no solo e de irregularidades presentes na superfície, apesar de este erro ser pequeno,

segundo Parkinson (1981). Limitações na precisão podem ocorrer, também, por causa das dimensões das campânulas; Reicosky et al. (1997) identificaram que o uso de campânulas pequenas (0,75 L) em solo submetido a sistemas agrícolas dificultou a obtenção de uma medida representativa e precisa, devido à presença de torrões na superfície do terreno após o uso de implementos de preparo, o que não pôde ser acompanhado pelo desenho da campânula, principalmente no caso de arados, que trabalham invertendo a leiva e deixam a superfície do solo bastante heterogênea. Outro ponto levantado por esses autores diz respeito a dificuldades de selamento da interface campânula-solo, em superfícies irregulares recém movimentadas por implementos, causando vazamentos de gás e imperfeições nas medições.

## **Covariância de vórtices turbulentos**

O método de covariância de vórtices turbulentos tem sido utilizado alternativamente aos sistemas de campânulas, por não apresentar as interferências induzidas pela presença das campânulas sobre a superfície do solo. Num sistema vegetado, o transporte de gases entre o dossel e a atmosfera é feito, predominantemente, por fluxo turbulento. O método da covariância de vórtices turbulentos se baseia no fato de que o fluxo líquido de CO<sub>2</sub> num ecossistema é igual à covariância média (extensão na qual as variáveis são alteradas, em conjunto) entre as flutuações na velocidade vertical do vento e as flutuações na concentração de gás carbônico, o que permite descrever a direção e a magnitude do transporte líquido de CO<sub>2</sub> (Field et al., 1992).

Apesar de ser considerado o sistema que menos interfere nas condições naturais, a covariância de vórtices turbulentos utiliza equipamentos de custo relativamente elevado (Duiker & Lal, 2000), representados por dispositivos de monitoramento de condições climáticas, como anemômetros sônicos, barômetros e analisadores de gases por infravermelho, instalados em torres de altura variável, localizadas, principalmente, em povoamentos florestais (Fig. 6). A necessidade de construção das torres parece ser outro inconveniente do método, além de dificuldades na manutenção dos equipamentos, localizados a uma altura de dezenas de metros, na maioria das vezes.



**Fig. 6.** Torre micro-meteorológica com equipamentos para medição das emissões de CO<sub>2</sub> pelo método da covariância de vórtices turbulentos.

**Fonte:** ARM/LBNL Carbon Project. Atmospheric Radiation Measurement Program / Lawrence Berkeley National Laboratory. Disponível em:

[http://esd.lbl.gov/ARMCARBON/instruments\\_CO2Flux.html](http://esd.lbl.gov/ARMCARBON/instruments_CO2Flux.html); acessado em março de 2004.

Apesar das comparações feitas entre a utilização de sistemas de campânulas com IRGA e a covariância de vórtices turbulentos no cálculo das emissões de gás carbônico (alguns trabalhos têm sido publicados neste sentido), Janssens et al. (2001) indicam que os dois métodos são usados para medir diferentes aspectos do ciclo do carbono; enquanto os sistemas de campânulas estimam interações solo-atmosfera (emissões de CO<sub>2</sub> do sub-componente solo), a covariância de vórtices turbulentos fornece resultados numa escala mais abrangente, calculando as trocas gasosas na interface superfície-atmosfera, considerando o ecossistema como um todo, incluindo a vegetação rasteira e o próprio dossel. Assim, questões formuladas em escala de comunidade ou paisagem são, preferencialmente, respondidas com a covariância de vórtices turbulentos, como os processos que ocorrem em níveis maiores de organização, como as alterações climáticas globais. Por isso, a escolha de um ou outro sistema irá depender, fundamentalmente, dos objetivos propostos.

Os sistemas ideais para medição do fluxo de CO<sub>2</sub> são aqueles que reproduzem a condição natural do solo, e cuja implantação não causa alterações no processo da respiração do solo, nos gradientes verticais de pressão do ar e de concentração de CO<sub>2</sub>, e nem na velocidade do vento horizontal na superfície do solo (Longdoz et al., 2000; Janssens et al., 2001). Adicionalmente, para medições freqüentes, é preferível um método direto que seja confiável e de baixo custo (Freijer & Bouten, 1991). Estas condições são

bastante difíceis de serem atendidas integralmente, considerando tanto o aspecto prático como o operacional dos equipamentos disponíveis para as medições e, de modo geral, todos os métodos, em maior ou menor grau, induzem a condições artificiais em relação à situação original do solo (Freijer & Bouten, 1991). Assim, as diversas metodologias desenvolvidas para medir o fluxo de CO<sub>2</sub> do solo com o emprego de diferentes técnicas analíticas apresentam, cada uma, vantagens e limitações específicas.

## **Comparações entre métodos**

A falta de consenso sobre a existência de um método padrão para avaliação do fluxo de CO<sub>2</sub> (Russell & Voroney, 1998) é uma dificuldade adicional ao entendimento do complexo fenômeno da respiração do solo, sendo considerada crítica a necessidade de uma padronização, especialmente para condições de solos cultivados (Reicosky et al., 1997, 1999; Rustad et al., 2000). Mesmo sem se conhecer os verdadeiros valores do fluxo de CO<sub>2</sub> do solo, pela ausência de uma metodologia que forneça resultados considerados exatos, diversos trabalhos têm sido publicados comparando sistemas de medição.

Freijer & Bouten (1991) compararam vários métodos de campo, e verificaram que todos induziram a condições artificiais em relação à situação original do solo. Num sistema de campânulas fechadas com funcionamento estático (com determinação do gás carbônico por cromatografia gasosa, outra técnica analítica passível de ser utilizada), houve um rápido decréscimo do fluxo de CO<sub>2</sub> com o tempo, pela acumulação do gás no interior da campânula, causando alterações no gradiente de concentração em profundidade. Os modelos de correção matemática disponíveis não puderam ser aplicados a estes resultados, pois não consideravam este aumento das concentrações de CO<sub>2</sub> no perfil do solo. O método de absorção por álcali com funcionamento estático também levou a desvios, pela falta de capacidade de absorção de todo o CO<sub>2</sub> emanado do solo pela solução alcalina. Os autores consideraram o método de absorção por álcali com funcionamento dinâmico o melhor sistema, sendo indicado, também, pela sua praticidade e baixo custo.

Nay et al. (1994) construíram um aparelho no qual um fluxo contínuo de ar era mantido em circulação através de um meio poroso (espuma de poliuretano). O CO<sub>2</sub> produzido em um gerador era injetado no sistema, e os fluxos considerados reais, calculados através da Lei de Difusão de Fick foram

comparados com os resultados de dois sistemas: o método de absorção alcalina (soda-calcário) com funcionamento estático (AAE) e o de campânulas fechadas com funcionamento dinâmico (CFD). O método AAE causou alterações nos gradientes de concentração de  $\text{CO}_2$  no interior da campânula, fornecendo resultados superestimados para fluxos baixos e subestimados para fluxos elevados. Os resultados do método CFD foram cerca de 15% menores do que os fluxos esperados, o que poderia ter sido minimizado, segundo os autores, se fosse utilizado um modelo de ajuste não linear, ao invés de linear, para os aumentos de concentração do gás carbônico no interior da campânula. Neste sentido, Wagner et al. (1997) estudaram trocas gasosas num sistema fechado, chegando à conclusão de que, para campânulas pequenas, os resultados foram cerca de 44% menores quando se considerou a existência de variações lineares da concentração de  $\text{CO}_2$  no interior da campânula, comparativamente aos resultados obtidos por regressão quadrática, enfatizando a importância de se selecionar um modelo apropriado, no caso de campânulas pequenas e de taxas de alteração na concentração relativamente altas.

Procurando verificar a exatidão das medidas de emissão de  $\text{CO}_2$  calculadas em diferentes sistemas, Kabwe et al. (2002) fizeram passar através de colunas preenchidas com solo fluxos conhecidos do gás ( $400$  e  $800 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-2}$ ), e observaram que o sistema de campânula fechada dinâmica (CFD) com IRGA produziu resultados bastante similares aos fluxos reais (Tabela 1). O sistema de absorção alcalina com funcionamento estático (AAE) subestimou sistematicamente os fluxos de  $\text{CO}_2$ , tanto no menor quanto no maior tempo de exposição (1 e 19 horas, respectivamente), e em ambas as concentrações do gás. Embora menos drasticamente, o método do gradiente de concentração (GC) também subestimou os fluxos de  $\text{CO}_2$ , por limitações na aplicação da Lei de Fick para modelar o transporte do gás no solo. Por outro lado, o sistema de campânula fechada apresentou vantagens em termos de repetibilidade, acurácia nas medições e economia de tempo.

Comparando sistemas de campânulas de fluxo aberto de ar com campânulas fechadas, ambos com funcionamento dinâmico (CAD e CFD, respectivamente), Longdoz et al. (2000) verificaram resultados de fluxo de  $\text{CO}_2$  sistematicamente menores com o método CAD (da ordem de  $12 \pm 5\%$ ), o que foi atribuído ao fluxo de ar e à localização dos pontos de entrada e saída do ar no interior da campânula. No entanto, como houve excelente correlação entre os dois métodos ( $r=0,99$ ), os autores consideraram ter havido pouca



influência da perturbação da velocidade horizontal do vento (que é diferente nos dois sistemas) sobre as emissões de CO<sub>2</sub>, mas não puderam indicar qual método é o melhor, por não conhecerem o valor do fluxo real de CO<sub>2</sub>.

**Tabela 1.** Acurácia de três diferentes métodos de avaliação do fluxo de CO<sub>2</sub> (com dois tempos de exposição para o método de absorção alcalina, 1 e 19 horas), pela comparação com taxas conhecidas injetadas em colunas de solo.

Método	Fluxo constante injetado (mg CO <sub>2</sub> m <sup>-2</sup> h <sup>-1</sup> )	
	400	800
	Fluxo medido (mg CO <sub>2</sub> m <sup>-2</sup> h <sup>-1</sup> )	
CFD	504	897
AAE (1 hora)	16	27
AAE (19 horas)	19	66
GC	296	610

CFD: campânulas fechadas com funcionamento dinâmico; AAE: absorção por substância alcalina em campânula estática; GC: gradiente de concentração.

Fonte: Kabwe et al. (2002).

Resultados de emissões de CO<sub>2</sub> do solo com o uso de campânulas de dimensões diferentes também foram comparados por Reicosky et al. (1997). Os autores trabalharam com um IRGA acoplado a uma campânula grande (3,25 m<sup>3</sup> de volume, cobrindo uma área de 2,71 m<sup>2</sup>) e a outra menor (0,75 L, com 0,1 m de diâmetro), e observaram que as emissões calculadas com a campânula pequena representaram cerca de 10% daquelas obtidas com a maior. Os autores levantaram as seguintes hipóteses: a) o diâmetro da campânula menor não permitiu uma medida representativa nos solos cultivados, nos quais as fendas e os torrões excediam a dimensão da campânula; b) os ventiladores usados na campânula grande causaram um aumento na turbulência e alterações de pressão, que interferiram nos resultados; c) a área superficial sob a campânula maior foi proporcionalmente aumentada, devido à irregularidade e à rugosidade do terreno.

Independentemente do sistema de medição escolhido, um dos grandes desafios existentes em estudos de trocas gasosas de carbono entre o solo e a atmosfera é determinar a magnitude e a extensão das emissões de CO<sub>2</sub> em variadas situações de uso da terra, nos diferentes ecossistemas do globo. A

seguir, serão apresentados alguns resultados de pesquisas sobre a influência de sistemas de cultivo e manejo do solo sobre os fluxos de CO<sub>2</sub> para a atmosfera.

## **Sistemas de Uso da Terra e Emissões de CO<sub>2</sub> do Solo**

As emissões de gás carbônico do solo, decorrentes do uso da terra são consideráveis em escala global. Grande parte dos trabalhos publicados sobre emissão de CO<sub>2</sub> do solo foi desenvolvida em condições de clima temperado, sendo que as diferenças encontradas nos fluxos de gás carbônico nestes estudos podem ser, em parte, atribuídas ao método escolhido para as medições e, em parte, a diferenças reais causadas por fatores como o manejo, o clima e o tipo de solo (Duiker & Lal, 2000). Neste caso, as variações nas perdas de CO<sub>2</sub> do solo em sistemas de manejo distintos podem ser explicadas tanto por processos de natureza física, como biológica (Reicosky et al., 1999).

A transformação de florestas naturais em áreas de culturas provoca modificações nos estoques de carbono em decorrência de perdas do elemento contido na biomassa das árvores durante o processo de queima, liberando uma grande quantidade de carbono particulado para a atmosfera, e da decomposição de resíduos deixados à superfície, o mesmo ocorrendo com o carbono orgânico do solo, emitido na forma de CO<sub>2</sub> (Houghton, 1995; Noordwijk et al., 1997). Ainda que a produtividade da cultura introduzida seja semelhante à da floresta pré-existente, a maior parte da biomassa é retirada na colheita, minimizando esta aparente compensação. Além disso, a respiração do solo é, geralmente, aumentada por condições de aeração, que favorecem a decomposição da matéria orgânica, levando à transferência da maior parte do carbono dos solos florestais desmatados para a atmosfera (Houghton, 1995).

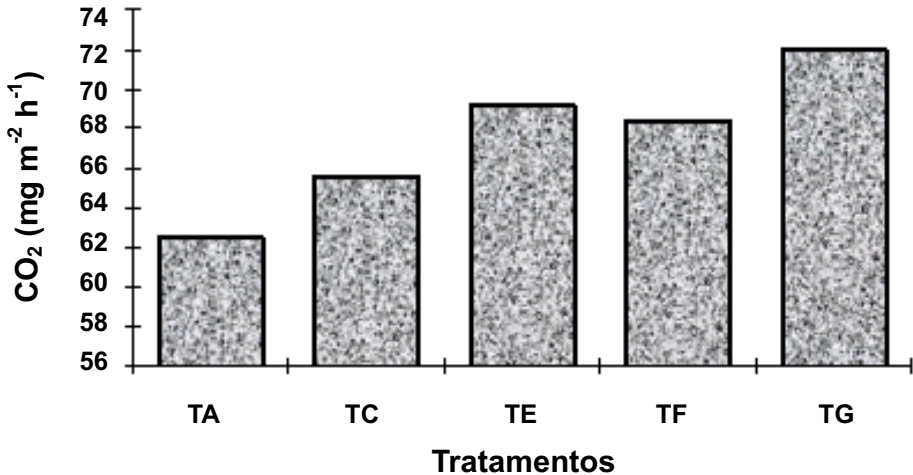
Noordwijk et al. (1997) verificaram que os teores de carbono orgânico do solo de regiões tropicais decresceram no sentido: floresta primária - floresta secundária - áreas de culturas com espécies de ciclo longo - áreas de agricultura itinerante ("slash and burn"). Os autores indicaram algumas condições existentes em áreas agrícolas que favorecem as perdas de carbono do solo, como a elevação do pH por meio da calagem no manejo da

fertilidade do solo. Assim, via de regra, a conversão de sistemas naturais em áreas manejadas com cultivo tem levado a reduções no armazenamento de carbono nos sistemas terrestres e, em geral, sistemas agrícolas com maior movimentação de solo tendem a apresentar maiores taxas de emissão de CO<sub>2</sub>, ao contrário daqueles formados por culturas de ciclo longo ou que adotam o uso de práticas conservacionistas.

## Sistemas florestais

Em região de clima temperado, Maljanen et al. (2001) verificaram que o fluxo de CO<sub>2</sub> do solo foi menor em povoamentos florestais antigos (23 anos), em relação aos recém implantados (um e sei anos), indicando que a idade dos sistemas florestais afeta a magnitude das emissões de CO<sub>2</sub> do solo. Os autores também verificaram a mesma tendência para a temperatura do solo, sugerindo relação estreita entre as duas variáveis. No Brasil, Lira et al. (1999) também verificaram aumentos dos fluxos de CO<sub>2</sub> do solo nos meses mais quentes do ano. Trabalhando com sistemas de manejo na cultura do eucalipto, os autores identificaram alterações na respiração do solo em função da sua intensidade de uso. O corte do eucalipto seguido de queima ocasionou as maiores perdas de CO<sub>2</sub> do solo (Fig. 7). Este estudo também indicou que as menores emissões de gás carbônico foram verificadas no solo com eucalipto não submetido a corte (testemunha), inclusive quando comparado com uma área sob vegetação natural de cerradão. Nesta, no entanto, as taxas elevadas de Co<sub>2</sub> foram relacionadas a uma maior diversidade de microrganismos do solo, a temperaturas mais amenas e à umidade mais constante, no solo. Apesar das altas taxas de emissão de CO<sub>2</sub> do solo tanto no cerradão como no tratamento de eucalipto com queima, é importante observar que existe uma grande diferença entre o manejo de ambos, pois, enquanto a queima libera nutrientes sem reposição, na vegetação nativa, o retorno de resíduos na mata garante uma efetiva ciclagem de nutrientes.

Em termos de quantificação das emissões de gás carbônico do solo, Gårdenäs (2000) obteve fluxos diários acumulados da ordem de 26 a 40 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>, na primavera, na zona temperada. Numa floresta boreal, Russell & Voroney (1998) chegaram a valores de fluxo anual de CO<sub>2</sub> entre 809 e 905 g C m<sup>-2</sup> ano<sup>-1</sup> e sugeriram que a grande maioria das emissões de CO<sub>2</sub> do solo (cerca de 60%) foi devida à presença de raízes, e não à decomposição de



**Fig. 7.** Emissões de CO<sub>2</sub> do solo em sistemas com eucalipto.

TA: testemunha; TC: cultivo mínimo (corte raso com manutenção dos resíduos); TE: corte raso com remoção dos resíduos e serrapilheira; TF: manejo intensivo (corte raso com incorporação dos resíduos por duas gradagens); TG: corte raso com queima dos resíduos.

**Fonte:** Lira et al. (1999).

resíduos da floresta. Tendo comparado a respiração do ecossistema estimada a 4 e 39 m de altura (obtida por meio do método da covariância de vórtices), os autores indicaram que os fluxos de CO<sub>2</sub> do solo contribuíram com cerca de 98% da respiração do ecossistema inteiro. De maneira similar, Longdoz et al. (2000) estimaram os valores anuais de  $438 \pm 68$  a  $870 \pm 140$  g C m<sup>-2</sup> ano<sup>-1</sup> para dois sítios de florestas temperadas e, para o que teve o maior fluxo, indicaram que  $92 \pm 15\%$  da respiração do ecossistema se originou do solo. No entanto, os autores apresentaram ressalvas quanto à aceitação absoluta desse valor percentual, indicando haver razões (entre as quais dificuldades na extrapolação de valores de respiração noturna para períodos diurnos, diferenças na biomassa vegetal e fontes de erro dos métodos utilizados) que sustentam a conveniência de uma interpretação comedida para o mesmo.

Desse modo, nos estudos de emissão de CO<sub>2</sub> do solo em áreas com florestas, a presença do sistema radicular das árvores não pode ser desprezada. Por causa do desenvolvimento profundo das raízes, a magnitude do fluxo de gás carbônico do solo nesses ecossistemas não é tão sensível à umidade

superficial do solo (Russell & Voroney, 1998). Além de Russel & Voroney (1998) e Longdoz et al. (2000), Stape (2002) também verificou que a maior parte das emissões de carbono do solo foram devidas à respiração de raízes, mostrando que a geração do gás carbônico no solo não é oriunda apenas da decomposição da matéria orgânica.

## Sistemas agrícolas

Comparativamente aos sistemas florestais, nos sistemas agrícolas, a camada superficial do solo possui uma importância relativamente maior sobre as emissões de CO<sub>2</sub>, e as medições das variáveis que interferem nos fluxos devem ser tomadas com o máximo de rigor. Algumas dificuldades podem surgir, por exemplo, em medições de temperatura efetuadas no solo após o uso de implementos de preparo, como o arado de aivecas, que traz à superfície camadas mais frias de solo, além de intensificar a evaporação de água, o que concorre para a obtenção de valores menores de temperatura (Reicosky et al., 1997). Estes aspectos devem ser considerados para a correta interpretação dos valores medidos de temperatura e umidade, e de sua relação com as emissões de CO<sub>2</sub> do solo.

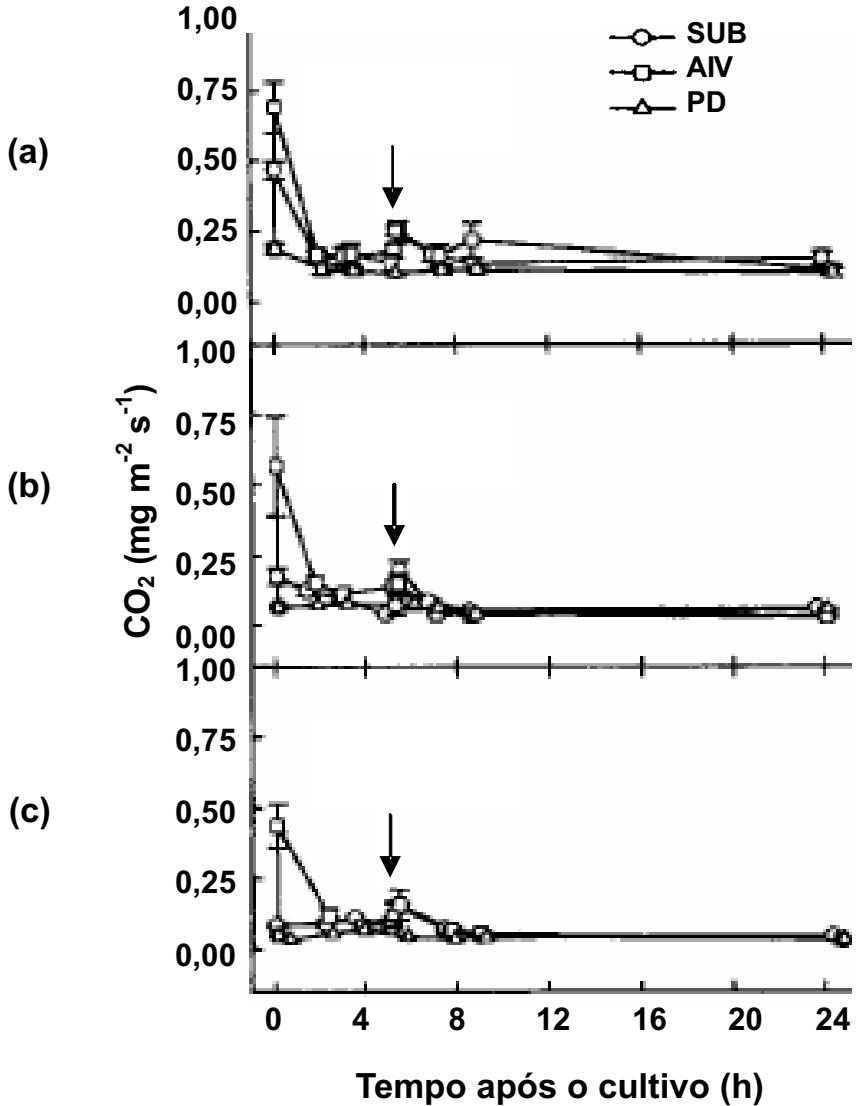
Nos sistemas de cultivo convencional, as operações de preparo do solo exercem uma grande influência nas perdas de CO<sub>2</sub>. Reicosky & Lindstrom (1993) observaram que, num solo coberto por resteva de trigo, a ação do arado de aivecas provocou elevadas perdas de gás carbônico do solo, entre diversos sistemas. No curto prazo (55 horas após a movimentação), o fluxo de CO<sub>2</sub> pelo uso do arado de aivecas foi maior do que quando o preparo foi feito com arado de aivecas seguido de duas gradagens, do mesmo modo que com apenas uma gradagem, com o uso de subsolador e em relação ao tratamento controle, o plantio direto. A elevada emissão de CO<sub>2</sub> após o uso do arado foi atribuída muito mais a irregularidades da superfície deixadas pelo implemento e à presença de grandes fendas no solo, do que propriamente ao efeito da adição dos resíduos, o que mostra a importância da movimentação mecânica sobre as perdas gasosas de carbono do solo.

Neste sentido, Reicosky et al. (1997) estudaram sistemas agrícolas cultivados com grama bermuda e sorgo, e verificaram um aumento imediato das emissões de CO<sub>2</sub> após a passagem de implementos de preparo do solo em todas as culturas, considerado decorrente de alterações na porosidade do

solo, que facilitaram a liberação do gás carbônico previamente existente nos poros. O processo foi controlado por um mecanismo predominantemente físico, causando um movimento do  $\text{CO}_2$  por fluxo de massa, independentemente de um aumento na atividade microbiana, que pode não ocorrer no curto prazo (e.g., até 24 horas após o uso dos implementos). Neste experimento, o preparo secundário com duas passagens de grade de discos, cinco horas após o preparo primário, resultou numa elevação apenas ligeira das emissões de  $\text{CO}_2$ , indicando que a maior parte das perdas já haviam ocorrido. Por outro lado, no solo que não sofreu preparo (plantio direto), as emissões de  $\text{CO}_2$  foram pequenas, ligeiramente maiores do que zero, sendo atribuídas à ação da microbiota do solo na decomposição de resíduos orgânicos (Fig. 8).

