

**Universidade de São Paulo  
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Vulnerabilidade da matéria orgânica do solo ao aumento de temperatura**

**Carolina Cardoso Lisboa**

**Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em  
Agronomia. Área de concentração: Solos e Nutrição de  
Plantas**

**Piracicaba  
2008**

**Carolina Cardoso Lisboa  
Engenheira Agrônoma**

**Vulnerabilidade da matéria orgânica do solo ao aumento de temperatura**

**Orientador:  
Prof. Dr. CARLOS CLEMENTE CERRI**

**Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em  
Agronomia. Área de concentração: Solos e Nutrição de  
Plantas**

**Piracicaba  
2008**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)**  
**DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - ESALQ/USP**

Lisboa, Carolina Cardoso  
Vulnerabilidade da matéria orgânica do solo ao aumento de temperatura / Carolina  
Cardoso Lisboa. - - Piracicaba, 2008.  
95 p. : il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2008.  
Bibliografia.

1. Amazônia 2. Aquecimento global 3. Desmatamento 4. Gás carbônico – Emissão  
5. Matéria orgânica do solo 6. Pastagens 7. Solos florestais 8. Temperatura I. Título

CDD 631.417  
L769v

**“Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor”**

**DEDICO**

A minha linda e amada sobrinha Maria Elisa Lisboa Gomes que faz parte de uma geração que terá o grande desafio de exercer a *sustentabilidade*.

**OFEREÇO**

Aos meus pais, Irene Maia Cardoso Lisboa e

Carlos Alberto de Souza Lisboa.

As minhas irmãs, Carla Silene Cardoso Lisboa Gomes e

Renata Cardoso Lisboa.

## AGRADECIMENTOS

A DEUS pela maravilhosa oportunidade de evolução, por estar sempre comigo, por permitir que eu receba o auxílio da espiritualidade e por ser paciente com minhas falhas oferecendo-me sempre a oportunidade de recomeçar.

Ao Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” - Universidade de São Paulo pela oportunidade de realização do curso de doutorado.

Ao Natural Resource Ecology Laboratory - Colorado State University, NREL/CSU pela oportunidade de realização de estágio e receptividade.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento - CNPq pela concessão da bolsa de doutorado com estágio no exterior.

À Fundação de Apoio a Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP pelo suporte financeiro para realização dessa pesquisa.

À International Agency of Energy Atomic - IAEA pelo auxílio financeiro para realização dessa pesquisa.

Ao Laboratório de Biogeoquímica Ambiental do Centro de Energia Nuclear na Agricultura – CENA/USP por permitir o uso de sua estrutura para execução do projeto de pesquisa.

Ao Prof. Dr. Carlos Clemente Cerri pela sua orientação singular, por todas as oportunidades propiciadas ao longo do curso de doutorado, pela sua amizade e pelo seu indiscutível suporte auxiliando-me na superação de todas as dificuldades encontradas.

Ao Prof. Dr. Carlos Eduardo Pellegrino Cerri – ESALQ/USP pela sua co-orientação, por suas revisões e sugestões a esse trabalho, pela sua solicitude em todas as etapas desta pesquisa, pelo seu grande incentivo e valiosos conselhos, e pela sua amizade.

Ao Prof. Dr. Richard T. Conant – NREL/CSU pela sua co-orientação e oportunidade de trabalhar nesse projeto, pelo seu suporte científico, pela sua paciência, disponibilidade, por sua amizade e receptividade em seu laboratório.

A Dra. Mary Stromberger, Soil and Crop Science Department – CSU/NREL e Dr. Johan Six - Department of Agronomy and Range Science - University of California Davis pelo auxílio científico e pelo apoio na execução e interpretação das análises laboratoriais.

A Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Brigitte Josefine Feigl – CENA/USP pela suas contribuições científicas e, particularmente, pelo seu auxílio em trabalhos relacionados aos estudos microbiológicos e.

Aos proprietários da Fazenda Nova Vida e Fazenda Juliana por autorizar a coleta de amostras de solo para realização dessa pesquisa.

A Gestora Ambiental Laila Caroline Zamboni Fraccaro, a estagiária mais comprometida e competente que tenho notícia, pela sua dedicação às atividades laboratoriais executadas nesta pesquisa, e por sua amizade.

A Michelle L. Haddix - NREL/CSU pela sua colaboração científica, pela parceria e por todo seu apoio durante o período de estágio no exterior.

Ao biólogo Felipe José Cury Fracetto pela sua dedicação na realização de análises laboratoriais.

Aos técnicos de Laboratório de Biogeoquímica Ambiental - CENA/USP Lillian Assêncio de Campos, Dagmar Gisleine Marchesoni, Sandra Maria Genário Nicolete, Gregori da Encarnação Ferrão e Luis Hirosh pelo auxílio na execução das análises laboratoriais.

Ao Dr. Marcelo Zacarias e funcionários do Laboratório de Ecologia Isotópica – CENA/USP pelo auxílio na realização das análises isotópicas.

Aos laboratoristas do NREL/CSU Dan Reuss e Colen Pinney pelo apoio técnico durante a execução de análises laboratoriais.

A Willian Homes, laboratorista do Department of Agronomy and Range Science – UC Davis, pela sua orientação na análise microbiológica.

A secretária Antônia Mara P. Casarin por ser sempre solícita e pelo auxílio para resolver assuntos burocráticos pertinentes ao projeto de pesquisa.