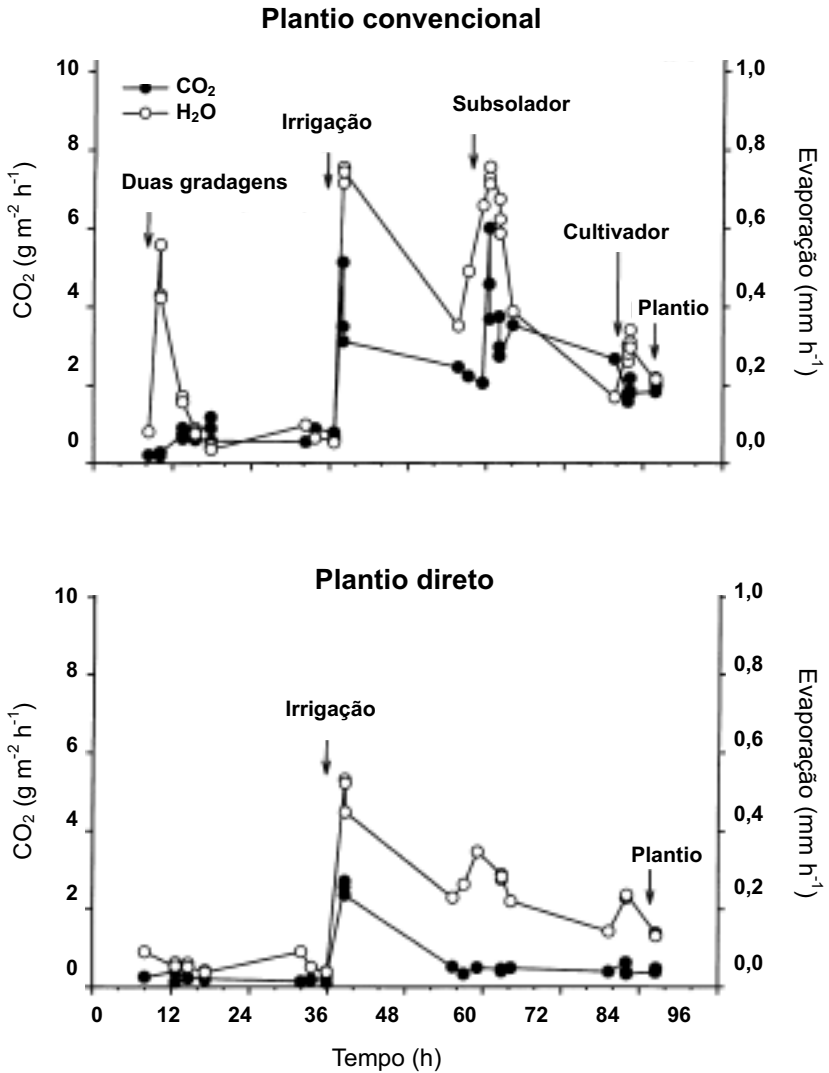
As operações de preparo do solo também foram comparadas por Reicosky et al. (1999) com a simples passagem de máquinas no terreno, sendo consideradas mais importantes para promover perdas de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera do que o tráfego. Os autores verificaram elevações de 93% no fluxo médio de  $\text{CO}_2$  após uma subsolagem, num sistema de preparo convencional, o que foi explicado pela existência de condições ideais deixadas por operações prévias (gradagens, que promoveram a mistura de resíduos orgânicos com o solo, e o fornecimento de água por irrigação) para o aumento da atividade dos microrganismos. No sistema de plantio direto, por outro lado, após picos de evaporação e emissão de  $\text{CO}_2$  depois da irrigação, os fluxos reduziram rapidamente, indicando haver maior conservação de carbono e água no solo (Fig. 9).

No Brasil, La Scala Junior et al. (2001) investigaram emissões de  $\text{CO}_2$  em solo submetido a diferentes sistemas de manejo convencional, e verificaram que o aumento da intensidade de preparo também levou a maiores perdas de  $\text{CO}_2$ . No período de duas semanas, as emissões totais de gás carbônico foram da ordem de 133,0 g  $\text{CO}_2$   $\text{m}^{-2}$  com subsolador, 114,0 com arado de discos e grade niveladora, 99,5 com grade pesada e niveladora, 94,0 com enxada rotativa e 58,5 g  $\text{CO}_2$   $\text{m}^{-2}$  no solo sem revolvimento. Na Fig. 10 está representada a variação, no tempo, dos fluxos médios de gás carbônico após a aplicação dos tratamentos. Os autores observaram, ainda, que as perdas de  $\text{CO}_2$  no manejo convencional foram maiores logo após as operações de revolvimento do solo (o que concorda com os resultados de Reicosky et al., 1997), e tenderam a convergir para um valor comum (0,22 g  $\text{CO}_2$   $\text{m}^{-2}$   $\text{h}^{-1}$ ) ao final do período experimental.



**Fig. 8.** Emissões médias de CO<sub>2</sub> do solo em três sistemas de cultivo [(a) grama bermuda; (b) sorgo convencional; (c) sorgo em plantio direto] e três sistemas de preparo do solo (SUB: subsolador; AIV: arado de aivecas e PD: sem preparo). As setas indicam a entrada de uma segunda passagem de implemento com grade de discos nos sistemas subsolados e arados.

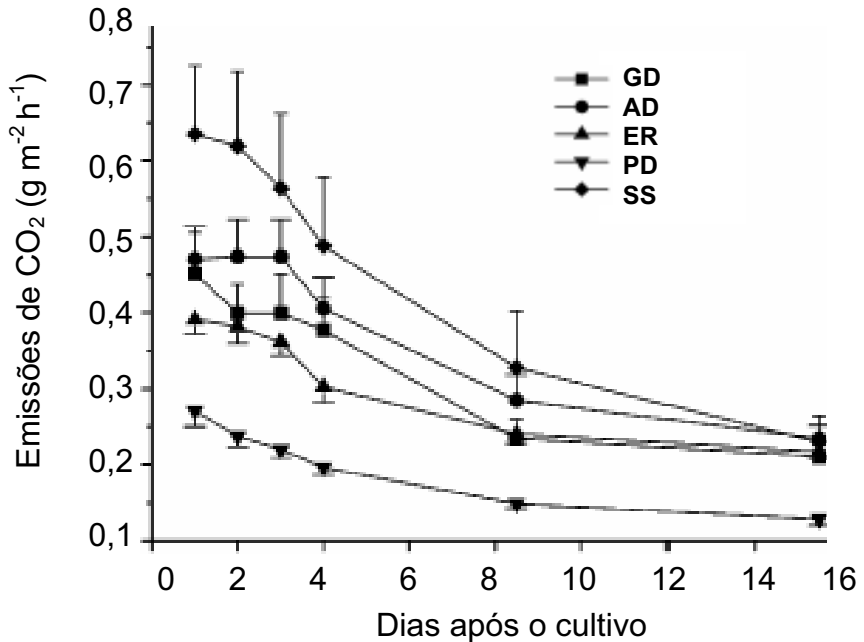
**Fonte:** Reicosky et al. (1997).



**Fig. 9.** Fluxos de  $\text{CO}_2$  e vapor d'água após diferentes práticas de manejo em sistemas agrícolas de plantio convencional e plantio direto.

Fonte: Reicosky et al. (1997).





**Fig. 10.** Médias de emissão de CO<sub>2</sub> do solo em sistemas de preparo da terra. As barras verticais indicam o erro padrão da média. GD: grade pesada seguida de grade; AD: arado de discos reversível seguido de grade; ER: enxada rotativa; PD: sem perturbação (plantio direto); SS: subsolador.

**Fonte:** La Scala Jr et al. (2001).

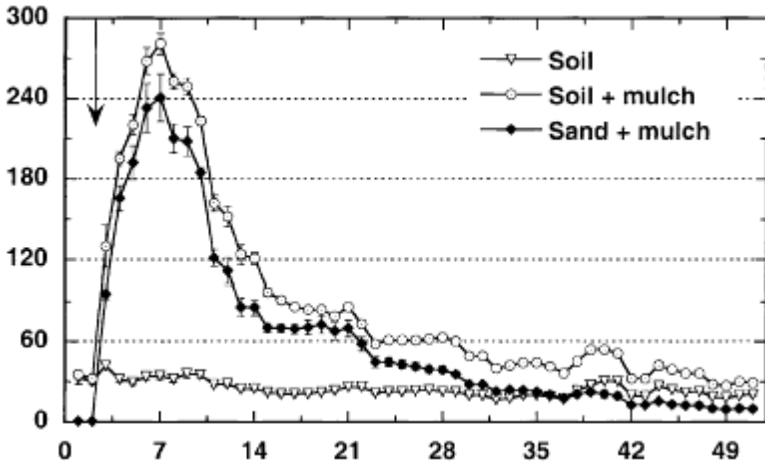
Apesar de trabalhar apenas com resultados de medições diurnas, Reicosky et al. (1999) puderam verificar diferenças nos fluxos acumulados de CO<sub>2</sub>, durante um período de 80 h, entre sistemas de plantio direto (PD) e convencional (PC) submetidos a diversas operações de manejo. As perdas de CO<sub>2</sub> no PC foram cerca de três vezes maiores do que no PD (159 contra 56 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup>), e ambas superaram as de uma área de referência não irrigada (26 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup>), que apresentou pequena emissão de CO<sub>2</sub> justamente por limitações impostas pela sua condição de baixa umidade. Como os fluxos acumulados de vapor d'água seguiram o mesmo padrão do gás carbônico, os autores destacaram que sistemas conservacionistas como o plantio direto,

por exemplo, podem minimizar perdas de  $\text{CO}_2$  e contribuir para a manutenção da água no solo.

A conclusão que se tem em praticamente todos os estudos sobre preparo de solo é semelhante: quanto maior a intensidade de revolvimento, maior são as perdas de carbono para a atmosfera, por causa da liberação do  $\text{CO}_2$  produzido previamente, por ação dos microrganismos decompositores sobre os resíduos orgânicos ou pela respiração do sistema radicular das plantas. A adoção de sistemas de preparo do solo com nenhum ou reduzido revolvimento, representa uma maneira eficiente de atenuar as emissões  $\text{CO}_2$  do solo.

No que diz respeito à influência da cobertura vegetal sobre as emissões de gás carbônico do solo, também existem diferenças quanto ao tipo e à quantidade de resíduos aplicados sobre o solo. Em experimento de laboratório, a aplicação de cobertura morta de resíduos frescos triturados de gramínea (*Poa pratensis*), em quantidade equivalente a  $100 \text{ g C m}^{-2}$ , ocasionou um pico de emissão de  $\text{CO}_2$ , após uma semana, da ordem de 281 e  $241 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ , em colunas preenchidas por solo e areia de quartzo, respectivamente, enquanto o solo sem tratamento (controle) emitiu valores constantes de cerca de  $24 \text{ mg de CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  (Flessa et al., 2002) (Fig. 11). Estes resultados indicaram que as emissões de gás carbônico também são governadas pela deposição de material orgânico sobre a superfície, decompostos, principalmente, pelos microrganismos nativos do próprio resíduo.

As adições de matéria orgânica à superfície do solo, resultam num aumento das emissões de  $\text{CO}_2$ , por aumentarem a taxa de respiração, em decorrência do fornecimento de substrato para a degradação por microrganismos (Ball & Smith, 1991). Duiker & Lal (2000) investigaram a influência de adições de resíduos orgânicos sobre o fluxo de  $\text{CO}_2$  num sistema de plantio direto. Trabalhando com quantidades que variaram de 0 a  $16 \text{ Mg ha}^{-1}$  de palhada de trigo, os autores constataram que houve, entre os tratamentos, efeito significativo sobre a temperatura do solo ao meio-dia, que foi maior no solo sem cobertura vegetal, mas não sobre as emissões de  $\text{CO}_2$ . A explicação foi que a falta de substrato no tratamento sem adição de resíduos e uma superfície do solo mais seca impediram que os aumentos de temperatura tivessem efeito sobre as emissões de  $\text{CO}_2$ , mostrando a importância, para a produção de gás carbônico no solo, da presença de um material decomponível e de condições favoráveis à sua decomposição.

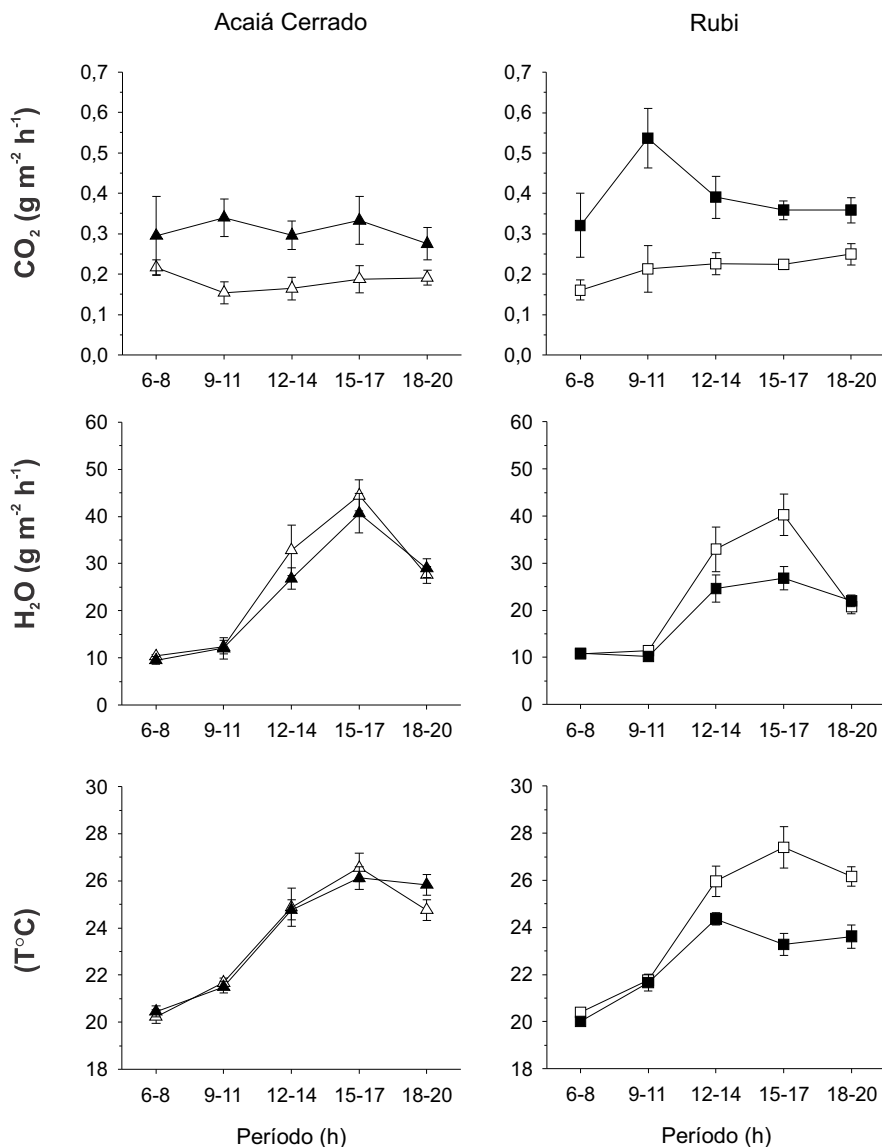


**Fig. 11.** Fluxos de CO<sub>2</sub> em colunas com 10 cm de altura preenchidas por solo, solo + cobertura morta de gramínea (Solo + C) e areia + cobertura morta de gramínea (Areia + C). A seta vertical indica o dia de aplicação da cobertura, e os pontos plotados representam médias diárias com o respectivo desvio padrão.

**Fonte:** Flessa et al. (2002).

Em sistemas agrícolas, também existem diferenças nas emissões de gás carbônico do solo em função da espécie cultivada. Reicosky et al. (1997) verificaram que as emissões de CO<sub>2</sub> em solo cultivado com grama bermuda foram maiores do que nos campos de sorgo, devido aos teores mais altos de carbono orgânico do solo e aos resíduos superficiais na grama (Fig. 8). Na ausência de preparo do solo, as emissões de CO<sub>2</sub> foram menores, enquanto que a passagem do arado de aivecas resultou em perdas de CO<sub>2</sub> consistentemente mais elevadas do que o subsolador, ainda que os implementos tivessem trabalhado na mesma faixa de profundidade. A quebra de agregados do solo após o cultivo, incluindo as operações de nivelamento com grades, pode também resultar em aumento das emissões de CO<sub>2</sub>, dependendo da cultura presente no campo. Estes resultados sustentam a realização de inferências sobre aumentos de emissão de CO<sub>2</sub> do solo quando áreas com pastagens são convertidas em sistemas com culturas anuais, especialmente na adoção de sistemas convencionais de revolvimento do solo com o uso de arados ou grades, situação que pode ser comum em grandes fronteiras agrícolas de regiões tropicais, como no caso do Cerrado brasileiro. Mesmo considerando a influência da cobertura vegetal nas emissões de CO<sub>2</sub> do solo, Reicosky et al. (1997) ainda consideraram que os métodos de preparo são mais importantes do que as espécies cultivadas, neste processo.

No Brasil, d'Andréa (dados não publicados) mediu as emissões diurnas de  $\text{CO}_2$  do solo em parcelas experimentais de café conduzido em plantio adensado e submetido ou não a operações de poda drástica (recepta), e observou que as emissões de  $\text{CO}_2$  foram tanto menores quanto mais recente a remoção da parte aérea da planta (Fig. 12). Os fluxos de  $\text{CO}_2$  do solo não acompanharam a variação da temperatura do solo, ao contrário das taxas de evaporação de água. Por outro lado, a quantificação do teor de carbono da biomassa microbiana em amostras de solos coletadas ao meio-dia, mostrou relação direta entre este atributo e as emissões de  $\text{CO}_2$  do solo. Isso indica que tanto a biologia do solo, quanto a fisiologia da planta devem ser levadas em consideração nos estudos sobre emissões de  $\text{CO}_2$  do solo, por causa da atividade conjunta dos microrganismos e do sistema radicular das plantas.



**Fig. 12.** Variação diurna da emissão de CO<sub>2</sub>, evaporação de H<sub>2</sub>O e temperatura do solo em parcelas de café submetidas ou não a operações de poda. Cultivares: Acaia Cerrado com recepa em 2001 (▲) e 2003 (D); Rubi sem recepa (■) e com recepa em 2002 (□). Medições realizadas em 2003. Barras verticais indicam o erro padrão da média (n=5).

**Fonte:** d'Andréa (dados não publicados).

## Considerações Finais

Grande parte do banco de dados sobre emissão de CO<sub>2</sub> do solo para a atmosfera se baseia em valores obtidos com a metodologia de absorção por substâncias alcalinas (AA). Este método é simples e de baixo custo, mas limitações na capacidade de absorção das soluções podem contribuir para que muitos resultados estejam subestimados, especialmente quando o tempo de medição é longo. Alternativamente, sistemas de AA com funcionamento dinâmico (providos de ventiladores) ou com circulação fechada podem ser utilizados para minimizar os desvios provocados por este método.

Os sistemas de campânulas, com analisadores de gás por infravermelho, têm sido cada vez mais utilizados, representando um grande avanço, por permitirem o monitoramento quase constante dos fluxos de CO<sub>2</sub> em diferentes situações. Pela rapidez de resposta, fornecem valores em curto espaço de tempo, como em alterações imediatas ou de curto prazo decorrentes da implantação de sistemas de manejo do solo. Além disso, os resultados podem estar mais próximos dos fluxos reais de CO<sub>2</sub>, sendo relativamente confiáveis. Ainda assim, a possibilidade de sub- ou sobrepressurização no interior das campânulas indica a necessidade de cuidados na escolha adequada do fluxo de ar, no caso das campânulas abertas, ou do tempo de medição, no caso das fechadas e dinâmicas. Adicionalmente, devem ser investigadas possíveis influências dos sistemas de campânulas sobre o fenômeno da evaporação de água do solo, e de que maneira isto pode interferir nos resultados das emissões CO<sub>2</sub>, conforme sugerido por Gärdenäs (2000).

A elevada variabilidade espacial e temporal dos fluxos de CO<sub>2</sub> do solo exige que cuidados adicionais sejam tomados na interpretação de emissões calculadas em experimentos de curta duração, principalmente em solos com baixo teor de umidade. Se forem extrapolados para períodos maiores, que abrangem épocas chuvosas, pode haver superestimativas, por não se considerar a influência de variações na umidade do solo sobre as emissões de CO<sub>2</sub> (Duiker & Lal, 2000). Assim, quando as variações sazonais são significativas, é fundamental realizar a coleta de dados em diferentes estações do ano e efetuar o monitoramento das condições climáticas durante todo o período experimental. A heterogeneidade espacial dos fluxos de CO<sub>2</sub> implica, também, na necessidade de um número maior de repetições e de replicatas de campo. Além disso, como estudos sobre a emissão de CO<sub>2</sub> freqüentemente relatam coeficientes de variação elevados, em alguns casos,

é justificável a adoção de um nível de significância menos severo para a aplicação de testes de comparação múltipla de médias, como 10%, ao invés do comumente usado 5%, o que pode ser observado em alguns trabalhos já publicados (Reicosky et al., 1997, 1999).

Alguns dos sistemas considerados promissores em aumentar os estoques de carbono do solo empregam práticas que consistem na alta produção de resíduos, na eliminação de períodos de pousio, no uso de forragens perenes e na adoção do plantio direto (Reicosky et al., 1999; Duiker & Lal, 2000; Mermut & Eswaran, 2001). No Brasil, alguns autores têm indicado a importância de sistemas com perturbação mínima do solo para a redução das perdas de carbono induzidas por práticas de cultivo (Corazza et al., 1999; Bayer et al., 2000; La Scala Junior et al., 2001). Nos sistemas manejados intensivamente (como no preparo convencional), as emissões de CO<sub>2</sub> do solo são consideravelmente maiores do que nos sistemas não perturbados (Reicosky et al., 1997; 1999), e as perdas mais significativas de carbono ocorrem justamente no período compreendido entre o cultivo e o estabelecimento da cultura, quando o solo ainda se encontra descoberto (La Scala Junior et al., 2001). Nas regiões tropicais, além do aspecto negativo das emissões de CO<sub>2</sub>, a perda acelerada de carbono orgânico do solo, por causa de processos degradativos do uso da terra, constitui um problema ainda mais crítico, devido à importância da matéria orgânica na fertilidade do solo e geração de cargas em solos intemperizados, possuidores de uma baixa reserva de nutrientes e dominados por argilas de baixa atividade (Silva & Machado, 2000).

## Referências

- ANDERSON, J. P. Soil respiration. In: PAGE, A. L.; MILLER, R. H.; KEENEY, D. R. (Ed.). **Methods of soil analysis**. 2nd ed. Madison: ASA: SSSA, 1982. pt. 2, p. 831-871. (ASA. Agronomy, 9). Part 2: Chemical and microbiological properties.
- BALL, B. C.; SMITH, K. A. Gas movement. In: SMITH, K.; MULLINS, C. (Ed.). **Soil analysis: physical methods**. New York: Marcel Dekker, 1991. p. 511-549.

BAYER, C.; MIELNICZUK, J.; MARTIN-NETO, L. Efeito de sistemas de preparo e de cultura na dinâmica da matéria orgânica e na mitigação das emissões de CO<sub>2</sub>. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 24, p. 599-607, 2000.

CORAZZA, E. J.; SILVA, J. E.; RESCK, D. V. S.; GOMES, A. C. Comportamento de diferentes sistemas de manejo como fonte ou depósito de carbono em relação à vegetação de cerrado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 23, p. 425-432, 1999.

DENMEAD, O. T. Chamber systems for measuring nitrous oxide emission from soils in the field. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 43, p. 89-95, 1979.

DICK, R. P. Soil enzyme activities as indicators of soil quality. In: DORAN, J. W.; COLEMAN, D. C.; BEZDICEK, D. F.; STEWART, B. A. (Ed.). **Defining soil quality for a sustainable environment**. Madison: Soil Science Society of America, 1994. p. 107-124. (SSSA. Special publication, 35).

DUIKER, S. W.; LAL, R. Carbon budget study using CO<sub>2</sub> flux measurements from a no till system in central Ohio. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 54, p. 21-30, 2000.

EDWARDS, N. T. Effects of temperature and moisture on carbon dioxide evolution in a mixed deciduous forest floor. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 39, p. 361-365, 1975.

FANG, C.; MONCRIEFF, J. B. The dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux on temperature. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 33, p. 155-165, 2001.

FIELD, C. B.; BALL, J. T.; BERRY, J. A. Photosynthesis: principles and field techniques. In: PEARCY, R. W.; EHLERINGER, J.; MOONEY, H. A.; RUNDEL, P. W. (Ed.). **Plant physiological ecology**. London: Chapman & Hall, 1992. Cap. 11, p. 209-253.

FLESSA, H.; POTTHOFF, M.; LOFTFIELD, M. Greenhouse estimations of CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O emissions following surface application of grass mulch: importance of indigenous microflora of mulch. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 34, p. 875-879, 2002.



FREIJER, J. I.; BOUTEN, W. A comparison of field methods for measuring soil carbon dioxide evolution: experiments and simulation. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 135, p. 133-142, 1991.

GÄRDENÄS, A. I. Soil respiration fluxes measured along a hydrological gradient in a Norway spruce stand in south Sweden (Skogaby). **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 221, p. 273-280, 2000.

HAYNES, R. J. Lime and phosphate in the soil-plant system. **Advances in Agronomy**, New York, v. 37, p. 249-315, 1984.

HOUGHTON, R. A. Changes in the storage of terrestrial carbon since 1850. In: LAL, R.; KIMBLE, J.; LEVINE, E.; STEWART, B. A. (Ed.). **Soils and global change**. Boca Raton: CRC, 1995. Cap. 4, p. 45-65. (Advances in Soil Science).

JANSSENS, I. A.; KOWALSKI, A. S.; CELEUMANS, R. Forest floor CO<sub>2</sub> fluxes estimated by eddy covariance and chamber-based model. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 106, p. 61-69, 2001.

JENSEN, L. S.; MUELLER, T.; TATE, K. R.; ROSS, D. J.; MAGID, J.; NIELSEN, N. E. Soil surface CO<sub>2</sub> flux as an index of soil respiration in situ: a comparison of two chamber methods. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 28, p. 1297-1306, 1996.

KABWE, L. K.; HENDRY, M. J.; WILSON, G. W.; LAWRENCE, J. R. Quantifying CO<sub>2</sub> fluxes from soil surfaces to the atmosphere. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 260, p. 1-14, 2002.

KARLEN, D. L.; STOTT, D. E. A framework for evaluating physical and chemical indicators of soil quality. In: DORAN, J. W.; COLEMAN, D. C.; BEZDICEK, D. F.; STEWART, B. A. (Ed.). **Defining soil quality for a sustainable environment**: proceedings. Madison: Soil Science Society of America: American Society of Agronomy, 1994. 244 p. (SSSA. Special publication, 35).

KIMBALL, B. A.; LEMON, E. R. Air turbulence effects upon soil gas exchange. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 35, p. 16-21, 1971.

KUCERA, C. L.; KIRKHAM, D. R. Soil respiration studies in tallgrass prairie in Missouri. **Ecology**, Tempe, v. 52, p. 912-915, 1971.

LA SCALA JUNIOR, N.; LOPES, A.; MARQUES JUNIOR, J.; PEREIRA, G. T. Carbon dioxide emissions after application of tillage systems for a dark red latosol in southern Brazil. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 62, p. 163-166, 2001.

LA SCALA JUNIOR, N.; MARQUES JUNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; CORA, J. E. Carbon dioxide emission related to chemical properties for a tropical bare soil. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 32, p. 1469-1473, 2000a.

LA SCALA JUNIOR, N.; MARQUES JUNIOR, J.; PEREIRA, G. T.; CORA, J. E. Short-term temporal changes in the spatial variability model of CO<sub>2</sub> emissions from a Brazilian bare soil. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 32, p. 1459-1462, 2000b.

LIRA, A. C. S de; POGGIANI, F.; GONÇALVES, J. L.de. Respiração do solo sob eucalipto e cerradão. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 56, p. 15-28, 1999.

LONGDOZ, B.; YERNAUX, M.; AUBINET, M. Soil CO<sub>2</sub> efflux measurements in a mixed forest: impact of chamber disturbances, spatial variability and seasonal evolution. **Global Change Biology**, Oxford, v. 6, p. 907-917, 2000.

LUNDEGÅRDH, H. Carbon dioxide evolution of soil and crop growth. **Soil Science**, Baltimore, v. 23, p. 417-453, 1927.

MALJANEN, M.; HYTÖNEN, J.; MARTIKAINEN, P. J. Fluxes of N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> on afforested boreal agricultural soils. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 231, p. 113-121, 2001.

MALJANEN, M.; MARTIKAINEN, P. J.; AALTONEN, H.; SILVOLA, J. Short-term variation in fluxes of carbon dioxide, nitrous oxide and methane in cultivated and forested organic boreal soils. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 34, p. 577-584, 2002.

MERMUT, A. R.; ESWARAN, H. Some major developments in soil science since the mid-1960s. **Geoderma**, Amsterdam, v. 100, p. 403-426, 2001.

MOSIER, A. R. Gas flux measurements techniques with special reference to techniques suitable for measurements over large ecologically uniform areas. In: BOUWMAN, A. F. (Ed.). **Soils and the greenhouse effect**. Wageningen: J. Willey, 1990. Cap. 13, p. 289-301.

NAY, S. M.; MATTSON, K. G.; BORMANN, B. T. Biases of chamber methods for measuring soil CO<sub>2</sub> efflux demonstrated with a laboratory apparatus. **Ecology**, Tempe, v. 75, p. 2460-2463, 1994.

NOORDWIJK, M. van; CERRI, C.; WOOMER, P. L.; NUGROHO, K.; BERNOUX, M. Soil carbon dynamics in the humid tropical forest zone. **Geoderma**, Amsterdam, v. 79, p. 187-225, 1997.

PARKINSON, K. J. An improved method for measuring soil respiration in the field. **Journal of Applied Ecology**, Oxford, v. 18, p. 221-228, 1981.

RAICH, J. W.; POTTER, C. S.; BHAGAWATI, D. **Interannual variability in global soil respiration on a 0.5 degree grid cell basis**. Oak Ridge: Carbon Dioxide Analysis Information Center: U.S. Department of Energy: Oak Ridge National Laboratory, 2003. (ORNL/CDIAC-144, NDP-081). Disponível em: <<http://cdiac.ornl.gov/epubs/ndp/ndp081/ndp081.html>>. Acesso em: 31 mar. 2004.

REICOSKY, D. C.; DUGAS, W. A.; TORBERT, H. A. Tillage-induced soil carbon dioxide loss from different cropping systems. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 41, p. 105-118, 1997.

REICOSKY, D. C.; LINDSTROM, M. J. Fall tillage method: effect on short-term carbon dioxide flux from soil. **Agronomy Journal**, Madison, v. 85, p. 1237-1243, 1993.

REICOSKY, D. C.; REEVES, D. W.; PRIOR, S. A.; RUNION, G. B.; ROGERS, H. H.; RAPER, R. L. Effects of residue management and controlled traffic on carbon dioxide and water loss. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 52, p. 153-165, 1999.

RUSSELL, C. A.; VORONEY, R. P. Carbon dioxide efflux from the floor of a boreal aspen forest. I. Relationship to environmental variables and estimates of C respired. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 78, p. 301-310, 1998.

RUSTAD, L. E.; HUNTINGTON, T. G.; BOONE, R. D. Controls on soil respiration: implication for climate change. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v. 48, p. 1-6, 2000.

SCHARPENSEEL, H. W. Preface to workshop 'Management of carbon in tropical soils under global change: science, practice and policy'. **Geoderma**, Amsterdam, v. 79, p. 1-8, 1997.

SILVA, C. A.; MACHADO, P. L. O. A. **Seqüestro e emissão de carbono em ecossistemas agrícolas**: estratégias para o aumento dos estoques de matéria orgânica em solos tropicais. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2000. 23 p. (Embrapa Solos. Documentos, 19).

ŠIMŮNEK, J.; SUAREZ, D. L. Modeling of carbon dioxide transport and production in soil. 1. model development. **Water Resources Research**, Washington, DC, v. 29, p. 487-497, 1993.

STAPE, J. L. **Production ecology of clonal Eucalyptus plantations in Northeastern Brazil**. 2002. 225 p. Thesis (Ph. D.) - Colorado State University, Fort Collins.

STEVENSON, F. J. **Humus chemistry**: genesis, composition, reactions. New York: J. Wiley, 1994. 496 p.

WAGNER, S. W.; REICOSKY, D. C.; ALESSI, R. S. Regression models for calculating gas fluxes measured with a closed chamber. **Agronomy Journal**, Madison, v. 89, p. 279-284, 1997.

WIDÉN, B. Seasonal variation in forest-floor CO<sub>2</sub> exchange in a Swedish coniferous forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 111, p. 283-297, 2002.

YIM, M. H.; JOO, S. J.; NAKANE, K. Comparison of field methods for measuring soil respiration: a static alkali absorption method and two dynamic closed chamber methods. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 170, p. 189-197, 2002.

# 9

## Ressonância Magnética Nuclear de $^{13}\text{C}$ em Estudos de Caracterização Estrutural da Matéria Orgânica do Solo

Flávia Aparecida de Alcântara  
Arminda Moreira de Carvalho

**Resumo** - Dentre as várias técnicas espectroscópicas utilizadas na Ciência do Solo, e particularmente em estudos sobre a matéria orgânica do solo, a ressonância magnética nuclear (RMN) ocupa uma posição de destaque. Esta técnica pode ser empregada para vários isótopos encontrados na natureza, contanto que estes possuam núcleos observáveis. Exemplos são os isótopos  $^{14}\text{N}$ ,  $^{15}\text{N}$ ,  $^{27}\text{Al}$ ,  $^{29}\text{Si}$ ,  $^{31}\text{P}$ ,  $^1\text{H}$  e  $^{13}\text{C}$ . Em trabalhos com matéria orgânica, os núcleos mais utilizados, além do  $^{13}\text{C}$ , são  $^{15}\text{N}$ ,  $^{31}\text{P}$  e  $^1\text{H}$ . A técnica da RMN de  $^{13}\text{C}$  propicia a determinação dos grupos orgânicos (ou tipos de carbono) presentes em um dado material orgânico. Podem ser analisadas amostras de material vegetal (p. ex. resíduos de culturas, serapilheira), de solo intacto e de frações extraídas fisicamente (por densimetria ou tamanho de partícula) ou quimicamente (extração das substâncias húmicas). Cada grupo ocupa uma determinada posição no espectro, em relação a um material de referência, e sua proporção relativa pode ser obtida mediante a integração de sua área dentro do espectro. Existem algumas limitações para o emprego da RMN de  $^{13}\text{C}$ , dentre elas a baixa abundância natural deste isótopo e os baixos teores de carbono da maioria dos solos de origem mineral. Como alternativas, têm sido propostas ferramentas que visam principalmente melhorar a resolução dos espectros, sendo as principais a polarização cruzada e a utilização do ângulo mágico do spin (CPMAS). No entanto,

existem controvérsias sobre o potencial quantitativo da RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS, sendo o termo “semi-quantificação” mais adequado para designar as proporções relativas de cada grupo orgânico obtido. De modo geral, para atender aos objetivos da maioria dos estudos de matéria orgânica, a comparação entre estas proporções em diferentes amostras tem sido suficiente para permitir avanços significativos sobre o entendimento dos processos de formação (incluindo a origem), decomposição e humificação da matéria orgânica, bem como sobre os efeitos dos sistemas agrícolas em sua composição química. Tais resultados são de grande importância para a identificação de sistemas de cultivo e práticas de manejo que, ao serem adotadas, propiciem o aumento dos teores e a melhoria da qualidade da matéria orgânica, com conseqüentes vantagens para o uso sustentável do recurso solo.

## $^{13}\text{C}$ Nuclear Magnetic Resonance on Structural Characterization of Soil Organic Matter

**Abstract** - Several spectroscopic techniques have been used in Soil Science, particularly in soil organic matter (SOM) studies. Among them, the Nuclear Magnetic Resonance (NMR) has been considered one of the most powerful tools to structurally characterize SOM. It can be applied to all isotopes found in nature which presents nucleus that behave as magnetic dipoles, such as  $^{14}\text{N}$ ,  $^{15}\text{N}$ ,  $^{27}\text{Al}$ ,  $^{29}\text{Si}$ ,  $^{31}\text{P}$ ,  $^1\text{H}$  and  $^{13}\text{C}$ . In SOM research, the most studied isotope is the  $^{13}\text{C}$ , followed by  $^{15}\text{N}$ ,  $^{31}\text{P}$  and  $^1\text{H}$ . Carbon-13 NMR application allows to determine the organic groups (or carbon types) that constitute the organic material. Its possible to run samples of vegetal material (e.g. crops residues, litter), whole soil, as well as soil fractions physically (by densimetry or granulometry) or chemically (humic substances extraction) extracted. Each carbon type occupies a given position in the spectrum, in relation to a reference material, and its relative proportion can be obtained integrating its area within the spectrum. There are still some limitations to the application of  $^{13}\text{C}$  NMR in SOM studies, for instance the low natural abundance of this isotope in nature and the low of organic carbon of most mineral soils. Some procedures have been proposed as alternatives to enhance the spectra resolution, such as the cross-polarization (CP) and the magic angle spinning (MAS). However, the quantification of carbon types by the use of CPMAS  $^{13}\text{C}$  NMR is controversial. Actually, the term “semi-quantification” is more adequate. Notwithstanding, in order to reach the objectives of most SOM studies, the comparison of the carbon types relative proportions between different samples has been sufficient to allow significant advancements in the knowledge on SOM formation, decomposition, and humification processes, as well as on the effects of land-use changes or crop systems on SOM quality. Such results may subsidize the identification of crop systems and management practices that, if adopted, will promote increases in SOM content and improvements in SOM quality, with advantageous consequences to the soil sustainable use.

## Introdução

O material vegetal e a biomassa microbiana são as fontes primárias para a formação da matéria orgânica do solo (MOS). A quantidade e a composição química dos resíduos vegetais controlam a formação da MOS e os processos de humificação nos ecossistemas terrestres (Swift et al., 1979; Scholes et al., 1997).

A matéria orgânica do solo compõe-se de resíduos de plantas (fontes primárias), animais e microrganismos (fontes secundárias), de matéria orgânica dissolvida, de exsudados de raízes e dos compostos húmicos. Esses “pools” são identificados pelas transformações que caracterizam a dinâmica da matéria orgânica e, conseqüentemente, não são estáveis (Zech et al., 1997). O processo de decomposição consiste basicamente em duas fases: a primeira, desenvolvida nos primeiros meses, quando ocorre a perda dos compostos solúveis, e a segunda, que se inicia pela quebra dos compostos estruturais, pode perdurar por anos, dependendo da natureza do material. As transformações ocorrem geralmente na seguinte ordem: biodegradação rápida da maioria dos compostos hidrossolúveis e polissacarídeos, redução lenta de hidrossolúveis fenólicos e hemiceluloses e aumento relativo do conteúdo de ligninas e proteínas. Em geral, os diferentes componentes desses materiais são degradados por grupos especializados de microrganismos (Correia & Andrade, 1999).

O declínio nos teores da MOS, ao longo do tempo, pode estar associado a impactos negativos do manejo adotado, seja pelo excesso de revolvimento do solo, pela perda de nutrientes, seja por erosão acelerada, entre outros fatores (Silva et al., 1994; Mielniczuk, 1999; Bayer et al., 2001). Não obstante ser o teor de MOS um importante atributo na avaliação da sustentabilidade dos sistemas agrícolas, sabe-se hoje que sua qualidade é um fator determinante de seus efeitos no solo, seja como fonte de nutrientes, como condicionador físico ou como substrato para a microbiota. Portanto, a composição química da MOS, a qual afetará diretamente sua decomponibilidade, deve ser considerada em estudos sobre seu comportamento no solo.

Várias técnicas têm sido empregadas para caracterizar a MOS, dentre as quais podem-se destacar os métodos espectroscópicos, como a espectroscopia na região do ultravioleta visível, a espectroscopia na região do infravermelho, a ressonância paramagnética eletrônica (EPR) e a



ressonância magnética nuclear (RMN). Esta última tem-se destacado como uma ferramenta importante na caracterização estrutural de material vegetal, como serapilheira e resíduos vegetais provenientes de adubos verde/plantas de cobertura, bem como da matéria orgânica, que pode ser estudada a partir de sua extração do solo ou no solo intacto.

Neste capítulo serão abordados os princípios da técnica de RMN, com destaque para o isótopo  $^{13}\text{C}$ , seu histórico na Ciência do Solo e sua aplicabilidade para a caracterização de diferentes materiais. Apesar de os princípios serem os mesmos para amostras sólidas e líquidas, maior enfoque será dado para as primeiras, visto serem estas as mais utilizadas em estudos de MOS.

## Breve histórico e Princípios da Técnica

A ressonância magnética nuclear foi criada por físicos na década de 50 e logo passou a ser utilizada em outros campos da ciência (Veeman, 1997). Desde o início da década de 60 tem sido largamente utilizada na química orgânica e na bioquímica (Preston, 1996). No que diz respeito a estudos específicos sobre MOS, os primeiros trabalhos com RMN do isótopo  $^{13}\text{C}$  tinham como objetivo caracterizar estruturalmente os ácidos húmicos. Trabalhos pioneiros nessa área são os artigos publicados por Barton & Schnitzer (1963), Neyrod & Schnitzer (1972) e Gonzalez-Vila et al. (1976). Na Ciência do Solo, a RMN pode ser utilizada tanto para estudos da matriz inorgânica do solo, onde os principais isótopos estudados são  $^{14}\text{N}$  (junto com o  $^{15}\text{N}$ ),  $^{27}\text{Al}$ ,  $^{29}\text{Si}$  e  $^{31}\text{P}$ , quanto para o material orgânico, além da elucidação de processos de metabolismo de plantas. No segundo caso, de interesse nesta revisão, além do  $^{13}\text{C}$ , os principais isótopos de interesse são  $^1\text{H}$ ,  $^{31}\text{P}$  e  $^{15}\text{N}$  (Randall et al., 1997; Bligny & Douce, 2001).

Apesar de ser utilizada há mais de quatro décadas, somente nos últimos 15 a 20 anos é que o desenvolvimento da RMN de  $^{13}\text{C}$  tem permitido a expansão de seu uso em estudos de MOS. Sua subutilização tem sido atribuída à falta de equipamento e de especialistas em RMN envolvidos com tais estudos, à escassez de oportunidades de treinamento para um número maior de pesquisadores e à pouca interação entre a Ciência do Solo e a Química (Preston, 1996). No Brasil, Ceretta et al. (1999) consideram as limitações de equipamentos e de recursos humanos bastante acentuadas, o que explica

que apenas recentemente os primeiros estudos de MOS utilizando  $^{13}\text{C}$  RMN tenham sido publicados (por ex.: Ceretta, 1995; Martin-Neto et al., 1995).

Vários autores têm se esforçado em tornar mais acessíveis os princípios e as possibilidades de aplicação da RMN, que são os mesmos para  $^{13}\text{C}$ ,  $^{15}\text{N}$ ,  $^{31}\text{P}$  ou qualquer outro isótopo que possua núcleos observáveis por ressonância magnética. Excelentes materiais para consulta são os trabalhos de Wilson (1987), Slichter (1990) e Veeman (1997), bem como as revisões de Preston (1996), Kögel-Knabner (1997) e Kögel-Knabner (2000). Aqui, os princípios da técnica serão descritos de maneira sucinta, com ênfase em algumas limitações e nas ferramentas para contorná-las.

A base da RMN é o conceito de que muitos atômicos se comportam como dipolos magnéticos. De forma simples, um dipolo magnético pode ser visualizado como uma minúscula barra magnética com um pólo “norte” e outro “sul”. A força dessa barra, ou seja, a magnitude do dipolo magnético, é proporcional a uma propriedade fundamental dos núcleos atômicos, o momento angular spin, ou simplesmente spin, que corresponde à rotação do núcleo ao redor de um determinado eixo, produzindo um campo magnético, o qual pode então ser concebido, como gerado pelo próprio dipolo (Veeman, 1997). O spin do próton, do nêutron e do elétron é igual a  $\frac{1}{2}$ , mas como um núcleo pode ter mais de um próton ou nêutron, o spin total ( $I$ ) do núcleo pode ser igual a 0,  $\frac{1}{2}$ , 1,  $\frac{3}{2}$ , 2 e assim por diante, dependendo do número de prótons e nêutrons. Os núcleos que contêm número ímpar de prótons e/ou nêutrons e número ímpar de número de massa têm  $I$  semi-inteiro, igual a  $\frac{1}{2}$  no caso do  $^1\text{H}$  e do  $^{13}\text{C}$ , e são observáveis por RMN. Já os núcleos com número par de prótons e nêutrons têm  $I$  igual a zero, não sendo observáveis, pois não apresentam rotação em torno do eixo, como é o caso do  $\text{C}^{12}$  (Slichter, 1990).

Consideremos uma amostra de solo (sólida ou em solução) num espectrômetro de RMN a ser caracterizada quanto a sua composição estrutural de carbono. Como explicado anteriormente, é o  $^{13}\text{C}$  que nos permite a aplicação da técnica para estudos de MOS. Um transmissor emite a frequência de rádio (isto significa que é necessária a aplicação de um campo magnético externo), responsável por entrar em ressonância com os spins. Estes sofrem, então, um movimento de precessão ao redor do eixo. Os núcleos com  $I$  maior que zero geram  $2I+1$  níveis de energia. No caso do  $^{13}\text{C}$ , os níveis são  $-\frac{1}{2}$  e  $+\frac{1}{2}$ , e correspondem às duas orientações que o núcleo pode assumir no campo magnético. A uma dada frequência, ocorre uma transição

entre estes dois níveis de energia, resultando numa linha de ressonância no espectro de frequência (Wilson, 1987; Slichter, 1990; Veeman, 1997).

Na prática, os spins nunca estão completamente isolados do espaço a sua volta, interagindo com a “nuvem” de elétrons ao redor do núcleo e com outros dipolos magnéticos. A presença dessa nuvem de elétrons se manifesta como um deslocamento na linha de ressonância, o qual é característico para a densidade dos elétrons e sua distribuição ao redor do núcleo e é denominado “deslocamento químico” (Veeman, 1997). Este é o principal parâmetro espectral utilizado na RMN, nos estudos de MOS. Utiliza-se sempre uma substância padrão, como por exemplo o tetrametilsilano (TMS). No caso da MOS, o TMS representa o zero na faixa de deslocamento químico e, a partir dele, vão sendo detectados os diferentes tipos de carbono presentes na amostra: alifáticos (tipo alcano ou alquil), alifáticos hidroxilados ou aminados (O-alquil) e alifáticos dehidroxilados, aromáticos e por fim, carbonilas (Wilson, 1990). Os tipos de carbono, ou grupos orgânicos, são então quantificados como proporções relativas da área total. Em verdade, o termo “semi-quantificados” é mais apropriado, conforme explicações apresentadas a seguir.

O curto tempo de relaxação (menor que 1ms), aplicado durante a análise, bem como os teores de carbono relativamente baixos da maioria dos solos minerais ( $10\text{-}50\text{ g kg}^{-1}$ ), dificultam a quantificação da participação de cada grupo orgânico do material analisado (Kinchesh et al., 1995a). Além disso, o núcleo  $^{13}\text{C}$  apresenta baixa abundância isotópica (1%) na natureza (Kinchesh et al., 1995b). Isto torna mais difícil sua polarização direta (direct-polarization em inglês, por isso a utilização da sigla DP), fazendo que experimentos deste tipo consumam muito tempo, o que os torna pouco viáveis. A técnica da polarização cruzada (cross-polarization, sigla CP) consiste em transferir a polarização do núcleo  $^1\text{H}$ , muito mais abundante (99,9%), ao núcleo  $^{13}\text{C}$ . Desse modo, obtêm-se absorções mais intensas dos carbonos ligados ao hidrogênio (alquilas, O-alquilas, CH aromáticos) e diminui-se o tempo de execução das análises, que, caso contrário, levariam várias horas (Dick et al., 2002). Portanto, devido ao fato de que a energia é transferida apenas indiretamente para o  $^{13}\text{C}$ , a proporção relativa dos grupos orgânicos é considerada semi-quantitativa (Conte & Piccolo, 1997). A transferência de energia do núcleo do  $^1\text{H}$  para o núcleo do  $^{13}\text{C}$  durante o processo leva à existência de diferentes tempos de contato para cada núcleo de carbono. Isto significa que existirão diferentes tempos de indução para cada núcleo de

carbono. A fim de contornar este problema, pode-se avaliar o melhor tempo de contato para a aquisição de um espectro quantitativo de RMN de  $^{13}\text{C}$  com CP, por meio da realização de experimentos com tempo de contato variável, encontrados na literatura internacional como Variable Contact Times (VCT) experiments. A obtenção de um tempo de contato ótimo para cada amostra pode minimizar erros na avaliação das áreas dos picos. Excelentes trabalhos nessa linha são os de Conte & Piccolo (1997) e Conte et al. (1997).

Na prática, a polarização cruzada resolve o problema da baixa abundância do isótopo  $^{13}\text{C}$ , mas ao tornar a técnica semi-quantitativa, pode criar uma nova limitação perante os pesquisadores mais puristas. Entretanto, para atender aos objetivos da maioria dos estudos de MOS, a comparação entre as porcentagens relativas dos grupos orgânicos em diferentes amostras permite que se faça importantes inferências sobre, por exemplo, diferentes sistemas de cultivo e manejo do solo e seu efeito sobre a decomponibilidade/estabilidade da MOS.

A presença de altas concentrações de íons paramagnéticos nas amostras de solo, como por exemplo o  $\text{Fe}^{+3}$ , pode causar o encurtamento do tempo de relaxação do próton do núcleo, o que leva à perda de sinal do núcleo do carbono (Wilson, 1987). Pré-tratamentos das amostras com ácidos fortes, como o HF e o HCl, podem ser utilizados para a remoção de boa parte desses íons, minimizando seu efeito (Skjemstad et al., 1994; Dai & Johnson, 1999).

A técnica do Ângulo Mágico do spin ou Magic Angle Spinning (MAS) consiste na rotação da amostra em torno de um determinado ângulo, de modo a reduzir interações anisotrópicas, e conseqüentemente, melhorar a resolução dos espectros (Kentgens, 1997). Pode ser aplicada para amostras sólidas e apresenta como vantagem o fato de que a matéria orgânica não precisa ser extraída do solo (Hemminga & Buurman, 1997). Os espectros de RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS geralmente apresentam bandas laterais provocadas pela utilização do MAS, as quais reduzem a intensidade do sinal da linha principal ou banda central. Uma alternativa para minimizar em parte este problema é a utilização da CPMAS com TOSS (Total Sidebands Supression) (Dixon et al., 1982), mas é importante ressaltar que a TOSS resolve o problema apenas parcialmente, pois a intensidade suprimida nas bandas laterais ainda aparece em parte, na banda central (Schmidt-Rohr & Spiess, 1994).

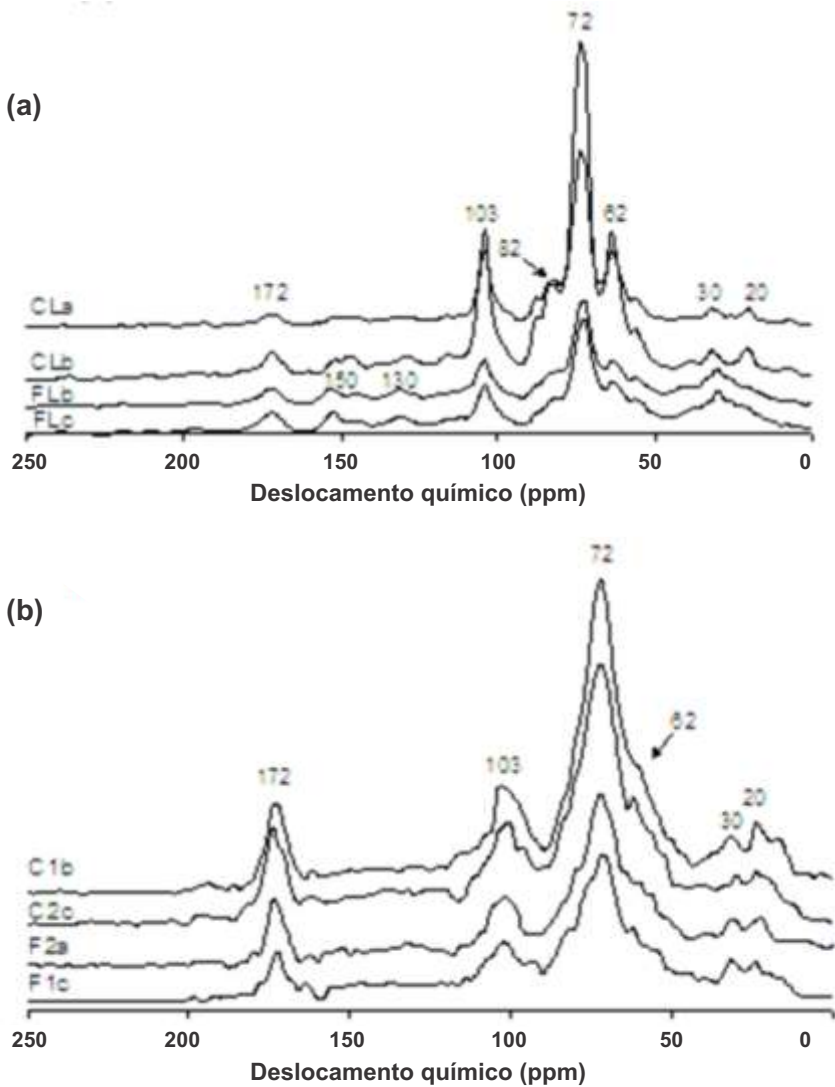
Em síntese, apesar das limitações que ainda existem, com o advento dessas duas ferramentas (Polarização Cruzada e Ângulo Mágico do spin, geralmente

identificadas em conjunto pela sigla CPMAS), os estudos de RMN de  $^{13}\text{C}$  ganharam muito em qualidade, já que tais técnicas permitem obter espectros com boa resolução para  $^{13}\text{C}$  em amostras sólidas (Preston, 1996).

## Aplicações da RMN de $^{13}\text{C}$ com CPMAS

A técnica de RMN de  $^{13}\text{C}$  no estado sólido com CPMAS pode ser aplicada para determinar a composição relativa dos grupos orgânicos de interesse, mediante integração das absorções desses grupos nas regiões específicas do espectro. Em geral, as absorções dos grupos são integradas utilizando-se a rotina de integração do espectrômetro. Dessa forma, obter-se-á um valor de proporção relativa, ou seja, um valor em porcentagem da contribuição de cada grupo orgânico (ou tipo de carbono) para a estrutura do material analisado. Considera-se, a título de integração, as seguintes faixas de deslocamento químico: alquilas (0-46 ppm), O-alquilas (46-110 ppm), aromáticos (110-160 ppm) e carbonilas/acilas (160-220 ppm) (Wilson, 1987). Entretanto, é possível encontrar na literatura trabalhos com pequenas variações nessas faixas (Baldock et al., 1992; Conte & Piccolo, 1997; Conte et al., 1997; Dai & Johnson, 1999; Guggenberger & Zech, 1999; entre outros).

A Fig. 1 e a Tabela 1, adaptadas de Alcântara et al. (2004), mostram, respectivamente, espectros de RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS para serapilheira e MOS extraída do solo (extração alcalina) (Fig. 1) e as proporções relativas de cada grupo de carbono para a estrutura da serapilheira e da MOS (Tabela 1). É interessante observar a existência de duas áreas distintas na região das O-alquilas (Fig. 1), as quais foram integradas e tratadas separadamente. Na contribuição relativa deste grupo (Tabela 1), as áreas dos dois picos são somadas. Os dois subgrupos equivalem, respectivamente, a carbonos alifáticos hidroxilados (ou aminados) e alifáticos dehidroxilados (Wilson, 1990).



**Fig. 1.** Espectros de RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS para amostras de serapilheira (a) e para substâncias húmicas extraídas de amostras de solo (b).

Legenda: CL = serapilheira do cerrado, FL = serapilheira da mata ciliar, C = substâncias húmicas extraídas do solo sob cerrado, F = substâncias húmicas extraídas do solo sob mata ciliar; a a d = blocos, 1 a 4 = profundidades de amostragem de solo. Ex.: CLa (serapilheira do cerrado no bloco a); C1b (substâncias húmicas extraídas de amostras da primeira profundidade do solo no bloco b).

**Fonte:** Alcântara et al. (2004).

**Tabela 1.** Áreas integradas dos grupos de carbono determinados por RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS, aromaticidade (arom), hidrofobicidade (hid), e razão alquilas/O-alquilas, em função da cobertura vegetal para serapilheira e Substâncias Húmicas (SH), independentemente da profundidade do solo<sup>(1)</sup>.

Cobertura vegetal	Porcentagem da intensidade total				Arom <sup>(2)</sup>	Hid <sup>(3)</sup>	Alquilas / O-alquilas
	Carbonilas	Aromáticos	O-alquilas	Alquilas			
<b>Serapilheira</b>							
<b>Cerrado</b>	7,0	10,0 b	72,6 a	10,5 b	0,11 a	0,26 b	0,14 b
<b>Mata</b>	9,0	13,6 a	56,8 b	20,0 a	0,15 a	0,51 a	0,35 a
<b>SH</b>							
<b>Cerrado</b>	12,0	9,5 b	63,7 a	15,0	0,11	0,32 b	0,24
<b>Mata</b>	12,0	10,5 a	61,9 b	16,0	0,12	0,36 a	0,26

<sup>(1)</sup> Médias na mesma coluna seguidas pela mesma letra não diferem estatisticamente pelo Teste de Tuckey a  $p < 0,05$ .

<sup>(2)</sup> Aromaticidade = aromáticos / (alquilas + O-alquilas + aromáticos).

<sup>(3)</sup> Hidrofobicidade = (aromáticos + alquilas) / (carbonilas + O-alquilas).

Fonte: Alcântara et al. (2004).

As regiões correspondentes aos grupos orgânicos, apresentam as absorções características em 30, 56, 72, 105, 119, 130, 150 e 175 ppm, respectivamente. Os sinais a 72 ppm e 105 ppm juntamente com 65 e 80-90 são, normalmente, identificados como polissacarídeos. O sinal amplo entre 30 e 55 ppm revela a presença de proteínas ou peptídeos. Os sinais em 56, 119, 130 e 150 ppm representam carbono metoxílico ( $\text{CH}_3\text{O}$ ), carbonos aromáticos protonados, carbonos aromáticos substituídos e compostos fenólicos em lignina, respectivamente. A alta intensidade relativa do sinal a 130 ppm para o carbono aromático substituído mostra que a estrutura da lignina é altamente alterada e/ou que o material de outras fontes (p. ex. carvão) está presente no solo. O sinal a 175 ppm é derivado de grupos carboxílicos e aminos em vários compostos (Kögel-Knabner, 1997). Fabbri et al. (1998) assumiram que as estruturas derivadas de lignina são as principais responsáveis pela maioria das absorções na região dos carbonos aromáticos das frações húmicas de solo.

Kögel-Knabner (1997) divide, ainda, os compostos do tipo alquilas nas sub-regiões de 0 a 25, incluindo grupos metílicos e de 25 a 45, os grupos metilênicos ( $\text{CH}_2$ ) de anéis e cadeias alifáticas. A região do carbono do tipo O-alquila (46-110 ppm), por sua vez, pode ser dividida em três sub-regiões: 46-60, incluindo grupos metoxílicos e  $\text{C}_6$  de carboidrato e açúcares, além de  $\text{C}_\alpha$  da maioria de aminoácidos; 60-90 ppm, incluindo estrutura de carboidrato;  $\text{C}_\alpha$  de alguns aminoácidos e C-O de álcoois; e 90-110 ppm, incluindo carbonos anoméricos de carboidrato. Mahieu et al. (1999) incluíram os fenóis entre 150 e 160 ppm na região dos carbonos aromáticos (110-160 ppm). A região de 160-220 ppm compreende os grupos funcionais acilas (ácidos carboxílicos alifáticos, ácidos carboxílicos aromáticos, amidas e ésteres) e carbonilas (aldeídos e cetonas). Zhang et al. (1999) denominaram as regiões dos grupos orgânicos alquilas (0-50 ppm), O-alquilas (51-105 ppm), aromáticos (106-160 ppm) e carbonilas/acilas (161-200 ppm) respectivamente de: compostos alifáticos, carboidratos, compostos aromáticos, carbonílicos e carboxílicos. Quideau et al. (2000) atribuíram absorção a 21 ppm aos grupos metílicos terminais e a absorção a 31 ppm aos grupos alquilas presentes nos polimetilenos  $[(\text{CH}_2)_n]$  de ácidos graxos, ceras e resinas respectivamente. A absorção a 135 ppm corresponde ao carbono substituído de carbonos aromáticos, enquanto as absorções a 147 e 155 ppm ao carbono fenólico. Os grupos funcionais acílicos ( $\text{C}=\text{O}$ ) centraram-se a 173 ppm.



## Caracterização estrutural de material vegetal

A dinâmica de decomposição do material vegetal está associada ao seu conteúdo de celulose, hemicelulose, lignina e taninos. No entanto, apenas um número limitado de dados está disponível sobre a composição química detalhada de espécies comuns de plantas, cujos resíduos são incorporados ao solo. Esses estudos referem-se aos compostos alifáticos, principalmente as cutículas e outros lipídeos. Mas, a composição de ligninas complexas, como os polissacarídeos, não está bem elucidada nos estudos de composição química de tecidos vegetais. Esse fato aplica-se também aos componentes microbianos, especialmente lipídeos e melaninas, cuja estrutura e composição, não são conhecidas com detalhes. Um grande número de técnicas está disponível para análises de compostos específicos em material vegetal e nos resíduos microbianos, e podem ser aplicadas em estudos de biodegradação. Técnicas espectroscópicas não destrutivas, como a RMN de  $^{13}\text{C}$  no estado sólido, podem identificar compostos e caracterizar eficientemente a composição química de material vegetal (Kögel-Knaber, 2002). Alterações nos grupos funcionais orgânicos durante a decomposição e a humificação dos resíduos, ao serem identificadas, permitem inferir sobre a dinâmica de decomposição do material vegetal adicionado ao solo (Baldock et al., 1992; Kögel-Knabner, 1997; Zech et al., 1997; Randall et al., 1997).

## Composição química de serapilheira, espécies vegetais e partes de plantas

Por meio da análise de 84 espectros, Mahieu et al. (1999) confirmaram a predominância da região de O-alquilas em materiais de plantas, atribuindo à concentração de carboidratos, açúcares simples, amidos e celulose. Este grupo orgânico (O-alquilas) representou 70% a 90% do total de carbono em diferentes amostras de caules e madeira e um mínimo de 38% em serapilheira de folhas e raízes. Alcântara et al. (2004) assinalaram os picos obtidos próximos a 20 ppm em amostras de serapilheira de mata ciliar e material vegetal de cerrado como grupos acetilas ( $\text{CH}_3\text{CO}$ ). Para todos os espectros, comprovou-se o predomínio da região das O-alquilas (46-110 ppm), seguida por alquilas, aromáticos e carbonilas.

Kögel-Knabner (2002) mostra diferenças relevantes entre os espectros de folhas e raízes de centeio e palha de trigo. Na palha de trigo, predominam os polissacarídeos (80%) e a concentração de carbonos aromáticos,

principalmente, de ligninas é significativamente inferior à da serapilheira de floresta. A proporção de alquilas (30 ppm), cujos sinais originam-se de lipídios, cutinas e peptídeos, é menor do que aquela verificada nas serapilheiras de coníferas e decíduas. O sinal a 22 ppm é resultado de grupos acetil em hemiceluloses. Resultados similares têm sido obtidos para palhada de outras espécies vegetais e para plantas forrageiras. O espectro de centeio comparativamente ao de palha de trigo mostra picos a 30 e 175 ppm, originários de alquilas, carboxilas e grupos amidos, provenientes de lipídeos e cutinas e, principalmente, de proteínas. As raízes dessas gramíneas distinguem-se pela alta concentração de polissacarídeos e baixo conteúdo de lignina e suberina. Isto é confirmado pela ausência de sinais a 30 ppm e baixa intensidade de sinais característicos de compostos aromáticos.

A variabilidade de composição química de resíduos de plantas é ilustrada na Tabela 2, adaptada de Kögel-Knabner (2002), na qual destacam-se as elevadas concentrações de compostos aromáticos das madeiras de pinus e de coníferas. Nas análises de RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS foi observada uma grande variabilidade na composição de tecidos de plantas de florestas tropicais. Carbonilas representaram cerca de 5% a 10% do total de carbono. O conteúdo de carbonos aromáticos foi baixo e variou entre 10% e 15%. O conteúdo do carbono O-alquilas da serapilheira de folhas (cerca de 50%) foi menor do que o de madeiras, cascas e raízes (aproximadamente 75%). Correspondentemente, a contribuição de alquilas foi maior nas folhas (20% a 25%). Ligninas e taninos contribuíram para a intensidade dos aromáticos. Alguns constituintes de serapilheira, como os polissacarídeos e proteínas, são facilmente decomponíveis, mas a lignina, os polifenóis e algumas biomacromoléculas alifáticas são relativamente resistentes à quebra microbiana (Zech et al., 1997).

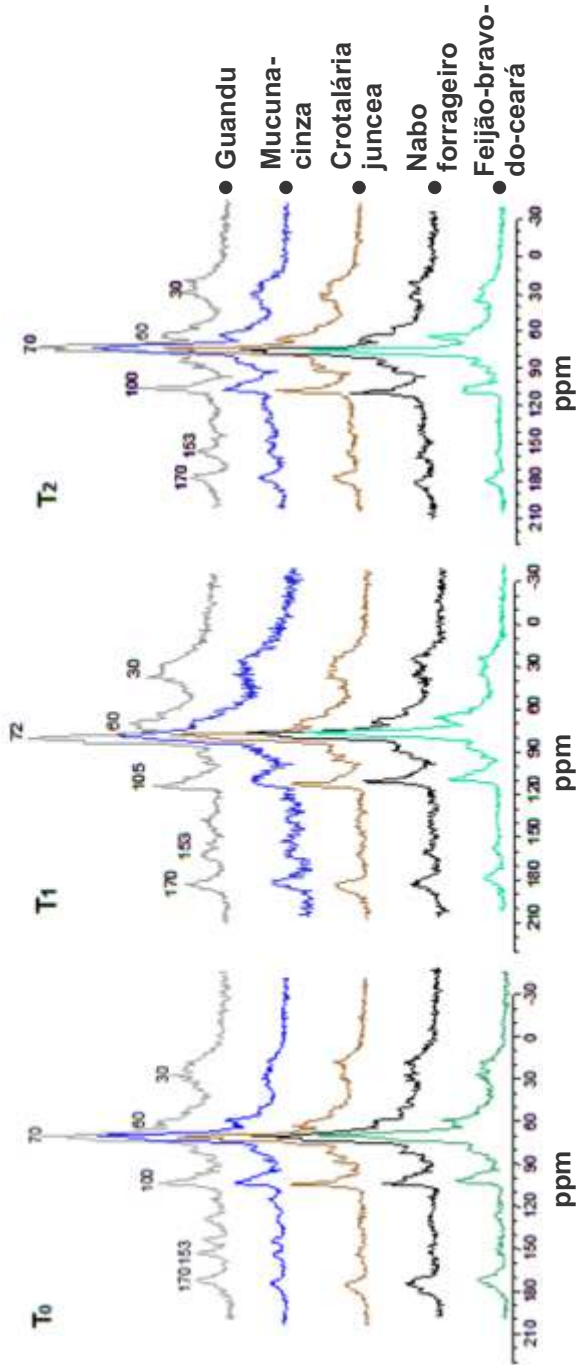
Na região do Cerrado, Carvalho (2005) utilizou RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS para caracterizar estruturalmente material vegetal proveniente de diferentes plantas de cobertura/adubos verdes (guandu, mucuna-cinza, crotalária juncea, nabo-forrageiro e feijão-bravo-do-ceará). Espectros foram obtidos para o material vegetal intacto (anteriormente ao início do processo de decomposição) ( $T_0$ ), aos 60 ( $T_1$ ) e aos 90 dias ( $T_2$ ) após a colocação de sacolas de serapilheira no campo (Fig. 2). Nos três espectros, observa-se a região de 0-45 ppm, que compreende os grupos alquilas relativos a  $\text{CH}_2$  e a  $\text{CH}_3$  de ácidos alifáticos e graxos. Nessa região dos espectros, a absorção predominante a 30 ppm corresponde aos  $\text{CH}_2$  oriundos de ácidos carboxílicos alifáticos, lipídios e outros biopolímeros alifáticos. A região entre 30 e 60 ppm

**Tabela 1.** Composição de resíduos vegetais de diferentes espécies por meio de RMN de  $^{13}\text{C}$  no estado sólido.

Material vegetal	Carbonila	Aromático	O-alquilas	Alquilas
	(210-160 ppm)	(160-110 ppm)	(110-45 ppm)	(45-0 ppm)
(%)				
Palhada de trigo	2,1	10,7	83,8	3,4
Palhada de cevada	1,2	11,6	83,9	3,0
Palhada de aveia	2,5	13,4	80,7	3,3
Palhada de centeio	3,3	12,6	80,0	4,0
Forragem	5,6	12,4	72,5	9,5
Madeira de pinus	0,7	19,0	78,9	1,4
Madeira de conífera	0,9	18,2	79,0	1,9

**Fonte:** Kögel-Knaber (2002).

relaciona-se à presença de proteínas ou peptídeos. Alcântara et al. (2004) citam que proteínas podem se sobrepor aos sinais de O-alquilas, registrados na região de 46-110 ppm. A região de 45-110 ppm comprovou representar a maior parte do carbono orgânico nos espectros dos materiais vegetais analisados (Fig. 2). Os maiores sinais nessa região de O-alquilas foram encontrados aproximadamente a 60 ppm, 70 ppm e 100 ppm, para a maioria das espécies vegetais estudadas, e correspondem aos polissacarídeos. A absorção a 70 ppm, presente na maioria das plantas de cobertura, nos três períodos, deve-se aos grupos C-O de carboidratos. A absorção a 105 ppm, também obtida para a maioria dos espectros das espécies vegetais nas três avaliações, é atribuída ao carbono anomérico e está de acordo com a caracterização de outros materiais vegetais por RMN de  $^{13}\text{C}$  CPMAS (Golchin et al., 1995; Kögel-Knabner, 1997; Nierop et al., 2001; Alcântara et al., 2004). Na região obtida para carbonos aromáticos (110-160 ppm), incluem-se os fenóis entre 150 e 160 ppm. Os sinais dos espectros em estudo que ocorrem próximos a 130 e 150 ppm representam, respectivamente, os carbonos aromáticos e carbonos fenólicos presentes em lignina. Os sinais obtidos a 130 ppm foram pouco acentuados nos materiais vegetais analisados. A região entre 160 e 220 ppm compreende os grupos funcionais acilas (C=O) de ácidos carboxílicos alifáticos e aromáticos de amida e de éster apareceram em torno de 170 ppm nos espectros obtidos por RMN de  $^{13}\text{C}$  CPMAS (Carvalho, 2005).



**Fig. 2.** Espectro de RMN de  $^{13}\text{C}$  (CP/MAS) do material vegetal antes do início do experimento de decomposição ( $T_0$ ) e dos resíduos vegetais aos 60 ( $T_1$ ) e 90 ( $T_2$ ) dias do início do experimento de decomposição.

Fonte: Carvalho (2005).

## Dinâmica da composição química de resíduos vegetais durante o processo de decomposição

Pesquisas efetuadas em materiais, tanto de tecido vegetal quanto de solo, com natureza diferenciada, têm mostrado que a quantidade relativa de alquilas aumenta durante a biodegradação, principalmente, nas fases iniciais da decomposição (Golchin et al., 1995; Gregorich et al., 1996), enquanto a de O-alquilas diminui. Hopkins et al. (1997) mostrou decréscimo de 60% para 20% do total de carbono O-alquila e aumento de 5% para 19% de alquila no processo de decomposição do centeio. Em geral, a quantidade de componentes aromáticos permanece constante ou mantém tendências variáveis. Os anéis aromáticos de lignina são modificados, as regiões dos compostos fenólicos e da absorção em torno de 112 até 120 ppm decrescem (Preston, 1996; Kögel-Knabner, 1997; Nierop et al., 2001). Quideau et al. (2000) mostraram decomposição preferencial dos carboidratos da serapilheira e aumento em carbonilas (C=O) que é representativo do processo de decomposição oxidativa. Kögel-Knabner (2000) confirma que a decomposição das plantas envolve perda inicial de carboidratos (celulose e hemicelulose), seguida pela lenta transformação de estruturas aromáticas das moléculas de lignina e finalmente do carbono altamente recalcitrante (alquilas).

Para cultivos na região do Cerrado, a aplicação da RMN de  $^{13}\text{C}$  para avaliar material vegetal é ainda limitada. Em trabalho recente nessa região, Carvalho (2005) constatou que os resíduos vegetais de guandu e de mucuna-cinza, com menor proporção de O-alquila (polissacarídeos) e a maior proporção de compostos aromáticos, resultaram em decomposição significativamente mais lenta (período mais longo de reciclagem) em relação aos de feijão-bravo-do-ceará, nabo-forrageiro e girassol (Tabelas 3 e 4).

A relação entre proporção dos compostos do tipo alquilas e O-alquilas no material vegetal de guandu, mucuna-cinza e crotalária juncea não seguiu o comportamento de incremento nos grupos dos alquilas e redução dos O-alquilas (Tabela 4) com a decomposição (Baldock et al., 1992; Golchin et al., 1995; Gregorich et al., 1996; Preston, 1996; Kögel-Knabner, 1997; Nierop et al., 2001). Provavelmente, a rápida biodegradação da maioria dos compostos hidrossolúveis e polissacarídeos dessa região, já tivesse ocorrido nos 60 dias iniciais, quando houve incremento na relação alquilas/O-alquilas dos resíduos das referidas espécies. A partir dos 60 dias predominou o ataque dos compostos estruturais, com a lenta redução de hidrossolúveis fenólicos e

hemiceluloses, e aumento relativo do conteúdo de ligninas e proteínas que pode perdurar por anos, dependendo da natureza do material e da presença dos grupos especializados de microrganismos (Waksman, 1952; Alexander, 1977; Gallardo & Merino, 1993; apud Correia & Andrade, 1999).

Uma hipótese para o “não-incremento no grupo dos alquilas e redução no grupo dos O-alquilas” com a decomposição é que a ação microbiana sobre a lignina, os polifenóis e algumas biomacromoléculas alifáticas relativamente resistentes à quebra (Zech et al. 1997) poderia estar alterando a relação alquilas/O-alquilas. Os microrganismos quebrariam seletivamente essas moléculas mais resistentes e os “fragmentos”, moléculas menores e de mais fácil decomposição aumentariam a proporção de O-alquilas com o tempo (Baldock et al., 1992). O material microbiano, constituído principalmente de carboidratos, também pode estar sendo adicionado no decorrer do tempo ao material de algumas espécies vegetais, sobretudo aquelas de mais difícil decomposição, como o guandu, aumentando a concentração de O-alquilas. Gregorich et al. (1996) atribuíram o acúmulo de alquilas e não de O-alquilas às estruturas microbianas ou aos seus metabólitos. Entretanto, estes autores analisaram a fração leve da matéria orgânica do solo sob cultivo de milho e não, o material vegetal como no presente estudo.

**Tabela 3.** Tempo necessário para decomposição de 50% e tempo de reciclagem de resíduos vegetais, sem incorporação e com incorporação no solo.

Espécies vegetais	Meia-vida (h) <sup>*</sup>		Tempo de reciclagem (?) <sup>**</sup>	
	Sem inc.	Com inc.	Sem inc.	Com inc.
	(Dias)			
Crotalária juncea	97	81	141	118
Feijão-bravo-do-ceará	86	76	123	110
Girassol	77	69	11	99
Guandu	136	107	196	154
Milheto	119	91	172	132
Mucuna-cinza	122	100	175	145
Nabo-forrageiro	78	65	112	94
V. espontânea	108	81	156	116

\* ( $h = \ln 2/k$ ); \*\* ( $\tau = 1/k$ ): onde  $k$  é coeficiente da equação exponencial ( $TR = 100 * e^{k*(t)}$ )

Fonte: Carvalho (2005).

**Tabela 4.** Distribuição relativa (%) dos grupos orgânicos do material e dos resíduos vegetais aos 60 e 90 dias do início do experimento de decomposição, por meio de RMN de <sup>13</sup>C CP/MAS.

Espécies vegetais	Porcentagem em relação aos grupos orgânicos											
	Carbonila/acila			Aromático			O-alquila			Alquila		
	0 d	60 d	90 d	0 d	60 d	90 d	0 d	60 d	90 d	0 d	60 d	90 d
Crotalária juncea	7,5 aAB	10,6 aA	4,1 aB	9,9 abA	8,3 bA	5,3 bA	69,2 aA	61,8 aB	70,1 aA	13,4 bB	19,3 bA	20,5 aA
Feijão-bravo	11,0 aA	6,8 aAB	5,9 aB	7,5 bcA	5,9 bA	6,2 bA	65,5 aA	68,4 aA	68,1 aA	16,0 bcB	18,9 bA	19,8 aA
Guandu	11,4 aA	7,8 aAB	4,7 aB	11,7 aA	11,4 aA	11,9 aA	56,4 bB	54,5 bB	64,3 bA	20,5 aB	26,3 aA	19,2 aB
Mucuna-cinza	6,7 aAB	7,5 aA	2,3 aAB	12,1 aA	13,1 aA	10,1 aA	67,5 aA	62,3 aA	67,0 aA	13,7 bB	18,9 bA	20,6 aA
Nabo forrageiro	10,5 aA	7,8 aA	2,9 aB	5,7 cA	7,5 bA	7,7 bA	65,9 aB	67,1 aAB	74,1 aA	17,9 acA	17,6 bA	15,3 bA

Médias seguidas de letras diferentes, minúsculas na coluna e maiúsculas na linha, diferem pelo teste de Tukey a 5%.

Fonte: Carvalho (2005).

Vários estudos buscam estabelecer uma seqüência cronológica para composição dos resíduos. Gregorich et al. (2000) assinalaram a dominância da região O-alquilas num espectro de material vegetal e atribuíram-na à presença de celulose e outros polissacarídeos, proteínas e grupos propilas e metoxilas de ligninas. As grandes diferenças na composição química dos resíduos vegetais ocorreram devido à proporção de intensidade dos sinais observados nas regiões de alquilas e O-alquilas. Os resíduos de alfafa apresentaram mais alquilas e menos O-alquilas do que os de milho.

Golchin et al. (1995) determinaram o maior sinal para a fração densimétrica  $< 1,6 \text{ Mg m}^{-3}$  ou fração livre, com espectro similar aos de material vegetal, na região de O-alquilas (46-110 ppm), representando 51-68% do total de carbono. As contribuições de grupos alquilas e aromáticos foram bem menores, com 14-20% e 13-23%, respectivamente.

Gregorich et al. (1996) aplicando a técnica de RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS indicaram que a camada superficial de solo sob milho, apresentou menor proporção relativa de O-alquilas e alquilas e mais de grupos aromáticos e carboxílicos do que a superfície do solo sob floresta. Uma menor quantidade de carboidratos e maiores concentrações de ésteres na fração leve do solo assinalou estágios mais avançados de decomposição da matéria orgânica. Os autores desta pesquisa atribuíram o acúmulo de alquilas na fração leve do solo sob cultivo de milho às estruturas microbianas ou aos seus metabólitos. Enquanto Preston (1991; 1996) sugere que os fatores climáticos podem exercer maiores efeitos do que a composição original das plantas sobre a natureza dos ácidos húmicos. Elevadas quantidades de chuva e lixiviação excessiva removem fragmentos de lignina, e por isso, atrasam ou impedem o desenvolvimento da sua aromaticidade.

Segundo Kögel-Knabner (2000), a aplicação de RMN com  $^{13}\text{C}$  CPMAS mostrou um padrão para a matéria orgânica da superfície de floresta, com acentuada influência dos sinais das plantas que compõem sua serapilheira (polissacarídeos, ligninas e biopolímeros alifáticos). Além disso, esta pesquisa confirma que a decomposição das plantas envolve uma perda inicial de carboidratos (celulose e hemicelulose), seguida pela lenta transformação de estruturas aromáticas das moléculas de lignina e finalmente do carbono altamente recalcitrante (alquilas) corroborando com Baldock et al. (1992).

Nierop et al. (2001) mostraram que a região dos carbonos aromáticos decresce das raízes para o solo, implicando em uma baixa entrada ou uma rápida degradação de ligninas e taninos no solo.



Considerando a influência da natureza do material no processo de decomposição, Baldock et al. (1992) sugeriram um índice obtido da razão entre alquilas e O-alquilas para explicar a dinâmica de decomposição. Além desta, outras relações entre os grupos orgânicos podem ser utilizadas, como a aromaticidade e a hidrofobicidade, sendo: aromaticidade = aromáticos/(alquila+O-alquila + aromáticos) e hidrofobicidade = (aromáticos + alquila)/(carbonila/acila + O-alquila). Essas três razões têm sido aplicadas em estudos de RMN de  $^{13}\text{C}$  CPMAS para complementar as informações obtidas da composição química de material vegetal e de matéria orgânica do solo (por ex. Alcântara et al., 2004; Carvalho, 2005).

No Brasil, em estudo realizado no Rio Grande do Sul com dez sistemas de cultura em plantio direto, Pillon (2000) avaliou alterações estruturais nas frações orgânicas com o avanço da humificação, utilizando a RMN de  $^{13}\text{C}$  CPMAS, nos sistemas de cultura pousio/milho, guandu/milho e lablab/milho e numa área de campo nativo como referência. Foram adquiridos espectros das plantas inteiras (milho no primeiro sistema, guandu no segundo e lablab no terceiro), dos resíduos dessas plantas, das frações densimétricas leve livre e leve oclusa e dos ácidos húmicos extraídos. Modificações nas contribuições de alquilas e O-alquilas foram bastante evidentes. Considerando a seqüência planta inteira - ácidos húmicos, houve uma redução progressiva no conteúdo de O-alquilas, acompanhada de aumento no conteúdo de alquila. Dessa forma, a razão O-alquil/alquil diminuiu na ordem planta inteira - ácidos húmicos, demonstrando potencial como medida do grau de decomposição ou humificação de compostos orgânicos, principalmente em estágios iniciais de decomposição.

## **Outras aplicações de RMN ao estudo de material vegetal**

Métodos de RMN in vivo (técnicas não destrutivas) são freqüentemente aplicadas para fornecer informações sobre a concentração absoluta de metabólitos, incluindo sacarose, glicose 6-P e fosfatos inorgânicos, assim como suas mudanças durante transformações bioquímicas nos processos de metabolismo de plantas. Essa técnica também é utilizada para se determinar pH intracelular em uma variedade de células e tecidos. A interface entre a técnica de RMN espectroscópica e de imageamento estabelece um grande potencial de estudo para vários processos fisiológicos, de crescimento, desenvolvimento, fluxo de água e interações ambientais (Bligny & Douce, 2001).

Um potencial de destaque para a técnica de RMN de  $^{13}\text{C}$  CPMAS em agroecossistemas é inferir sobre a dinâmica de decomposição de resíduos vegetais adicionados ao solo, seja incorporados ou no sistema plantio direto, com base na sua composição química em relação à natureza dos grupos orgânicos.

## **Caracterização estrutural da matéria orgânica do solo**

A ênfase inicial na utilização de RMN de  $^{13}\text{C}$  em estudos de MOS utilizando-se frações extraídas quimicamente, isto é, os ácidos húmicos e fúlvicos, ocorreu principalmente devido à necessidade de se isolar a MOS em frações que fossem solúveis e apresentassem alta concentração de carbono (Preston, 1996). Entretanto, atualmente pode-se afirmar que uma das maiores vantagens dessa técnica, não-destrutiva por princípio, é a não necessidade de extração da matéria orgânica do solo, o que significa que é possível obter espectros de boa resolução mesmo em amostras de solo intacto (ou inteiro). Assim, a técnica tem sido empregada em estudos de MOS utilizando uma ampla gama de materiais: solo intacto, frações físicas de tamanho de partícula e densimétricas, substâncias húmicas extraídas do solo (sem posterior fracionamento), bem como nas frações húmicas (ácidos húmicos, ácidos fúlvicos e huminas). De todo modo é importante que se leve em consideração a maior complexidade de aplicação da técnica em solo intacto e frações físicas. Esta complexidade está relacionada principalmente à alta interferência da fração mineral nesse tipo de amostra. Conforme discutido anteriormente, o pré-tratamento das amostras com HF ou HCl é uma alternativa para se reduzir o teor de material inorgânico (cinzas), permitindo assim que se obtenha espectros de melhor resolução, com menos ruído. Esse pré-tratamento, na verdade, concentra a matéria orgânica. Mesmo quando se utiliza a extração química das substâncias húmicas (com ou sem posterior fracionamento em ácidos húmicos e fúlvicos), o que teoricamente representa a concentração do material orgânico, pode haver necessidade de redução do teor de cinzas. A desvantagem do tratamento com ácidos é que, durante o procedimento, pode-se perder também material orgânico, principalmente quando o tratamento é repetido muitas vezes. Dick et al. (2005) em amostras de Latossolo Vermelho (Santo Ângelo, RS e Passo Fundo, RS), Latossolo Bruno (Vacaria, RS) e Latossolo Amarelo (Brasília, DF, Manaus, AM e

Irlanduba, AM) demonstraram que o tratamento com HF repetido oito vezes aumentou as concentrações de carbono e nitrogênio e, como a razão C/N não sofreu modificações consistentes após o tratamento, nenhum dos dois elementos parece ter sido extraído seletivamente, em detrimento do outro, mesmo porque a tendência de diminuição da razão C/N com a profundidade do solo foi mantida. Assim, os autores consideraram que os espectros de RMN de  $^{13}\text{C}$  e  $^{15}\text{N}$  representavam bem a MOS no solo. No entanto, amostras sem tratamento não foram submetidas à espectroscopia. Alguns anos antes, Gonçalves et al. (2003), ao compararem espectros de amostras de horizontes A e B de Latossolo Vermelho (Santo Ângelo, RS e Passo Fundo, RS), de Latossolo Bruno Bruno (Vacaria, RS) e de Latossolo Amarelo (Brasília, DF), não tratadas e tratadas com HF 10% (com 2, 4, 6 ou 8 repetições), demonstraram que, apesar de altas perdas de carbono, mesmo com oito repetições, não ocorreram alterações consistentes na distribuição dos grupos de carbono, sugerindo que perdas preferenciais de grupos específicos não foram induzidas. Na prática, ainda não há consenso sobre a perda proporcional do material orgânico entre os diferentes grupos de carbono.

Dai & Johnson (1999), por exemplo, demonstraram que carboidratos e carboxilas são preferencialmente extraídos durante a concentração da MOS com HF. Os autores concluem que parece ser prematura a recomendação desse pré-tratamento como rotina objetivando melhorar a qualidade dos espectros de RMN.

Não obstante as maiores dificuldades de utilização da técnica em amostras de solo intacto ou frações físicas e a necessidade de redução do teor de cinzas nessas amostras, bem como em frações extraídas quimicamente, a RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS tem sido cada vez mais utilizada nos estudos de MOS. Tais estudos, além de contribuir para a elucidação da natureza do material vegetal e sua influência nos processos de formação e decomposição da MOS, têm proporcionado um melhor entendimento sobre a estrutura química da matéria orgânica e sobre os efeitos que as mudanças no uso da terra e nos sistemas de cultivo podem exercer sobre a qualidade da MOS.

## Investigações sobre a estrutura química dos componentes da MOS

A MOS não é um componente do solo previsível e facilmente compreensível. Entretanto, o desenvolvimento atual das técnicas de caracterização torna possível quantificar e qualificar os componentes dessa “caixa preta” do solo, levando a um melhor entendimento de sua estrutura química. Neste contexto, a RMN de  $^{13}\text{C}$  tem se destacado como uma técnica de grande potencial.

Muitos trabalhos utilizando a RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS têm sido realizados com o objetivo de investigar a estrutura química dos componentes da MOS e, assim, poder elucidar seu comportamento. Fabbri et al. (1998) empregaram RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS para investigar a estrutura química de ácidos húmicos e huminas provenientes de materiais de solo, sedimentos recentes de lagos, lagoas e mar. Os autores procuravam relações estruturais entre essas duas frações nos diferentes ambientes estudados, fossem eles terrestres ou marinhos. As huminas, correspondentes à fração mais recalcitrante e pouco investigada da MOS, mostraram-se estruturalmente diferentes dos ácidos húmicos, apresentando-se mais ricas em compostos alifáticos, enquanto mais pobres em carboxilas.

Veeken et al. (2000) caracterizaram os ácidos húmicos extraídos de lixo orgânico proveniente da separação seletiva de lixo doméstico municipal na Holanda, a fim de elucidar o processo de compostagem desse material. Os autores ressaltam a importância de se conhecer não só a quantidade, mas também a qualidade da matéria orgânica disponível e solúvel nesse tipo de insumo, para que se possam avaliar os possíveis benefícios de seu uso. A caracterização estrutural dessa fração do material orgânico por RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS proveu informações quantitativas e qualitativas sobre os grupos orgânicos formadores dos ácidos húmicos.

A RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS também tem sido utilizada com sucesso na elucidação da formação de horizontes espódicos durante a podzolização, isto é, na gênese dos Espodossolos. Bons exemplos são dois trabalhos realizados na Alemanha: Beyer (1996) empregou a técnica para investigar possíveis efeitos das propriedades do solo na composição da MOS e na formação desses horizontes. Schmidt et al. (2000) utilizaram a RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS para caracterizar a composição química da MOS em amostras de solo intacto e de frações granulométricas de horizontes espódicos. Na Holanda, a técnica também foi utilizada para avaliar o efeito da vegetação sobre a composição de

horizontes H de espodossolos (Nierop et al., 1999). Outra aplicação da técnica é na elucidação das interações entre MOS e argilo-minerais. Wattel-Koekkoek et al. (2001) compararam a caracterização estrutural da MOS associada à caulinita e à esmectita em amostras de solos cauliniticos e esmectíticos provenientes de vários países. Dick et al. (2000) aplicaram RMN de  $^{13}\text{C}$  na caracterização de ácidos húmicos extraídos de um Brunizem e de uma amostra de carvão de mina, a fim de caracterizá-los estruturalmente e, assim, elucidar quais os principais grupos funcionais envolvidos na adsorção dessa fração quando em contato com um Latossolo Roxo distrófico, tratado ou não com oxalato de amônio. A RMN permitiu verificar que o ácido húmico extraído do carvão apresentava um caráter aromático mais acentuado e maior porcentagem de carboxilas, sendo adsorvido em maior quantidade do que aquele extraído do Brunizem.

Em solos de área urbana, Beyer et al. (1996) utilizaram RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS para identificar possíveis alterações na MOS provocadas pelo uso urbano dos solos, por meio da comparação com os mesmos em sistema natural. Os autores avaliaram áreas como depósitos de lixo, florestas públicas e hortas particulares dentro do perímetro urbano de Kiel (Alemanha). Os resultados encontrados indicam importantes modificações na gênese da MOS em ambiente urbano, como por exemplo alta aromaticidade da MOS total e dos compostos húmicos em área sob horticultura. No Brasil, estudo semelhante foi conduzido por Canellas et al. (2000), que utilizando  $^{13}\text{C}$  RMN CPMAS, juntamente com outras técnicas espectroscópicas e microscopia de varredura, caracterizaram físico-quimicamente ácidos húmicos extraídos de composto de resíduos sólidos urbanos e de lodo de estação de tratamento de esgoto. Os autores constataram que a natureza química dos ácidos húmicos em tais fontes não-pedogênicas pode ser considerada “análoga” aos encontrados nas fontes pedogênicas.

Esses trabalhos são exemplos específicos de estudos que objetivavam investigar a estrutura química das frações que compõem a MOS ou sua interação com a fração mineral. No entanto, todos os trabalhos sobre os efeitos de alterações no tipo de vegetação ou nos sistemas de cultivo e nas práticas de manejo do solo sobre a MOS, obrigatoriamente caracterizam-na estruturalmente.

## Investigações sobre a influência das mudanças na vegetação e dos sistemas de cultivo sobre a qualidade da MOS

No item “**Dinâmica da composição química de resíduos vegetais durante o processo de decomposição**” foi visto que em muitos estudos de MOS com aplicação da RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS utiliza-se a seqüência material vegetal - solo inteiro e/ou frações físicas ou extraídas quimicamente. Exemplos são os trabalhos de Golchin et al. (1995); Golchin et al. (1997); Gregorich et al. (1996); Gregorich et al. (2000); Pillon, (2000); Nierop et al. (2001) e Alcântara et al. (2004), os quais demonstram que a composição química da MOS é grandemente influenciada pelo material vegetal que lhe dá origem. Este fato, aliado às técnicas de fracionamento e extração da MOS, permite que sejam realizados estudos sobre o efeito tanto de mudanças no tipo de vegetação (p.ex.: floresta-pastagem), quanto de diferentes sistemas de cultivo sobre a qualidade da MOS. Tais estudos podem subsidiar a adoção de práticas mais conservacionistas, as quais possibilitem a melhoria da qualidade do solo e seu uso sustentável, considerando-se que a MOS é reconhecida como componente-chave da qualidade do solo (Doran, 1997) e da sustentabilidade dos sistemas, sejam eles naturais ou antropizados (agrossilvopastoris).

Golchin et al. (1997) semi-quantificaram os grupos de carbono por RMN  $^{13}\text{C}$  com CPMAS presentes em solo intacto, fração < 53m, resíduos remanescentes depois de foto-oxidação da fração < 53m e fração ácidos húmicos. Os autores observaram um decréscimo no conteúdo de carbono aromático e um aumento nos grupos alquilas quando áreas com gramíneas foram ocupadas por floresta, indicando que a matéria orgânica produzida sob floresta é mais enriquecida com alquila do que aquela sob gramíneas. Tais mudanças na composição orgânica resultaram do corte da vegetação e de práticas de manejo que incluem o fogo. Resultado semelhante foi encontrado por Alcântara et al. (2004). Oito anos após a retirada da vegetação de Campo Sujo, predominado por gramíneas, e do subsequente plantio de espécies de mata ciliar, a matéria orgânica extraída do solo passou a apresentar menor proporção de O-alquilas e maior de grupos aromáticos. Esses dois estudos comprovam a influência do tipo de material vegetal adicionado ao solo sobre a composição química da matéria orgânica.

A não detecção de diferenças em estudos comparativos também pode levar a inferências sobre a dinâmica do processo de decomposição. Guggenberger et

al. (1999) investigaram os efeitos do estabelecimento de uma floresta secundária, em uma área de pastagem abandonada, sobre a qualidade da MOS, mediante o fracionamento físico do solo e a extração da MOS por solução de NaOH. O material orgânico extraído foi dissolvido para ser analisado em RMN de  $^{13}\text{C}$  em solução. Foram coletadas amostras de solo em áreas de floresta primária, pastagem e floresta secundária com diferentes tempos de estabelecimento (3,5; 12,5 e 18,5 anos) na Costa Rica. O abandono da pastagem com o posterior surgimento da floresta secundária resultou em aumento do teor de carbono em todas as frações, de acordo com o tempo de estabelecimento. No entanto, considerando-se os aspectos qualitativos da MOS, a comparação dos espectros não mostrou diferenças consistentes na caracterização estrutural (RMN de  $^{13}\text{C}$ ) do carbono extraído por NaOH nas diferentes áreas. Esse resultado foi corroborado por determinações químicas de lignina (oxidação alcalina com CuO) e carboidratos (hidrólise por ácido trifluoroacético) na fração leve da MOS e nas frações separadas por tamanho de partícula. Os autores atribuem o fato à localização da MOS na matriz do solo, já que a composição química das frações permaneceu quase inalterada.

A RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS foi utilizada por Gregorich et al. (1996) para caracterizar a MOS em dois sistemas, um não antropizado e outro antropizado: floresta e lavoura de milho (25 anos de cultivo). Foram analisadas amostras de resíduos das plantas (espécies florestais e milho), solo intacto da superfície (0-5 cm) e da subsuperfície (30-50 cm) e frações isoladas por densimetria (em solução de NaI) e tamanho de partículas. As diferenças encontradas na qualidade da MOS entre os dois sistemas refletiram os efeitos do desflorestamento e do cultivo contínuo sobre a estrutura da matéria orgânica, como a presença de material mais recalcitrante no subsolo sob cultivo: na subsuperfície do solo sob milho a contribuição relativa de O-alquilas e alquilas é significativamente menor do que no solo sob floresta, ao mesmo tempo em que a de aromáticos e carbonilas é maior.

É consenso que os sistemas de cultivo são determinantes do teor, e conseqüentemente dos estoques, de carbono do solo. No entanto, vários trabalhos se dedicam a mostrar que a qualidade da MOS também é fortemente dependente do manejo do solo. Em estudo comparativo entre um sistema de monocultivo de milho com um sistema de rotação de culturas, baseado no uso de leguminosas, Gregorich et al. (2000) mostraram que a matéria orgânica sob a rotação com leguminosas apresentou maior conteúdo

de carbonos aromáticos em relação à monocultura de milho. Os autores atribuem esse carbono preservado à entrada dos resíduos das raízes das leguminosas, além do C que já existia do milho, resultando em mais C aromático após a decomposição dos carboidratos.

Ácidos húmicos extraídos em amostras de solo de áreas sob plantio direto e convencional estabelecidos há onze anos e de área sob mata nativa foram analisados por RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS (Martin Neto et al., 1995). A aromaticidade dos ácidos húmicos seguiu a seqüência plantio direto > plantio convencional > mata, o que pode ter ocorrido devido ao acúmulo de ácidos húmicos mais aromáticos no primeiro sistema, provavelmente causado por uma menor taxa de decomposição dos resíduos e de incorporação do carbono nas substâncias húmicas. Ainda no sistema plantio direto, Bayer et al. (2000) avaliaram o efeito de dez sistemas de cultivo, baseados na rotação cultura de inverno/milho em comparação a sistemas pousio/milho, sobre a estrutura da MOS. Os autores, utilizando RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS e Espectroscopia de Ressonância Paramagnética Eletrônica (EPR), encontraram uma relação estreita e inversa entre a quantidade de resíduos adicionada ao solo pelos sistemas e a aromaticidade dos ácidos húmicos, o que indica a possibilidade de ocorrência da incorporação recente de compostos alifáticos às substâncias húmicas do solo em sistemas com grande potencial de adição de resíduos.

Por outro lado, Pillon (2000), comparando os sistemas de culturas guandu/milho, lablab/milho, pousio/milho entre si e com uma área de campo nativo, observaram que a composição química dos ácidos húmicos, determinada por RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS e EPR, foi pouco afetada pelos sistemas de cultura, e sugere que isto poderia ter ocorrido, devido à elevada contribuição de produtos do metabolismo microbiano que interagem com a matriz mineral e a maior estabilidade coloidal dos ácidos húmicos. No entanto, no que diz respeito às frações densimétricas, a fração orgânica protegida no interior dos agregados (fração leve oclusa) apresentou maior conteúdo de alquilas e carbono aromático e menor conteúdo de O-alquilas do que a fração leve livre, indicando o maior avanço da decomposição. Nos sistemas guandu/milho e lablab/milho, a incorporação de resíduos menos humificados no interior dos agregados influenciou a composição química da fração leve oclusa. A última apresentou maior conteúdo de O-alquilas e menor de alquilas, em relação ao sistema de referência (pousio/milho), o que está de acordo com a incorporação recente de matéria orgânica menos humificada nos sistemas leguminosas/milho. Esses resultados demonstram que o tipo de material



analisado desempenha um importante papel na detecção de diferenças entre sistemas. Pérez et al. (2004) também não encontraram alterações significativas nos ácidos húmicos extraídos por NaOH de amostras de solo coletadas na camada de 0-5 cm de um Latossolo de São Paulo. Foram comparados diferentes sistemas de cultivo com cinco anos de duração (convencional com milho/pousio, convencional milho em rotação com soja/pousio, direto com milho em rotação com soja/pousio e direto com milho/guandu) com uma área adjacente sob vegetação nativa. Os espectros de RMN de  $^{13}\text{C}$  mostraram que a porcentagem relativa de compostos aromáticos esteve em torno de 30% para todas as amostras, independente do sistema de cultivo. No entanto, quando comparados com amostras de área sob vegetação nativa, a porcentagem de aromáticos caiu para 24%, enquanto a porcentagem de alquilas aumentou. Os autores constataram que o efeito do acúmulo constante de resíduos vegetais mostrou ser mais importante do que o tempo de cultivo e sugerem que o alto teor de argila ( $530 \text{ g kg}^{-1}$ ) pode ter protegido os complexos MOS-óxidos de ferro contra alterações estruturais.

A RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS e a EPR foram utilizadas por Dick et al. (2005), para caracterizar a composição química da MOS em perfis de latossolos sob vegetação nativa das regiões Sul, Amazônica e do Distrito Federal. Todos os perfis apresentaram quantidades consideráveis de estruturas consideradas facilmente decomponíveis como O-alquilas, com baixa aromaticidade. Os autores objetivaram ainda investigar a interação organo-mineral nesses solos de mineralogia predominantemente caulinitica e oxidica. Seus resultados demonstraram que a MOS parece ser estabilizada mediante, principalmente, sua interação com os óxidos de ferro e alumínio e a caulinita. O grau de humificação (inferência a partir dos resultados da EPR) demonstrou que a estabilização da MOS pelas interações organo-minerais tende a aumentar em profundidade. Por outro lado, apontam a atuação dos exsudados de raízes e de raízes em decomposição como uma possível causa para a diminuição do grau de decomposição da MOS em profundidade, o que, no entanto, não pôde ser verificado no trabalho.

Assim como alguns dos trabalhos acima relacionados (Dick et al., 2005; Bayer et al., 2000; Pillon, 2000), vários estudos em MOS têm aliado outras técnicas à RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS. O objetivo muitas vezes é comparativo, mas na maioria dos casos a utilização de duas ou mais técnicas em conjunto é realizada no sentido de se obter resultados sejam complementares, e portanto, mais abrangentes e conclusivos.

Além de outras técnicas espectroscópicas, técnicas isotópicas e termogradativas podem ser utilizadas em conjunto com a RMN de  $^{13}\text{C}$ . Quideau et al. (2000) empregaram a medição do  $^{14}\text{C}$ , juntamente com a RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS TOSS, para elucidar a influência da vegetação nos processos de decomposição e formação da MOS. Neste caso, a análise isotópica foi utilizada para se avaliar as taxas de reciclagem do carbono. Golchin et al. (1995) utilizaram três técnicas em conjunto, visando avaliar a estrutura e a dinâmica da MOS em solos sob pastagem e floresta: RMN de  $^{13}\text{C}$  com CPMAS, abundância natural de  $^{13}\text{C}$  (razão isotópica entre  $^{13}\text{C}$  e  $^{12}\text{C}$ ) e pirólise com espectrometria de massa. Esta última é uma técnica termogradativa, que vem sendo cada vez mais utilizada em estudos de MOS com diferentes enfoques, em conjunto com o RMN de  $^{13}\text{C}$  (Beyer, 1996; Fabbri et al., 1998; Zhang et al., 1999; Nierop et al., 1999; Veeken et al., 2000; Nierop et al., 2001b; Wattel-Koekkoek et al., 2001; Canellas et al., 2002; Alcântara et al., 2004) e será detalhada em outro capítulo.

## Desafios e Perspectivas

Conforme visto aqui, existem ainda limitações ao emprego da RMN de  $^{13}\text{C}$  na pesquisa científica. Tais limitações começam pelo alto custo de aquisição e manutenção dos equipamentos. No Brasil, são poucas as universidades e os centros de pesquisa que dispõem de aparelho para ressonância magnética nuclear. De forma geral, é necessário que a demanda por análises seja alta o suficiente para que se justifique a aquisição do equipamento. Na Ciência do Solo, especificamente, ainda existem algumas limitações de caráter técnico, como a falta de pessoal treinado, tanto para o manuseio do aparelho e realização das determinações, quanto para a interpretação dos resultados. Este quadro está se transformando aos poucos, visto o número crescente de trabalhos com a aplicação de RMN de  $^{13}\text{C}$  em estudos de MOS.

A própria ferramenta em si ainda apresenta algumas limitações, conforme discutido anteriormente. Entretanto, muitos têm sido os pesquisadores dedicados ao estudo de alternativas que possam melhorar a resolução dos espectros de RMN e contornar problemas como os altos teores de íons paramagnéticos (como por exemplo o ferro, naturalmente presente nos Latossolos Brasileiros) nas amostras. Com esse esforço, têm sido obtidos

resultados bastante significativos, principalmente no que diz respeito ao melhor entendimento dos processos de formação, decomposição e humificação da MOS, e aos efeitos dos sistemas agrícolas sobre sua qualidade.

Para os próximos anos, as perspectivas são de avanço, não apenas na RMN, bem como em todas as técnicas espectroscópicas, e de maior utilização das mesmas na caracterização estrutural da MOS e da sua dinâmica de decomposição, como ferramenta para se avaliar a sustentabilidade de sistemas naturais e agrícolas.

## Referências

ALCÂNTARA, F. A. de; BUURMAN, P.; CURI, N.; FURTINI NETO, A. E.; LAGEN, B. van; MEIJER, E. Changes in soil organic matter composition after introduction of riparian vegetation on shores of hydroelectric reservoirs (Southeast Brazil). **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 36, p. 197-1508, 2004.

BALDOCK, J. A.; OADES, J. M.; WATERS, A. G.; PENG, X.; VASSALO, A. M.; WILSON, M. A. Aspects of the chemical structure of soil organic materials as revealed by solid-state  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v. 16, p. 1-42, 1992.

BARTON, D. H. R.; SCHNITZER, M. A new experimental approach to the humic acid problem. **Nature**, London, v. 198, p. 217-218, 1963.

BAYER, C.; MARTIN-NETO, L.; MIELNICZUCK, J.; CERETTA, C. A. Effect of no-till cropping systems on soil organic matter in a sandy clay loam Acrisol from Southern Brazil monitored by electron spin resonance and nuclear magnetic resonance. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 53, p. 95-104, 2000.

BAYER, C.; MARTIN-NETO, L.; MIELNICZUK, J.; PILLON, C. N.; SANGOI, L. Changes in soil organic matter fractions under subtropical no-till cropping systems. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 65, p. 1473-1478, 2001.

BEYER, L. Soil organic matter composition of spodic horizons in Podzols of the Northwest German Lower Plain. **The Science of the Total Environment**, Amsterdam, v. 181, p. 167-180, 1996.

BEYER, L.; CORDSEN, E.; BLUME, H. P.; SCHLEUSS, U.; VOGT, B.; WU, Q. Soil organic matter composition in urbic anthrosols in the city of Kiel, NW-Germany, as revealed by wet chemistry and CPMAS  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy of whole soil samples. **Soil Technology**, Cremlingen, v. 9, p. 121-132, 1996.

BLIGNY, R.; DOUCE, R. NMR and plant metabolism. **Current Opinion in Plant Biology**, Oxford, v. 4, p. 191-196, 2001.

CANELLAS, L. P.; MORAES, A. A.; RUMJANEK, V. M.; GARCIA, M. R.; GURIDI, F.; SANTOS, G. A.; VELLOSO, A. C. X.; BRAZ-FILHO, R. Structural features of humic acids isolated from soils amended with urban organic residues: na elemental composition,  $^{13}\text{C}$  NMR and Py-GC/MS analysis. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 26, p. 333-341, 2002.

CANELLAS, L. P.; SANTOS, G. A.; MORAES, A. A.; RUMJANEK, V. M.; OLIVARES, F. L. Avaliação de características de ácidos húmicos de resíduos de origem urbana: I. Métodos espectroscópicos (UV-Vis, IV, RMN de  $\text{C}^{13}$  com CPMAS) e microscopia eletrônica de varredura. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 24, p. 741-750, 2000.

CARVALHO, A. M. de. **Uso de plantas condicionadoras com incorporação e sem incorporação no solo**: composição química e decomposição dos resíduos vegetais; disponibilidade de fósforo e emissão de gases. 2005. 199 p. Tese (Doutorado) - Universidade de Brasília, Brasília.

CERETTA, C. A. **Fracionamento de N orgânico, substâncias húmicas e caracterização de ácidos húmicos de solo sem sistemas de cultura sob plantio direto**. 1995. 127 p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal Rural do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

CERETTA, C. A.; BAYER, C.; DICK, D. P.; MARTIN-NETO, L.; COLNAGO, L. A. Métodos espectroscópicos. In: SANTOS, G. A.; CAMARGO, F. A. O. (Ed.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo**: ecossistemas tropicais e subtropicais. Porto Alegre: Genesis, 1999. p. 293-330.

CONTE, P.; PICCOLO, A. Quantitative differences in evaluating soil humic substances by liquid- and solid-state  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 80, p. 339-352, 1997.

CONTE, P.; PICCOLO, A.; LAGEN, B. van; BUURMAN, P.; JAGER, P. A. Quantitative aspects of solid-state  $^{13}\text{C}$ -NMR spectra of humic substances from soils of volcanic systems. **Geoderma**, Amsterdam, v. 80, p. 327-338, 1997.

CORREIA, M. E. F.; ANDRADE, A. G. de. Formação de serapilheira e ciclagem de nutrientes. In: SANTOS, G. A.; CAMARGO, F. A. O. (Ed.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais**. Porto Alegre: Genesis, 1999. p. 197-225.

DAI, K'O H.; JOHNSON, C. E. Applicability of solid-state  $^{13}\text{C}$  CPMAS NMR analysis in Spodosols: chemical removal of magnetic materials. **Geoderma**, Amsterdam, v. 93, p. 289-310, 1999.

DICK, D. P.; GOMES, J.; BAYER, C.; BODMAN, B. Adsorção de ácidos húmicos em Latossolo Roxo natural e tratado com oxalato de amônio. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 24, p. 285-294, 2000.

DICK, D. P.; GONÇALVES, C. N.; DALMOLIN, R. S. D.; KNICKER, H.; KLAMT, E.; JÖGEL-KNABNER, I.; SIMÕES, M. L.; MARTIN-NETO, L. Characteristics of soil organic matter of different Brazilian Ferralsols under native vegetation as a function of soil depth. **Geoderma**, Amsterdam, v. 124, p. 319-333, 2005.

DICK, D. P.; MANGRICH, A. S.; MENEZES, S. M. C.; PEREIRA, B. F. Chemical and spectroscopical characterization of humic acids from two South Brazilian coals of different ranks. **Journal of Brazilian Chemical Society**, São Paulo, v. 13, p. 177-182, 2002.

DIXON, W. T.; CHAEFER, J.; SEFCIK, M. D.; STEJSKAL, E. O.; MCKAY, R. A. Total suppression of sidebands in CPMAS  $^{13}\text{C}$  NMR. **Journal of Magnetic Resonance**, San Diego, v. 49, p. 341-345, 1982.

DORAN, J. W. Soil quality and sustainability. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 26., 1997, Rio de Janeiro. **Informação de solos na globalização do conhecimento sobre o uso das terras: anais**. Rio de Janeiro: SBSC: EMBRAPA-CNPS: EMBRAPA-CNPAB, 1997. 1 CD-ROM.

FABBRI, D.; MONGARDI, M.; MONTANARI, L.; GALETTI, G. C.; CHIAVARI, G.; SCOTTI, R. Comparison between CPMAS  $^{13}\text{C}$  NMR and pyrolysis-GC/MS in the structural characterization of humins and humic acids of soil and sediments. **Fresenius Journal of Analytical Chemistry**, Berlim, v. 362, p. 299-306, 1998.

GOLCHIN, A.; OADES, J. M.; SKJEMSTAD, J. O.; CLARKE, P. Structural and dynamic properties of soil organic matter as reflected by  $^{13}\text{C}$  natural abundance, pyrolysis mass spectrometry and solid-state  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy in density fractions of an oxisol under forest and pasture. **Australian Journal of Soil Research**, Victoria, v. 33, p. 59-76, 1995.

GOLCHIN, A.; CLARKE, P.; BALDOCK, J. A.; HIGASHI, T.; SKJEMSTAD, J. O.; OADES, J. M. The effects of vegetation and burning on the chemical composition of soil organic matter in a volcanic ash soil as shown by  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy. I. Whole soil and humic acid fraction. **Geoderma**, Amsterdam, v. 76, p. 155-174, 1997.

GONÇALVES, C. N.; DALMOLIN, R.; DICK, D. P.; KNICKER, H.; KLAMT, E.; KÖGEL-KNABNER, I. The effect of 10%HF treatment on the resolution of CPMAS  $^{13}\text{C}$  NMR spectra and on the quality of organic matter in Ferralsols. **Geoderma**, Amsterdam, v. 116, p. 373-392, 2003.

GONZÁLEZ-VILA, F. J.; LENTZ, H.; LÜDEMANN, H. D. FT- $^{13}\text{C}$  nuclear magnetic resonance spectra of natural humic substances. **Biochemistry and Biophysical Research Communications**, San Diego, v. 72, p. 1063-1070, 1976.

GREGORICH, E. G.; DRURY, C. F.; BALDOCK, J. A. Changes in soil carbon under long-term maize in monoculture and legume-based rotation. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 32, p. 21-31, 2000.

GREGORICH, E. G.; MONREAL, C. M.; SCHNITZER, M.; SCHULTEN, H. R. Transformation of plant residues into soil organic matter: chemical characterization of plant tissue, isolated soil fractions, and whole soils. **Soil Science**, Baltimore, v. 161, p. 680-693, 1996.

GUGGENBERGER, G.; ZECH, W. Soil organic matter composition under primary forest, pasture, and secondary forest succession, Région Huetar Norte, Costa Rica. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 124, p. 93-104, 1999.

HEMMINGA, M. A.; BUURMAN, P. NMR in soil science. **Geoderma**, Amsterdam, v. 80, p. 221-224, 1997.

HOPKINS, D. W.; CHUDEK, J. A.; WEBSTER, E. A.; BARRACLOUGH, D. Following the decomposition of ryegrass labeled with  $^{13}\text{C}$  and  $^{15}\text{N}$  in soil by solid-state nuclear magnetic resonance spectroscopy. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 48, p. 623-631, 1997.

KENTGENS, A. P. M. A practical guide to solid-state NMR of half-integer quadrupolar nuclei with some applications to disordered systems. **Geoderma**, Amsterdam, v. 80, p. 271-306, 1997.

KINCESH, P.; POWLSON, D. S.; RANDALL, E. W.  $^{13}\text{C}$ -NMR studies of organic matter in whole soils, I. Quantification possibilities. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 46, p. 125-138, 1995a.

KINCESH, P.; POWLSON, D. S.; RANDALL, E. W.  $^{13}\text{C}$ -NMR studies of organic matter in whole soils, II. A case study of some Rothamstead soils. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 46, p. 125-138, 1995b.

KÖGEL-KNABER, I.  $^{13}\text{C}$  and  $^{15}\text{N}$  NMR spectroscopy as a tool in soil organic matter studies. **Geoderma**, Amsterdam, v. 80, p. 243-270, 1997.

KÖGEL-KNABER, I. Analytical approaches for characterizing soil organic matter. **Organic Geochemistry**, Elmsford, v. 31, p. 609-625, 2000.

KÖGEL-KNABER, I. The macromolecular organic composition of plant and microbial residues as inputs to soil organic matter. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 34, p. 139-162, 2002.

MAHIEU, N.; POWLSON, D. S.; RANDALL, E. W. Statistical analysis of published Carbon-13 CPMAS NMR spectra of soil organic matter. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 63, p. 307-319, 1999.

MARTIN NETO, L.; BONAMANGA, T. J.; COLNAGO, L. A.; PANEPUCCI, H. C.; VIEIRA, E.; MIYASAWA, M. Efeitos de diferentes manejos do solo sobre as substâncias húmicas: avaliação com ressonância magnética nuclear. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 25., 1995, Viçosa, MG. **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado**: resumos expandidos. Viçosa, MG: SBCS: UFV, 1995. v. 4, p. 1810-1812.

MIELNICZUK, J. Matéria orgânica e a sustentabilidade em sistemas agrícolas. In: SANTOS, G. A.; CAMARGO, F. A. O. (Ed.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo**: ecossistemas tropicais e subtropicais. Porto Alegre: Genesis, 1999. p. 1-8.

NEYROD, J. A.; SCHNITZER, M. The chemistry of high molecular weight fulvic acid fractions. **Canadian Journal of Chemistry**, Ottawa, v. 52, p. 4123-4132, 1972.

NIEROP, K. G. J.; BUURMAN, P.; LEEUW, J. W. de. Effect of vegetation on chemical composition of H horizons in incipient podzols as characterized by <sup>13</sup>C NMR and pyrolysis-GC/MS. **Geoderma**, Amsterdam, v. 90, p. 111-129, 1999.

NIEROP, K. G. J.; PULLEMAN, M. M.; MARINISSEN, J. C. Y. Management induced organic matter differentiation in grassland and arable soil: a study using pyrolysis techniques. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 33, p. 755-764, 2001a.

NIEROP, K. G. J.; VAN LAGEN, B.; BUURMAN, P. Composition of plant tissues and soil organic matter in the first stages of a vegetation succession. **Geoderma**, Amsterdam, v. 100, p. 1-24, 2001b.

PÉREZ, M. G.; MARTIN-NETO, L.; SAAB, S. C.; NOVOTNY, E. H.; MILORI, D. M. B. P.; BAGNATO, V. S.; COLNAGO, L. A.; MELO, W. J.; KNICKER, H. Characterisation of humic acids from a Brazilian Oxisol under different tillage systems by EPR, <sup>13</sup>C NMR, FTIR and fluorescence spectroscopy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 118, p. 181-190, 2004.



PILLON, C. N. **Alterações no conteúdo e na qualidade da matéria orgânica do solo induzidas por sistemas de cultura em plantio direto.** 2000. 232 p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

PRESTON, C. M. Using NMR to characterize the development of soil organic matter with varying climate and vegetation. In: STABLES isotopes in plant nutrition, soil fertility and environmental studies. Vienna: International Atomic Energy Agency, 1991. p. 27-36.

PRESTON, C. M. Applications of NMR to soil organic matter analysis: history and prospects. **Soil Science**, Baltimore, v. 161, p. 144-166, 1996.

QUIDEAU, S. A.; ANDERSON, M. A.; GRAHAM, R. C.; CHADWICK, O. A.; TRUMBORE, S. E. Soil organic matter processes: characterization by  $^{13}\text{C}$  NMR and  $^{14}\text{C}$  measurements. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 138, p. 19-27, 2000.

RANDALL, E. W.; MAHIEU, N.; IVANOVA, G. I. NMR studies of soil, soil organic matter and nutrients: spectroscopy and imaging. **Geoderma**, Amsterdam, v. 80, p. 307-326, 1997.

SCHMIDT, M. W. I.; KNICKER, H.; KÖGEL-KNABNER, I. Organic matter accumulating in Aeh and Bh horizons of a Podzol - chemical characterisation in primary organo-mineral associations. **Organic Geochemistry**, Elmsford, v. 31, p. 727-734, 2000.

SCHMIDT-ROHR, K.; SPIESS, H. W. **Multidimensional solid-state NMR and polymers.** San Diego: Academic Press, 1994. 123 p.

SCHOLES, M. C.; POWLSON, D.; TIAN, G. Input control of organic matter dynamics. **Geoderma**, Amsterdam, v. 79, p. 25-47, 1997.

SILVA, J. E.; LEMAINSKI, J.; RESK, D. V. S. Perdas de matéria orgânica e suas relações com a capacidade de troca catiônica em solos da região dos cerrados do oeste baiano. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 18, p. 541-547, 1994.

SKJEMSTAD, J. O.; CLARKE, P.; TAYLOR, J. A. The removal of magnetic materials from surface soils. A solid state  $^{13}\text{C}$  CPMAS NMR study. **Australian Journal of Soil Research**, v. 32, p. 1215-1229, 1994.

SLICHTER, C. P. **Principles of magnetic resonance**. Berlin: Spring Verlag, 1990. 264 p.

SWIFT, M. J.; HEAL, O. W.; ANDERSON, J. M. **Decomposition in terrestrial ecosystems**. Oxford: Blackwell, 1979. 372 p. (Studies in ecology, 5).

VEEKEN, A.; NIEROP, K.; WILDE, V. de; HAMELERS, B. Characterisation of NaOH-extracted humic acids during composting of a biowaste. **Bioresource Technology**, Essex, v. 72, p. 33-41, 2000.

VEEMAN, W. S. Nuclear magnetic resonance, a simple introduction to the principles and applications. **Geoderma**, Amsterdam, v. 80, p. 225-242, 1997.

WATTEL-KOEKKOEK, E.; GENUCHTEN, P. P. L. van; BUURMAN, P.; LAGEN, B. van. Amount and composition of clay-associated soil organic matter in a range of kaolinitic and smectitic soils. **Geoderma**, Amsterdam, .99, p. 27-49, 2001.

WILSON, M. A. Application of nuclear magnetic resonance spectroscopy to organic matter in whole soils. In: MacCARTHY, P. (Ed.). **Humic substances in soil and crop sciences**. Madison: ASA: SSSA, 1990. p. 221-260.

WILSON, M. A. **NMR techniques and applications in geochemistry and soil chemistry**. Oxford: Pergamon, 1987. 353 p.

ZECH, W.; SENESI, N.; GUGGENBERGER, G.; KAISER, K.; LEHMANN, J.; MIANO, M. T.; MILTNER, A.; SCHROTH, G. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. **Geoderma**, Amsterdam, v. 79, p. 117-16, 1997.

ZHANG, J.; ZHAI, J.; ZHAO, F.; TAO, Z. Study of soil humic substances by cross-polarization magic angle spinning  $^{13}\text{C}$  nuclear magnetic resonance and pyrolysis-capillary gas chromatography. **Analytica Chimica Acta**, Amsterdam, v. 378, p. 177-182, 1999.

# 10

## **Pirólise Associada à Cromatografia Gasosa e Espectrometria de Massa Aplicada a Estudos de Caracterização Química da Matéria Orgânica do Solo**

Flávia Aparecida de Alcântara

**Resumo** - Dentre as inúmeras técnicas que vêm sendo utilizadas em estudos sobre a dinâmica e a composição química da matéria orgânica do solo (MOS), tem se destacado, além das técnicas espectroscópicas, como a Ressonância Magnética Nuclear de (RMN) de  $^{13}\text{C}$ , uma técnica termogravimétrica de grande potencial, a Pirólise associada à Cromatografia Gasosa e Espectrometria de Massa (Pi-CG/EM). Esta técnica consiste basicamente na quebra dos polímeros orgânicos em seus componentes menores, mediante degradação térmica em atmosfera inerte (pirólise), com posterior separação dos produtos dessa quebra, ou fragmentos, com base no peso molecular (cromatografia gasosa) e sua detecção e identificação (espectrometria de massa). A Pi-CG/EM pode ser empregada em material vegetal (p. ex. serapilheira, resíduos de plantas), em solo intacto ou nas substâncias húmicas extraídas do solo. Diferentemente da RMN de  $^{13}\text{C}$ , que caracteriza estruturalmente a MOS, isto é, permite a obtenção do que seria a estrutura da MOS em termos dos grupos de carbono presentes, a Pi-CG/EM permite que se obtenha o que podemos chamar de "impressão digital" da MOS. Isto significa que, com sua aplicação, é possível alcançar um elevado grau de detalhamento dessa estrutura de carbono observada na RMN. As duas técnicas, que têm sido muitas vezes utilizadas como complementares,

têm em comum a possibilidade de semi-quantificação: no caso da RMN de  $^{13}\text{C}$ , (semi) quantifica-se a contribuição de cada um dos grandes grupos de carbono; enquanto que no caso da Pi-CG/EM, a contribuição de cada pequeno composto orgânico que forma as macromoléculas, que por sua vez, formam esses grandes grupos de carbono. Com a Pi-CG/EM, pode-se elucidar quais são os principais compostos constituintes, por exemplo, das ligninas ou dos polisacarídeos presentes no material analisado. Na interpretação dos resultados Pi-CG/EM, duas diferentes abordagens podem ser utilizadas, sendo uma apenas qualitativa e outra, qualitativa/quantitativa. Na primeira, obtém-se a impressão digital do material vegetal ou da MOS e podem-se utilizar os resultados para detectar alterações qualitativas em sua composição, em função de manejos distintos ou de diferentes origens. Já na segunda, os resultados semi-quantitativos podem ser utilizados para avaliar alterações quantitativas na composição química da MOS, ou seja, em sua qualidade. Alguns desafios, como a complexidade dos pirolisados e a identificação das macromoléculas que lhes deram origem, ainda precisam ser superados. No entanto, o alto grau de refinamento dos resultados e a facilidade de operação, bem como o custo relativamente baixo dos equipamentos, tornam a Pi-CG/EM uma técnica bastante promissora em estudos de MOS. Para o futuro, as perspectivas são de maior desenvolvimento desta técnica, bem como dos procedimentos matemáticos e estatísticos de tratamento dos resultados semi-quantitativos.

# Pyrolysis Associated to Gas Chromatography and Mass Spectrometry Applied to Chemical Characterization of Soil Organic Matter

**Abstract** - Pyrolysis associated to Gas Chromatography and Mass Spectrometry (Py-GC/MS), as well as spectroscopy techniques, for instance the Nuclear Magnetic Resonance (NMR) of  $^{13}\text{C}$ , has showed to be a powerful tool in studies on soil organic matter (SOM) dynamics and chemical composition. The technique consists basically in the break-up of organic polymers (large molecules) into small fragments, under inert atmosphere (pyrolysis), with further separation of these fragments according to their molecular weight (gas chromatography), and their detection and identification (mass spectrometry). It can be applied to vegetal material; whole soils or chemically extracted humic substances. While  $^{13}\text{C}$  NMR gives the SOM structure in terms of carbon types, Py-GC/MS is used for “fingerprinting” SOM and offers detailed insights in the carbon structure detected by NMR. These two techniques, that provide complementary information, have in common the possibility of semi-quantification: in  $^{13}\text{C}$  NMR, the contribution of each carbon type to the SOM structure is semi-quantified; in Py-GC/MS, the contribution of each organic compound that constitutes the macromolecules present in the carbon groups detected by NMR is semi-quantified. Therefore, the application of Py-GC/MS allows elucidating the main compounds that constitute macromolecules such as lignin and polysaccharides. For data interpretation, two different approaches can be used: the qualitative and the qualitative/quantitative approaches. With the first, the fingerprint of SOM is used to detect qualitative alterations in its composition, as a function of distinct soil management practices or SOM origins. With the second, the semi-quantitative results can be used to evaluate quantitative alterations in SOM chemical composition, that is, quantitative alterations in its quality. Some challenges still have to be overcome, for instance the high complexity of the

pyrolysates and the difficulties in the identification of their real origin (e.g. if the pyrolysate is a result of the break-up of a lignin or a protein). Nevertheless, the high level of screening and the technical facility, as well as the relatively low costs of the equipment, make Py-GC/MS a promising tool for SOM studies. For the future, the perspectives are the best as possible: the further development of the technique, and the establishment of the most adequate mathematical and statistical procedures for treating the semi-quantitative results.

## Introdução

A técnica da pirólise, tal como apresentada neste capítulo, envolve a quebra de grandes moléculas em pequenos fragmentos, que são separados por cromatografia gasosa e identificados por espectrometria de massa. Enquanto a Ressonância Magnética Nuclear de (RMN) de  $^{13}\text{C}$  revela a estrutura geral da matéria orgânica do solo (MOS), a Pirólise associada à Cromatografia Gasosa e Espectrometria de Massa (Pi-CG/EM ou P-CG-EM) permite o reconhecimento de características individuais desta estrutura (Fabbri et al., 1998), mediante a separação e identificação de compostos específicos, que constituem as macromoléculas ou polímeros orgânicos, como ligninas e polisacarídeos que, por sua vez, são os “blocos de construção” da MOS. Portanto, as duas técnicas, RMN de  $^{13}\text{C}$  e Pi-CG/EM, podem ser utilizadas em conjunto, a fim de que uma complemente os resultados da outra.

Como principais vantagens da Pi-CG/EM podem-se destacar o refinamento das informações sobre a caracterização química da MOS obtidas com os espectros (Zhang et al., 1999), sendo até mesmo possível detectar a contribuição de estruturas microbianas para a formação da matéria orgânica. Além disso, esta técnica possibilita que se faça uma varredura rápida do material, necessitando para tal, apenas miligramas de amostra (Stankiewicz et al., 1996). Em relação a RMN de  $^{13}\text{C}$ , além do maior grau de detalhamento, a Pi-CG/EM apresenta ainda a vantagem do menor custo de aquisição e manutenção dos equipamentos. Por outro lado, um aspecto limitante da aplicação da Pi-CG/EM em estudos de MOS é que os produtos da pirólise obtidos com a quebra das estruturas macromoleculares do material orgânico apresentam um alto grau de complexidade, o que causa uma certa dificuldade na interpretação dos resultados (Saiz-Jimenez, 1994). Além dos compostos que constituem as macromoléculas, também podem aparecer como produtos da pirólise alguns produtos de oxidação, como por exemplo ácido acético e  $\text{CH}_4$ , e ainda, “artefatos” produzidos por rearranjos, isto é, compostos que originalmente não fazem parte do material analisado, mas são formados durante o processo. Não obstante, estes obstáculos não têm impedido que a Pi-CG/EM seja empregada com sucesso na avaliação de alterações qualitativas na MOS proveniente de solos submetidos a diferentes sistemas de manejo ou sob diferentes coberturas vegetais (p. ex. Leeuw et al., 1986; Stuczynsk et al., 1997; Masciandaro et al., 1998; Nierop et al., 2001b). No Brasil, ainda são encontrados na literatura poucos trabalhos utilizando a Pi-CG/EM na caracterização química de resíduos vegetais ou MOS; alguns

foram realizados dentro do país (Canellas et al., 2000, 2002) e outros fora, mas por equipes envolvendo pesquisadores brasileiros e com material de solo ou planta proveniente do Brasil (Franchini et al., 2002; Alcântara et al., 2004a,b).

Neste capítulo, serão abordados basicamente os princípios da técnica de Pi-CG/EM; sua aplicabilidade aos estudos de MOS, levando em consideração resíduos vegetais e substâncias húmicas extraídas do solo; e o tipo de abordagem utilizada para apresentação dos resultados e alcance dos objetivos.

## **Definição, Princípios e Breve Histórico**

A pirólise é uma técnica termogradativa, que pode ser definida como a degradação térmica de um material em atmosfera inerte, ou de maneira ainda mais simples, como, a quebra de grandes moléculas em fragmentos, usando energia térmica e na ausência de oxigênio. Os fragmentos da pirólise são separados por cromatografia gasosa e posteriormente identificados por espectrometria de massa. Portanto, nesta técnica o pirolisador é acoplado ao cromatógrafo à gás e ao espectrômetro de massa, sendo que a essa associação convencionou-se chamar Pirólise associada à Cromatografia Gasosa e Espectrometria de Massa (Pi-CG/EM ou P-CG/EM).

O primeiro passo na Pi-CG/EM é a pirólise propriamente dita, quando ocorrerá uma transferência rápida de calor para a amostra, provocando sua fragmentação. Segundo Blacdwel et al. (1989), podem ser utilizados fornos pirolisadores ou filamentos. Nos fornos, a quantidade de amostra requerida é maior e a taxa de transferência de calor, menor. Quanto aos filamentos, que requerem pequenas quantidades de amostra, existem aqueles que são aquecidos por uma resistência até a temperatura de pirólise, e aqueles chamados ferromagnéticos, para os quais o calor é induzido por meio de uma bobina de radiofrequência. No primeiro caso, a amostra é acondicionada numa cubeta de quartzo, que é posicionada junto ao filamento. No segundo caso, a amostra é prensada no filamento ferromagnético, o qual é então colocado, com a amostra, dentro do pirolisador. O filamento pode ser de Fe, Co ou Ni e a temperatura a ser atingida é determinada pelo tipo de metal, sendo aumentada até atingir o “Ponto Curie” do mesmo. A partir desse ponto, a energia magnética não será mais absorvida de forma efetiva e não haverá



mais aumento de temperatura. Após a quebra das moléculas, os fragmentos (produtos da pirólise) são separados pela cromatografia gasosa, com base em seu peso molecular, em resposta à passagem do gás carreador. O resultado é um cromatograma com picos correspondentes a cada fragmento. O próximo passo é a identificação de cada pico pela espectrometria de massa, mediante a relação massa:carga ( $m/z$ ) dos íons que os compõem (Schulten & Schnitzer, 1992; Schnitzer & Schulten, 1995). A identificação de cada composto é feita por meio do emparelhamento dos espectros com dados de programas de computador específicos, que funcionam como “bibliotecas de espectros”. A comparação com dados da literatura pode ser utilizada adicionalmente aos programas. A partir da identificação dos compostos pode-se optar por duas abordagens: (1) qualitativa e (2) qualitativa/quantitativa. Na primeira, os produtos da pirólise são identificados e obtém-se uma “impressão digital” da MOS, que pode ser usada para avaliar alterações na qualidade da matéria orgânica provenientes, por exemplo, de mudanças na cobertura vegetal do solo. Na segunda, além da comparação qualitativa, consegue-se comparar amostras, ou de maneira mais ampla, comparar situações de laboratório ou campo, quantitativamente. Isto é, a última possibilita avaliar alterações quantitativas nas características químicas da MOS. Exemplos de ambas as abordagens serão vistos na próxima seção.

É importante salientar que uma macromolécula será sempre fragmentada de maneira própria, específica, e outra amostra do mesmo material, aquecida à mesma temperatura, se comportará exatamente da mesma maneira. Isto torna a análise dos produtos da pirólise reproduzível, quando se pretende estudar a macromolécula original (Wramppler, 1999). No entanto, é preciso considerar que a MOS é um material complexo, de natureza polimérica. Por causa dessa complexidade, e como deve ocorrer em qualquer análise aplicada aos estudos de MOS, é necessário que se tenha uma referência, uma situação que represente um padrão de comportamento e que atue como comparativo. Além disso, o sistema (os três aparelhos acoplados) deve ser calibrado, sempre antes de sua utilização, com um material orgânico “puro”, como por exemplo turfa. Amostras desse material devem ser processadas sempre antes do início da análise de amostras experimentais.

No que diz respeito as amostras, vários procedimentos têm sido utilizados para extrair a MOS previamente a sua caracterização química por Pi-CG/EM. A extração alcalina com NaOH ou  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$  tem sido empregada em muitos

trabalhos para separar o material orgânico (p.ex. Nierop & Buurman, 1998; Clapp & Hayes, 1999; Velthorst et al., 1999; Alcântara et al., 2004).

Os primeiros relatos de utilização da Pi-CG/EM, segundo Saiz-Jimenez (1994), vêm do trabalho de Simmonds et al. (1969), que a empregaram em amostras da superfície do solo do deserto da Califórnia, com o objetivo de detectar moléculas orgânicas que indicassem a presença de atividade biológica, a fim de utilizar a técnica posteriormente em Marte. De acordo com a revisão realizada por Wrangler (1999), tanto a Pirólise associada apenas à cromatografia gasosa (Pi-CG) quanto a Pi-CG/EM têm sido cada vez mais utilizadas por uma extensa gama de áreas da Ciência e da Tecnologia. Os autores citam o emprego dessas técnicas em materiais utilizados nas artes plásticas, como pigmentos, vernizes e tintas; em fragmentos de tintas e outros materiais detectados pela medicina legal em acidentes e crimes; na análise de polímeros sintéticos, como os plásticos e borrachas; em materiais petroquímicos; em amostras de água, solo e ar visando à investigação de contaminantes ambientais; na análise de amostras biológicas, como por exemplo para diferenciar microrganismos a partir da distinção de marcadores químicos; e na tecnologia de alimentos, para identificação de gorduras e óleos de origem animal e vegetal. Nas Ciências Agrárias, o autor cita a importância que a técnica tem assumido na química do solo. Neste contexto, além da investigação sobre a natureza química da MOS, a Pi-GC/EM pode ser usada em combinação com a análise isotópica de  $^{13}\text{C}$ , obtendo-se, ao mesmo tempo, a estrutura química e a composição isotópica da MOS. Nesse tipo de estudo (p.ex. Gleixner e Schmidt, 1998; Gleixner et al., 2002), acopla-se um forno para combustão e um espectrômetro de massa para razão isotópica ao equipamento de Pi-CG/EM.

## **Aplicações da pirólise aos estudos de caracterização química da MOS**

### **Abordagem qualitativa**

O principal objetivo dos trabalhos que utilizam esta abordagem é a identificação dos compostos presentes no material analisado, o qual pode se tratar de partes de plantas, solo intacto ou substâncias húmicas. Independentemente do tipo de material, a pirólise gera um grande número de produtos, em sua maioria, originados da quebra de estruturas bem definidas,

como polissacarídeos, ligninas, proteínas, compostos aromáticos e ácidos graxos, além dos produtos de oxidação e artefatos.

Após a identificação dos picos pela espectrometria de massas, atribui-se aos produtos da pirólise sua possível fonte. A título de ilustração, são apresentados na Tabela 1, alguns dos compostos identificados após a Pi-CG/EM de amostras de material vegetal (serapilheira) e substâncias húmicas extraídas do solo (Latossolo Vermelho Amarelo Ácrico). Nesses dados, extraídos de Alcântara et al. (2004a), foram observados principalmente produtos da quebra de proteínas, polissacarídeos e ligninas. Alguns produtos da pirólise podem ser derivados de diferentes estruturas, como por exemplo o 2-metilfenol (pico nº 19), que pode ter se originado da degradação térmica de polifenóis, de ligninas, ou ainda de proteínas.

**Tabela 1.** Lista de produtos da pirólise de serapilheira e ácidos húmicos.

Pico (nº)	Composto	Possível fonte <sup>(1)</sup>	Massas <sup>(2)</sup>
1	2-metilfurano	Ps	53+82
3	Benzeno	Pp	51+78
4	Piridina	Pr	52+79
5	Pirrol	Pr	53+67
6	Tolueno	Pp	65+91
8	Metilpiridina	Pr	66+93
9	2-furaldeído	Ps	67+95
17	Fenol	Pp/Lg/Pr	66+94
19	2-metilfenol	Pp/Lg/Pr	79+108

<sup>(1)</sup> Legenda: Ps = polissacarídeos, Pp = polifenóis, Pr = proteínas, Lg = ligninas.

<sup>(2)</sup> Massas específicas utilizadas na integração.

**Fonte:** Adaptado de Alcântara et al. (2004b).

Saiz-Jimenez & Leeuw (1986a) utilizaram a Pi-CG/EM para caracterizar quimicamente as frações da MOS extraídas de um Typic Xerochrept sob vegetação de pradaria. Os autores compararam os produtos da pirólise dos ácidos húmicos, dos ácidos fúlvicos e da humina, provenientes do fracionamento, com resultados prévios da pirólise de ligninas, polissacarídeos e proteínas. Na fração ácidos fúlvicos, os principais produtos encontrados foram polissacarídeos, além de carboidratos e polifenóis. Quanto aos ácidos húmicos e as huminas, estes mostraram ser uma mistura complexa de vários biopolímeros, como polissacarídeos, lignina parcialmente degradada,

peptídeos e lipídeos. No que diz respeito especificamente à lignina e seu potencial como biomarcador para estudos sobre adição de materiais de planta ao solo, Saiz-Jimenez & Leeuw (1986b) demonstraram que vários produtos da pirólise, resultantes da quebra dessas ligninas, são comuns tanto a madeiras com diferentes graus de resistência à decomposição, quanto à lignina de gramíneas. Isto significa que esses produtos podem ser utilizados como biomarcadores na relação vegetação-MOS.

A estrutura química dos ácidos húmicos também foi detalhada nos trabalhos de Saiz-Jimenez & Leeuw (1987a,b). O principal objetivo desses trabalhos foi contribuir para o entendimento da natureza química dos componentes de planta presentes nos ácidos húmicos, mediante a identificação daqueles produtos da pirólise, provenientes de constituintes de planta, que permanecem intactos mesmo após hidrólise ácida. Os resultados sugerem que a lignina não é um contribuinte que represente bem a parte mais resistente dos ácidos húmicos, pois foi observado que, após a hidrólise, grande parte dos pirolisados se constituía de macromoléculas alifáticas, como por exemplo alcanos. Portanto, biopolímeros altamente alifáticos encontrados em cutículas de plantas, bem como suberinas, são provavelmente parte significativa e resistente dos ácidos húmicos.

No Brasil, Canellas et al. (2000), aplicaram a Pi-CG/EM para avaliar a estrutura dos ácidos húmicos extraídos de composto de resíduos urbanos e de lodo de estação de tratamento de esgoto. A presença de compostos derivados de ligninas, de fenóis e de furanos nos ácidos húmicos estudados evidenciou que o processo de formação das substâncias húmicas no solo é válido também para sua evolução em materiais orgânicos de origem urbana. Foi possível, ainda, verificar que os ácidos húmicos nos dois materiais se encontravam em estágio inicial de evolução, o que foi inferido mediante a presença, em grande proporção, de ácidos graxos esterificados. Outro resultado interessante foi a detecção de fragmentos de ftalatos de dioctila na estrutura dos ácidos húmicos, indicando a possível contaminação do material orgânico por resíduos plásticos.

Além dos aspectos relacionados ao desvencilhamento da estrutura de materiais orgânicos já presentes ou adicionados ao solo, a abordagem qualitativa da Pi-CG/EM também pode funcionar como um indicativo poderoso de alterações na MOS, promovidas por mudanças no uso da terra ou no sistema de manejo. Um bom exemplo desta aplicação é o trabalho de Nierop et al. (2001b). Os autores utilizaram a Pi-CG/EM em amostras de solo

(Fluventic Eutrudept) de diferentes profundidades (1-4, 4-10 e 10-20 cm) da camada arável, coletadas em uma seqüência com mais de 70 anos de histórico, a saber: pastagem permanente solo manejado organicamente solo manejado convencionalmente. Nas duas áreas sob manejo, utilizava-se uma rotação de 3-4 anos com culturas (batata, beterraba, milho, hortaliças folhosas) e 2-3 anos com gramíneas. Na época da amostragem, ambas se encontravam na fase das gramíneas. Sob manejo, em relação à pastagem permanente, a MOS se mostrou composta de material vegetal fortemente humificado e material proteináceo microbiologicamente alterado, o que pode indicar rápida decomposição de material de planta recentemente adicionado, ou ainda, pouca proteção pelos agregados do solo. Por outro lado, o solo sob pastagem permanente, em relação ao manejo, apresentou MOS pouco decomposta, ainda reconhecível como derivada de gramíneas. Entre os manejos, foram encontradas diferenças principalmente nos primeiros quatro centímetros. Como a aração distribui uniformemente a MOS na camada arável, tais diferenças se devem, possivelmente, ao período mais longo de permanência das gramíneas ou à aplicação de doses mais altas de adubos orgânicos (esterços) na área cultivada organicamente, em relação a convencional, na última rotação.

A Pi-CG/EM tem também sido utilizada para detectar a estrutura do chamado "N desconhecido" do solo, que não pode ser detectado pelos métodos químicos tradicionais, nem por outros métodos espectroscópicos. Schulten et al. (1997), aplicando a técnica em amostras previamente hidrolizadas de Haplaquoll e Haplaquod, encontraram compostos heterocíclicos, como as piridinas, e compostos derivados de benzeno, os quais foram considerados produtos do N desconhecido. Bergen et al. (1998), utilizaram a Pi-CG/EM em amostras de serapilheira e dos horizontes húmico e mineral de um Aquic Paleudalf em uma área de carvalhos, também para detectar o N desconhecido. De acordo com os autores, compostos nitrogenados presentes na serapilheira e no horizonte húmico podem ter se originado da quebra de aminoácidos ou de açúcares aminados. Por sua vez, os pirolizados contendo nitrogênio, detectados no horizonte mineral, revelam evidências de terem se originado de macromoléculas não claramente relacionadas a biomoléculas conhecidas.

Em grande parte dos estudos que utilizam a abordagem qualitativa da Pi-CG/EM, a RMN de  $^{13}\text{C}$  tem também sido empregada (p.ex. Golchin et al., 1995; Zhang et al., 1999; Nierop et al., 1999; Veecken et al., 2000; Wattel-Koekkoek et al., 2001).

Zhang et al. (1999) utilizaram as duas técnicas em conjunto para caracterizar ácidos húmicos e fúlvicos isolados de dois solos da China, objetivando medir a aromaticidade dessas frações da MOS. Segundo os autores, não só a aromaticidade das frações foi demonstrada, como a combinação da Pi-CG/EM com a RMN de  $^{13}\text{C}$  se mostrou uma ferramenta de grande potencial para a caracterização estrutural das substâncias húmicas. Wattel-Koekkoek et al. (2001) também utilizaram Pi-CG/EM e RMN de  $^{13}\text{C}$  como técnicas complementares, com o objetivo de caracterizar a MOS associada a caulinita e esmectita em solos tropicais, onde estes argilominerais desempenham um importante papel na estabilização da fração orgânica. Primeiramente, separou-se a fração de tamanho argila, a qual foi então submetida a extração seqüencial com NaOH e  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ , de forma a concentrar as substâncias húmicas. Os resultados encontrados de que a MOS associada a caulinita é enriquecida em produtos da quebra de polissacarídeos, enquanto a MOS associada a esmectita é rica em compostos aromáticos, são um forte indício de que diferentes argilominerais apresentam diferentes mecanismos de complexação da MOS. Tais resultados só foram possíveis mediante a utilização combinada da semi-quantificação das contribuições relativas de cada grupo de carbono detectado pela RMN e da análise qualitativa dos produtos da pirólise.

A combinação da RMN de  $^{13}\text{C}$  com a abordagem qualitativa dos resultados da Pi-CG/EM também tem sido empregada para avaliar transformações nas frações orgânicas de resíduos de origem urbana ou biosólidos, submetidos à compostagem, materiais estes com possível efeito fertilizante e condicionador de solo (p. ex. González-Vila et al., 1999; Veeken et al., 2000).

## **Abordagem Qualitativa/Quantitativa**

Os trabalhos que utilizam esta abordagem objetivam não só identificar os compostos presentes no material orgânico analisado, como também quantificá-los de forma a traçar comparações entre materiais provenientes, por exemplo, de áreas sob diferentes manejos ou coberturas vegetais. Tais comparações quantitativas podem ser úteis para se avaliar alterações na qualidade da MOS ao longo do tempo ou em função do manejo ou uso da área, por meio da detecção de aumentos ou decréscimos nas contribuições de algumas macromoléculas.

A designação “abordagem qualitativa/quantitativa” é utilizada aqui a título de simplificação, pois, assim como no caso da RMN de  $^{13}\text{C}$ , o termo semi-quantificação é mais apropriado para se referir ao tipo de tratamento matemático a que são submetidos os resultados da pirólise. Isto ocorre porque nesse tratamento considera-se a abundância relativa de cada pico (ou composto identificado), mediante a integração de sua área correspondente no cromatograma. Existem diferentes caminhos que podem ser seguidos para se chegar às áreas relativas de cada pico, como por exemplo considerar a área total do cromatograma como 100% ou 1, considerar a soma de picos selecionados (de interesse) como 100% ou 1, ou ainda, considerar a área do pico mais intenso como 100% ou 1. Os valores obtidos podem ser então submetidos à análise estatística, que pode ser mais ou menos detalhada, dependendo do enfoque do trabalho: se fortemente baseado em comparações (diferentes situações de manejo, períodos de tempo, etc.) ou, se voltado a simples caracterização de possíveis alterações. A seguir são apresentados trabalhos que exemplificam aplicações da abordagem qualitativa/quantitativa aplicada a análise de diferentes materiais e realizada com diferentes enfoques.

Em material vegetal, a Pi-CG/EM com abordagem qualitativa/quantitativa pode ser bastante útil na elucidação de alterações durante o processo de decomposição e formação da MOS. Franchini et al. (2002) a aplicaram para avaliar transformações na composição química de diversas plantas de cobertura utilizadas freqüentemente em rotação de culturas no sul do Brasil, entre elas a aveia preta e a mucuna, durante a decomposição. Amostras originais dos resíduos e amostras submetidas a um período de 80 dias de incubação foram pirolizadas e a semi-quantificação foi obtida mediante a proporção relativa da área de cada pico e a área total do cromatograma. A abordagem permitiu detectar um decréscimo na porcentagem relativa de polisacarídeos para todas as espécies, em maior ou menor grau, com a incubação; enquanto ocorria aumento na porcentagem relativa de ligninas.

Masciandaro et al. (1998), utilizaram a Pi-CG/em para avaliar os efeitos de diferentes práticas de uso do solo (sob condições naturais, em pousio por três anos após cultivo intensivo e cultivado intensivamente) sobre a dinâmica da MOS. Foram elaborados índices a partir da abundância relativa de sete picos, selecionados em relação a sua soma total, a saber: índice de mineralização e índice de humificação. Calculou-se ainda um índice de similaridade, parâmetro numérico que permite comparar pares de pirogramas. O grau de

humificação da MOS praticamente não foi afetado pelo uso do solo, enquanto a taxa de mineralização foi consideravelmente mais alta nas áreas cultivadas intensivamente do que naquelas sob condições nativas. Ao mesmo tempo, o pousio após cultivo intensivo apresentou a tendência de recuperar a atividade microbiológica e a fertilidade do solo. Nas mesmas áreas, Masciandaro & Ceccanti (1999) utilizaram os índices de mineralização, humificação e similaridade, juntamente com a atividade das enzimas ligadas aos ciclos de C, N e P (urease, fosfatase, proteases, -glucosidase), para subsidiar a comparação entre o complexo húmico-enzimático, que apresenta importantes propriedades funcionais e atua como indicador da qualidade do solo. Corroborando com os resultados do trabalho anterior, o pousio tende a recuperar solos que, apesar de submetidos ao cultivo intensivo, tenham preservado uma matriz húmica estável e enzimaticamente ainda ativa.

Grande parte dos trabalhos que adotam a abordagem qualitativa/quantitativa, utiliza também a RMN de  $^{13}\text{C}$  como técnica complementar (Almendros et al., 1996; Fabbri et al., 1998; Beyer et al., 2001; Nierop et al., 2001a; Canellas et al., 2002; Alcântara et al., 2004b). Uma comparação entre as duas técnicas foi realizada por Fabbri et al. (1998) na caracterização estrutural de huminas e ácidos húmicos extraídos de ambientes terrestres (solo agrícola) e marinhos (sedimentos). Foram encontradas correlações lineares positivas entre a quantidade relativa de compostos alifáticos determinados pela Pi-CG/EM e a porcentagem de compostos do tipo alquila semi-quantificados a partir dos espectros de RMN. De forma geral, o uso integrado das duas técnicas apresentou grande potencial para auxiliar no entendimento da estrutura das huminas, pois os resultados de ambas, além de se complementarem, apontaram para o fato de que as huminas são estruturalmente diferentes de seus ácidos húmicos correspondentes.

Nierop et al. (2001a) utilizaram Pi-CG/EM e RMN de  $^{13}\text{C}$ , além da hidrólise ácida de polisacarídeos, para investigar diferenças na composição química da MOS em perfis de solo de uma sucessão de vegetação primária na Holanda, característica de estágios pré-podzolização. Além de material de solo, as técnicas foram aplicadas em serapilheira coletada sobre e sob (raízes) o solo, a fim de traçar o processo de formação da MOS nesses solos. Um aspecto interessante observado esteve relacionado às tendências de aumento nos conteúdos de alquilas com a humificação, acompanhado do decréscimo no conteúdo de O-alquilas, conforme revelado pela RMN de  $^{13}\text{C}$ , corroborado pelo aumento na contribuição de compostos alifáticos no solo, revelado pela



Pi-CG/EM. A combinação das duas técnicas também foi utilizada com sucesso por Beyer et al. (2001) para elucidar a formação de podzóis na Antártica, com ênfase na composição química da MOS.

As técnicas Pi-CG/EM e RMN de  $^{13}\text{C}$ , quando utilizadas em conjunto, podem ainda ser ferramentas bastante úteis na avaliação de alterações nas frações da MOS após tratamento de solos agrícolas com resíduos orgânicos, com potencial de uso como fertilizantes ou condicionadores de solo. Canellas et al. (2002) utilizaram ambas para verificar a ocorrência de modificações estruturais nos ácidos húmicos advindas da adição de composto de lixo urbano e lodo de estação de tratamento de esgoto a dois solos (Argissolo Vermelho Amarelo e Latossolo Vermelho Amarelo) incubados em laboratório por 24 semanas. Para a semi-quantificação dos produtos da pirólise, foi considerada abundância relativa de 100% para os pirogramas dos ácidos húmicos extraídos dos materiais de solo sem tratamento. Alterações nos ácidos húmicos em ambos os solos foram detectadas tanto por Pi-CG/EM quanto por RMN de  $^{13}\text{C}$ . Com a pirólise foi possível observar modificações qualitativas significativas, provenientes da fragmentação térmica dos ácidos húmicos, com incorporação de estruturas novas, principalmente de lipídeos e de compostos derivados de carboidratos (furanos).

A fim de se extrair o maior número de informações possível e, ao mesmo tempo, informações mais detalhadas dos pirogramas, a análise multivariada (análise de fatores ou de componentes principais) tem sido utilizada em alguns trabalhos (p.ex. Boon et al., 1986; Alcântara et al., 2004b). Os principais objetivos deste tipo de procedimento estatístico são (1) reduzir o número de variáveis envolvidas e (2) detectar a estrutura existente nas relações entre as variáveis. Quando empregada nos dados provenientes da pirólise de materiais orgânicos, esta forma de análise dos dados permite identificar grupos, entre as amostras de planta ou MOS estudadas, que apresentem composição química semelhante. Portanto, sua utilização possibilita que se elucidem alterações na MOS, em função, por exemplo, de mudanças no uso do solo. Tais alterações seriam modificações na qualidade da MOS, ocorridas devido a aumentos ou decréscimos na presença de determinadas macromoléculas.

Neste sentido, um dos primeiros trabalhos encontrados na literatura é o de Boon et al. (1986), realizado na Holanda. Nele, foi caracterizado um perfil de turfa de origem ombrotrófica, utilizando-se a análise multivariada no

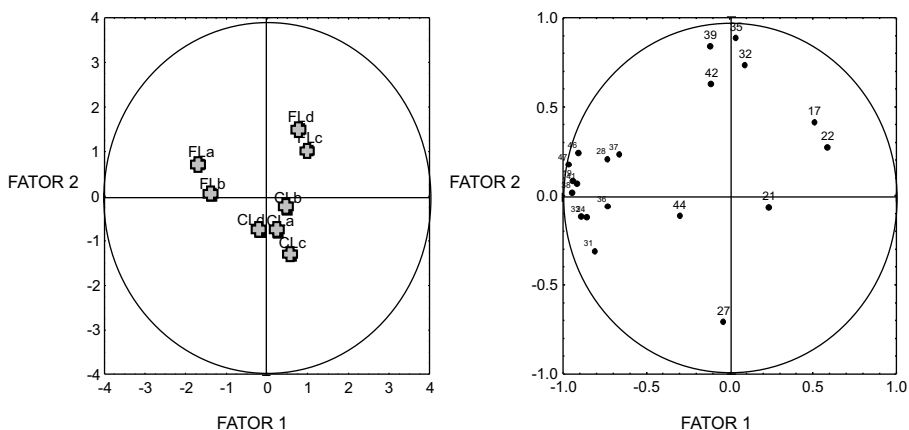
tratamento dos dados da pirólise. Em solos (cultivados e sob pastagem), Bonmati et al. (1998), utilizaram a Pi-CG/EM em amostras submetidas a extração com pirofosfato de sódio, selecionando 18 picos de maior ocorrência, intensidade e importância, calculando sua abundância em relação a soma total de suas áreas e aplicando análise multivariada. Como primeiro passo do tratamento estatístico, os autores, mediante coeficientes de correlação e distância euclidiana, avaliaram as diferenças entre os pirogramas obtidos. Posteriormente, foram utilizadas a análise de componentes principais e a regressão multivariada (seleção de variáveis do tipo “stepwise”). Com este procedimento foi possível reduzir de 18 para 12 o número de picos responsáveis pelas diferenças entre os pirogramas.

Dorado et al. (2003) aplicaram a Pi-CG/EM em ácidos húmicos extraídos de solo (Calcic Haploxeralf) em uma área sob experimento de longa duração, desenhado para avaliar os efeitos das práticas utilizadas na agricultura orgânica sobre o solo, envolvendo a aplicação de resíduos orgânicos de diferentes origens e adição ou não de fertilizantes nitrogenados sintéticos. A análise multivariada dos dados permitiu averiguar que os fertilizantes orgânicos causaram grandes impactos na composição dos ácidos húmicos, principalmente nas parcelas onde não se aplicava nitrogênio de origem mineral. Seu efeito pôde ser identificado, por exemplo, por um aumento na ocorrência de metoxifenóis e ácidos graxos.

No trabalho de Alcântara et al. (2004b), a análise de fatores foi uma ferramenta extremamente útil para detectar alterações na qualidade da MOS após a retirada da vegetação nativa (cerrado campo sujo) e plantio de espécies ciliares, realizado na tentativa de recuperar a forma e a função de uma área de margem de represa hidroelétrica em Minas Gerais. Amostras de serapilheira e solo (Latosolo Vermelho Amarelo Ácrico) foram coletadas em uma área mantida sob vegetação nativa e outra plantada há oito anos com as espécies ciliares. Das amostras de solo, as substâncias húmicas foram extraídas com solução combinada de NaOH e  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ . Tanto serapilheira quanto substâncias húmicas foram submetidas a RMN de  $^{13}\text{C}$  e Pi-CG/EM, sendo que as duas técnicas mostraram uma excelente complementaridade nos resultados obtidos. A análise de fatores foi utilizada a fim de detectar estrutura nos dados da pirólise e de reduzir o número de variáveis (no caso, as variáveis eram os 90 picos selecionados, presentes em todos os pirogramas de serapilheira e de substâncias húmicas). Primeiramente, este procedimento mostrou que a nítida separação entre as amostras de serapilheira e

substâncias húmicas se devia, principalmente, à forte presença de lignina nas primeiras. Para permitir maior detalhamento do comportamento das substâncias húmicas, fez-se uma nova análise de fatores, desta vez excetuando-se as amostras de serapilheira. Foi possível detectar três grupos principais: (1) solo superficial da mata ciliar (0-5 cm), (2) solo subsuperficial do cerrado (10-20 cm), e (3) todas as amostras intermediárias entre (1) e (2) das duas áreas. A análise de fatores mostrou que as diferenças existentes entre (1) e (2) foram causadas, principalmente, pela maior presença de derivados da quebra de ligninas (responsáveis pela separação de (1)) e da quebra de polisacarídeos (responsáveis pela separação de (2)). Por serem as ligninas e os polisacarídeos os principais grupos de macromoléculas que discriminaram as áreas em estudo, nova análise de fatores foi realizada para cada um desses grupos, separadamente para amostras de serapilheira e de substâncias húmicas. Para tal, a contribuição de cada composto atribuído à pirólise de ligninas (ou polisacarídeos) para a área total dos picos de ligninas (ou polisacarídeos) foi calculada. Este procedimento se trata da desagregação dos grupos e pode contribuir grandemente para uma melhor interpretação dos resultados semi-quantitativos. A Fig. 1 apresenta os resultados para as amostras de serapilheira, quando foi separado o grupo dos compostos provenientes da quebra das ligninas. Os dois primeiros fatores extraídos explicaram 62% da variação entre as amostras e as diferenças entre cerrado e mata ciliar se deveram principalmente a forte presença do composto 4-vinilfenol (pico n°. 27), cuja presença, de acordo com Saiz-Jimenez & Leeuw (1986b), é um forte indicativo de ligninas de gramíneas. Além disso, foi possível detectar a forte influência dos compostos siringol (pico n°. 32), vanilina (pico n°. 35) e 4-vinilsiringol (pico n°. 39) na serapilheira da mata. Apesar das diferenças encontradas na composição química das serapilheiras das duas áreas, a análise de fatores realizada para os compostos derivados das ligninas dos polisacarídeos, isoladamente, não foi capaz de detectar diferenças consistentes entre as substâncias húmicas extraídas do solo sob as duas coberturas vegetais. Provavelmente, tal fato se deve a mistura de carbono derivado da mata com carbono remanescente do cerrado no perfil do solo, dificultando a detecção de diferenças mais sutis; bem como a contribuição heterogênea do carbono da mata ciliar, que é adicionado preferencialmente sobre a superfície do solo pela deposição da serapilheira, enquanto o carbono do cerrado é adicionado preferencialmente na camada do solo onde se concentra o sistema radicular, pela morte/decomposição das raízes das gramíneas. Em trabalho anterior (Alcântara et al., 2004a) havia

sido constatado, mediante análise isotópica de  $^{13}\text{C}$ , que na profundidade de 0-5 cm de solo aproximadamente 50% do carbono remanescente da vegetação de cerrado já havia sido substituído por carbono derivado da vegetação ciliar.



**Fig. 1.** Fatores 1 e 2 no espaço F1-F2 para oito amostras de serapilheira, utilizando 20 picos da pirólise de ligninas e três fatores(a); e coeficientes no espaço F1-F2 para os 20 picos da pirólise de ligninas, considerando oito amostras de serapilheira e três fatores(b). Legenda: F = mata ciliar e C = cerrado; a, b, c, d = blocos experimentais.

## Desafios e Perspectivas

Apesar dos bons resultados que têm sido alcançados com a utilização da Pi-CG/EM na caracterização química da MOS, alguns desafios ainda precisam ser vencidos de modo a tornar a interpretação dos resultados mais fácil e, ao mesmo tempo, mais precisa. Se faz necessária uma maior ênfase na pesquisa sobre a identificação dos produtos e de suas possíveis origens, a fim de subsidiar a atribuição de fontes aos compostos obtidos com a pirólise dos materiais orgânicos. Além disso, é preciso ampliar as bibliotecas de identificação, tanto em número, quanto em informação. Um grande desafio da Pi-CG/EM é a formação de compostos mediante rearranjos durante a pirólise, o que leva a formação de artefatos. Uma alternativa para este problema é a realização da pirólise na presença do tetrametilamônio (Fabbri et al., 1996; Saiz-Jimenez, 1995).

Devido ao fato de que a complexidade dos produtos obtidos com a Pi-CG/EM dificulta a interpretação, a abordagem qualitativa/quantitativa, além dos desafios apontados acima, precisa vencer o desafio da qualidade da semi-quantificação. Para tal, as análises multivariadas têm se mostrado uma excelente alternativa, permitindo reduzir o número de picos de real importância para um dado conjunto de amostras, possibilitando assim, que se faça uma comparação “quantitativa” de amostras, a fim de detectar alterações na composição química da MOS em função do manejo do solo ou da cobertura vegetal. No entanto, ainda se faz necessária mais pesquisa sobre os melhores tratamentos matemáticos e estatísticos para os dados semi-quantitativos.

Apesar das dificuldades ainda por vencer, o alto grau de refinamento das informações obtidas; a facilidade de execução das análises; e o baixo custo dos equipamentos, quando comparados por exemplo a equipamentos de RMN, são vantagens bastante atrativas. Muito provavelmente, com o maior desenvolvimento da técnica e da interpretação dos resultados, essas vantagens farão com que a Pi-CG/EM seja uma ferramenta cada vez mais utilizada em estudos de caracterização química da MOS.

## Referências

ALCÂNTARA, F. A. de; BUURMAN, P.; FURTINI NETO, A. E.; CURI, N.; ROSCOE, R. Conversion of grassy cerrado into riparian forest and its impact on soil organic matter dynamics in an Oxisol from Southeast Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 123, p. 305-317, 2004a.

ALCÂNTARA, F. A. de; BUURMAN, P.; CURI, N.; FURTINI NETO, A. E.; LAGEN, B. van; MEIJER, E. Changes in soil organic matter composition after introduction of riparian vegetation on shores of hydroelectric reservoirs (Southeast Brazil). **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 36, p. 1497-1508, 2004b.

ALMENDROS, G.; GUADALIX, M. E.; GONZÁLEZ-VILA, F. J.; MARTIN, F. Preservation of aliphatic macromolecules in soil humins. **Organic Geochemistry**, Elmsford, v. 24, p. 651-659, 1996.

BERGEN, P. F. van; FLANNERY, M. B.; POULTON, P. R.; EVERSLED, R. P. Organic geochemical studies of soils from Rothamsted Experimental Station: III. Nitrogen-containing organic matter in soil from Geescroft Wilderness. In: STANKIEVICZ, A., BERGEN, P.F. van. **Nitrogen-containing macromolecules in the bio- and geosphere**. Washington: American Chemical Society, 1998. 259 p.

BEYER, L.; WHITE, D. M.; BÖLTER, M. Soil organic matter composition, transformation, and microbial colonisation of Gelic Podzols in the coastal region of East Antarctica. **Australian Journal of Soil Research**, Victoria, v. 39, p. 543-563, 2001.

BLACDWELL, J. M.; HAIDER, K.; LARTER, S. R. Thermal degradation relevant structural studies of humic substances. In: HAYES, M. H. B. (Ed.). **Humic substances**. II: in search of structure. New York: J. Wiley, 1989. p. 181-222.

BONMATI, M.; CECCANTI, B.; NANNIPIERI, P. Protease extraction from soil by sodium pyrophosphate and chemical characterization of the extracts. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 30, p. 2113-2125, 1998.

BOON, J. J.; DUPONT, L.; LEEUW, J. W. de. Characterization of a peat bog profile by curie-point pyrolysis-mass spectrometry combined with multivariate analysis and by pyrolysis gas chromatography-mass spectrometry. In: FUCHSMAN, C. H. (Ed.). **Peat and water**. Amsterdam: Elsevier, 1986. 565 p.

CANELLAS, L. P.; MORAES, A. A.; RUMJANEK, V. M.; GARCIA, M. R.; GURIDI, G. A.; SANTOS, G. A.; VELLOSO, A. C. X.; BRAZ-FILHO, R. Structural features of humic acids isolated from soils amended with urban organic residues: an elemental composition, <sup>13</sup>C NMR and Py-GC/MS analysis. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 26, p. 333-341, 2002.

CANELLAS, L. P.; SANTOS, G. A.; MORAES, A. A.; RUMJANEK, V. M. Avaliação de características dos ácidos húmicos de resíduos de resíduos de origem urbana: II. Métodos termogravimétricos (pirólise acoplada à cromatografia gasosa/espectrometria de massa). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 24, p. 751-757, 2000.

CLAPP, C. E.; HAYES, M. H. B. Characterisation of humic substances isolated from clay- and silt-sized fractions of a corn residue-amended agricultural soil. **Soil Science**, Baltimore, v. 164, p. 899-913, 1999.

DORADO, J.; GONZALEZ-VILA, F. J.; ZANCADA, M. C.; ALMENDROS, G.; LÓPEZ-FANDO, C. Pyrolytic descriptors responsive to changes in humic acid characteristics after long-term sustainable management of dryland farming systems in Central Spain. **Journal of Analytical and Applied Pyrolysis**, Amsterdam, v. 68/69, p. 299-314, 2003.

FABBRI, D.; CHIAVARI, G.; GALLETTI, G. C. Characterization of soil humin by pyrolysis(/methylation)-gas chromatography/mass spectrometry: structural relationships with humic acids. **Journal of Analytical and Applied Pyrolysis**, Amsterdam, v. 37, p. 161-172, 1996.

FABBRI, D.; MONGARDI, M.; MONTANARI, L.; GALLETTI, G. C.; CHIAVARI, G.; SCOTTI, R. Comparison between CP/MAS <sup>13</sup>C-NMR and pyrolysis-GC/MS in the structural characterization of humins and humic acids of soil and sediments. **Fresenius Journal of Analytical Chemistry**, Berlin, v. 362, p. 299-306, 1998.

FRANCHINI, J. C.; GONZALEZ-VILA, F. J.; RODRIGUEZ, J. Decomposition of plant residues used in no-tillage systems as revealed by flash pyrolysis. **Journal of Analytical and Applied Pyrolysis**, Amsterdam, v. 62, p. 35-43, 2002.

GLEIXNER, G.; POIRIER, N.; BOL, R.; BALESSENT, J. Molecular dynamics of organic matter in a cultivated soil. **Organic Geochemistry**, Elmsford, v. 33, p. 357-366, 2002.

GLEIXNER, G.; SCHMIDT, H. L. On-line determination of group specific isotope ratios in model compounds and aquatic humic substances by coupling pyrolysis to GC-C-IRMS. In: STANKIEWICZ, B. A.; BERGEN, P. F. van (Ed.). **Nitrogen-containing macromolecules in the bio and geosphere**. Washington, D.C: ACS, 1998. p. 34-36. (ACS Symposium Series, 707).

GOLCHIN, A.; OADES, J. M.; SKJEMSTAD, J. O.; CLARKE, P. Structural and dynamic properties of soil organic matter as reflected by  $^{13}\text{C}$  natural abundance, pyrolysis mass spectrometry and solid-state  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy in density fractions of an Oxisol under forest and pasture.

**Australian Journal of Soil Research**, Victoria, v. 33, p. 59-76, 1995.

GONZÁLEZ-VILA, F. J.; ALMENDROS, G.; MADRID, F. Molecular alterations of organic fractions from urban waste in the course of composting and their further transformation in amended soil. **The Science of the Total Environment**, v. 236, p. 215-229, 1999.

LEEuw, J. W.; LEER, E. W. B.; SINNINGHE DAMSLÉ, J. Screening of anthropogenic compounds in polluted sediments and soil by flash evaporation/pyrolysis GC/MS. **Analytical Chemistry**, Washington, v. 58, p. 1852-1857, 1986.

MASCIANDARO, G.; CECCANTI, B. Assessing soil quality in different agroecosystems through biochemical and chemico-structural properties of humic substances. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 51, p. 129-137, 1999.

MASCIANDARO, G.; CECCANTI, B.; GALLARDO-LANCHO, J. F. Organic matter properties in cultivated versus set-aside arable soils. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, Amsterdam, v. 67, p. 267-274, 1998.

NIEROP, K. G. J.; BUURMAN, P. Composition of soil organic matter and its water soluble fraction under young vegetation on drift sand, central Netherlands. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 49, p. 605-615, 1998.

NIEROP, K. G. J.; BUURMAN, P.; LEEuw, J. W. de. Effect of vegetation on chemical composition of H horizons in incipient podzols as characterised by  $^{13}\text{C}$  NMR and Pyrolysis GC/MS. **Geoderma**, Amsterdam, v. 90, p. 111-129, 1999.

NIEROP, K. G. J.; LAGEN, B. van; BUURMAN, P. Composition of plant tissues and soil organic matter in the first stages of a vegetation succession. **Geoderma**, Amsterdam, v. 100, p. 1-24, 2001a.



NIEROP, K. G. J.; PULLEMAN, M. M.; MARINISSEN, J. C. Y. Management induced organic matter differentiation in grassland and arable soil: a study using pyrolysis techniques. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 33, p. 755-764, 2001b.

SAIZ-JIMENEZ, C. Application of pyrolysis-gas chromatography/mass spectrometry to soil chemistry. In: WORLD CONGRESS OF SOIL SCIENCE, 15., 1994, Acapulco. **Transactions...** Viena: ISSS, 1994. p. 65-84.

SAIZ-JIMENEZ, C. Reactivity of the aliphatic humic moiety in analytical pyrolysis. **Organic Geochemistry**, Elmsford, v. 23, p. 955-961, 1995.

SAIZ-JIMENEZ, C.; LEEUW, J. W. de. Chemical characterization of soil organic matter fractions by analytical pyrolysis-gas chromatography-mass spectrometry. **Journal of Analytical and Applied Pyrolysis**, Amsterdam, v. 9, p. 99-119, 1986a.

SAIZ-JIMENEZ, C.; LEEUW, J. W. de. Lignin pyrolysis products: their structures and their significance as biomarkers. **Organic Geochemistry**, Elmsford, v. 10, p. 99-119, 1986b.

SAIZ-JIMENEZ, C.; LEEUW, J. W. de. Nature of plant components identified in soil humic acids. **The Science of Total Environment**, v. 62, p. 115-119, 1987a.

SAIZ-JIMENEZ, C.; LEEUW, J. W. de. Chemical structure of a soil humic acid as revealed by analytical pyrolysis. **Journal of Analytical and Applied Pyrolysis**, Amsterdam, v. 11, p. 367-376, 1987b.

SCHNITZER, M.; SCHULTEN, H. R. Analysis of organic matter soil extracts and whole soils by Pyrolysis-Mass Spectrometry. **Advances in Agronomy**, New York, v. 55, p. 169-217, 1995.

SCHULTEN, H. R.; SCHNITZER, M. Structural studies on soil humic acids by Curie-Point pyrolysis-gas chromatography/mass spectrometry. **Soil Science**, Baltimore, v. 153, p. 205-224, 1992.

SCHULTEN, H. R.; SORGE-LEWIN, C.; SCHNITZER, M. Structure of "unknown" soil nitrogen investigated by analytical pyrolysis. **Biology and Fertility of Soils**, Berlin, v. 24, p. 249-254, 1997.

SIMMONDS, P. G.; SCHULMAM, G. P.; STEMBRIDGE, R. Organic analysis by pyrolysis gas chromatography/mass spectrometry: a candidate experiment for the biological exploration of Mars. **Journal of Chromatographic Science**, Niles, v. 7, p. 36-41, 1969.

STANKIEWICZ, B. A.; BEGEN, P. van; DUNCAN, I. J.; CARTER, J. F.; BRIGGS, D. E. G.; EVERSLED, R. P. Recognition of chitin and proteins in invertebrate cuticles using analytical Pyrolysis/Gas Chromatography/Mass Spectrometry. **Rapid Communications in Mass Spectrometry**, Chichester, v. 10, p. 1747-1757, 1996.

STUCZYNSKI, T. I.; MCCARTY, G. W.; REEVES, J. B. Use of pyrolysis GC/MS for assessing changes in soil organic matter quality. *Soil Science*, Baltimore, v. 162, p. 97-105, 1997.

VEEKEN, A.; NIEROP, K.; WILDE, V. de; HAMELERS, B. Characterisation of NaOH-extracted humic acids during composting of a biowaste. **Bioresource Technology**, v. 72, p. 33-41, 2000.

VELTHORST, E.; NAKKEN-BRAMEIJER, N.; MULDER, J. Fractionation of soil organic matter. **International Journal of Environmental and Analytical Chemistry**, London, v. 73, p. 237-251, 1999.

WATTEL-KOEKKOEK, E.; GENUCHTEN, P. P. L. van; BUURMAN, P.; LAGEN, B. van. Amount and composition of clay-associated soil organic matter in a range of kaolinitic and smectitic soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 99, p. 27-49, 2001.

WRAMPLER, T. P. Introduction to pyrolysis-capillary gas chromatography. **Journal of Chromatography A**, Amsterdam, v. 842, p. 207-220, 1999.

ZHANG, J.; ZHAI, J.; ZHAO, F.; TAO, Z. Study of soil humic substances by cross-polarization magic angle spinning  $^{13}\text{C}$  nuclear magnetic resonance and pyrolysis-capillary gas chromatography. **Analytica Chimica Acta**, Amsterdam, v. 378, p. 177-182, 1999.



---

## **Agropecuária Oeste**

**Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento**

Este livro contém informações valiosas sobre a dinâmica da matéria orgânica do solo em sistemas conservacionistas, enfatizando técnicas modernas de análise e de simulação de sistemas. Procura contribuir para a geração de conhecimentos visando à manutenção de produtividades elevadas, ao mesmo tempo em que se preservam os recursos naturais. Neste sentido, a *Embrapa Agropecuária Oeste*, juntamente com seus parceiros nesta importante publicação, espera que este material contribua para a sustentabilidade dos sistemas agrícolas tropicais e subtropicais.

O texto está dividido em duas partes. Na primeira, é abordada a dinâmica da matéria orgânica do solo, com ênfase à utilização de modelagem matemática e simulação de sistemas. A segunda parte apresenta uma revisão sobre procedimentos metodológicos, e alguns métodos auxiliares, fundamentais ao entendimento da dinâmica da matéria orgânica do solo e à correta parametrização dos simuladores.