A Pro - Reitoria de Pós-Graduação - ESALQ/USP pelo auxílio na organização e envio dos documentos necessários para pleitear bolsa de estágio no exterior.

A Sra. Ângela Peres e equipe da Seção de Atividades Internacionais - ESALQ/USP pelos serviços prestados para viabilizar a realização do estágio no exterior.

A Silvia Maria Zinsly e equipe da Divisão de Biblioteca e Documentação pelas correções realizadas com o propósito de adequar esse material as normas de elaboração de tese da ESALQ/USP.

A minha “irmã” Mara Lucia Jacinto de Oliveira pela sua amizade, suporte e incentivo indispensáveis. Adoro você!

Aos pós-graduandos: Leidivan Frazão, Maísa Honório, Norberto Noronha, Mariana Pavei, Karina Cenciani, Adilson Jr., Paulo Vieira, João Luis Carvalho, Francisco Mello, Suzana Romeiro, Cláudia Brasil, Sandra Sá, Stoécio Maia, Ciro Righi, Marcelo Galdos, Gabor Szakacs, Bruna

Gonçalves, André Mazzetto, Marília Chiavegato e demais alunos da Pós-Graduação da ESALQ/USP e do CENA/USP, aos estagiários do Laboratório de Biogeoquímica Ambiental e aos estudantes, funcionários e voluntários da International House/CSU pela amizade, companheirismo e pelo privilégio de ter convivido com vocês durante o período de doutoramento.

Aos meus pais e irmãs por estarem incondicionalmente ao meu lado e pelos seus exemplos de dignidade e perseverança.

Aos meus familiares: avós, tios e tias, primos e primas por sempre me incentivarem a lutar pelos meus objetivos.

Ao meu cunhado Duarte Bernardo Gomes pela sua amizade.

A todas as pessoas que colaboraram, direta ou indiretamente, para realização dessa pesquisa.

Muito obrigada!

## SUMÁRIO

RESUMO .....	9
ABSTRACT .....	10
1 INTRODUÇÃO.....	11
Referências .....	16
2 EMISSÃO DE CO <sub>2</sub> DE SOLOS SOB FLORESTA E PASTAGENS SUBMETIDOS A UM AUMENTO DE TEMPERATURA .....	21
Resumo .....	21
Abstract.....	
2.1 Introdução.....	23
2.2 Material e Métodos.....	24
2.2.1 Meio físico, descrição e localização dos solos selecionados.....	24
2.2.2 Coleta e preparo das amostras de solo.....	26
2.2.3 Descrição do experimento .....	27
2.2.4 Métodos de análise .....	28
2.3 Resultados e Discussão.....	30
2.3.1 Emissão de CO <sub>2</sub> durante de 660 dias de incubação e valor Q <sub>10</sub> .....	30
2.4 Conclusões.....	35
Referências .....	36
3 ORIGEM DO CO <sub>2</sub> EMITIDO EM UMA SUCESSÃO FLORESTA-PASTAGEM SUBMETIDA A UM AUMENTO DE TEMPERATURA .....	40
Resumo .....	40
Abstract.....	
3.1 Introdução.....	42
3.2 Material e Métodos.....	44
3.2.1 Meio físico, descrição e localização dos solos selecionados.....	44
3.2.2 Descrição do experimento .....	45
3.2.3 Métodos de análise .....	46
3.3 Resultados e Discussão.....	48



	8
3.3.2 Emissão de CO <sub>2</sub> durante 98 dias de incubação.....	49
3.3.3 Fracionamento físico .....	55
3.4 Conclusões.....	63
Referências .....	63
4 ESTRUTURA DA COMUNIDADE MICROBIANA EM SOLO SOB FLORESTA E PASTAGENS SUBMETIDOS AO AUMENTO DE TEMPERATURA.....	70
Resumo .....	70
Abstract.....	
4.2 Material e Métodos.....	74
4.2.1 Meio físico, descrição e localização dos solos selecionados.....	74
4.2.2 Descrição do experimento .....	74
4.2.3 Métodos de análise .....	74
4.3 Resultados e Discussão.....	76
4 Conclusões.....	90
Referências .....	90
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	94

## RESUMO

### **Vulnerabilidade da matéria orgânica do solo ao aumento de temperatura**

Durante o processo de decomposição da matéria orgânica do solo (MOS) ocorre a formação de gases do efeito estufa (GEE) que são liberados para a atmosfera contribuindo para o aquecimento global. Acredita-se que este aquecimento global possa retroagir na taxa de decomposição da MOS potencializando a liberação de carbono (C) do solo. A MOS está distribuída em frações com sensibilidades diferentes à temperatura. Pesquisas anteriores sugerem que a fração de C mais velha e mais recalcitrante é menos sensível à temperatura (C-recalcitrante). Além disso, alguns mecanismos de proteção física, química e bioquímica podem agir para reduzir a sensibilidade da MOS ao aumento de temperatura. Possíveis modificações na estrutura da comunidade microbológica, provocadas pelo aumento de temperatura, podem interferir no processo de decomposição da MOS através de alterações nos seus mecanismos de proteção. A mudança do uso da terra é um dos principais responsáveis pela emissão dos GEE no Brasil. A substituição da vegetação original (floresta) por pastagem promove uma modificação no sinal  $\delta^{13}\text{C}$  do C do solo, dando um indício sobre a origem do C liberado na forma de  $\text{CO}_2$ . Com o objetivo de avaliar a vulnerabilidade da MOS ao aumento de temperatura foram realizadas incubações de solos, oriundos de floresta e pastagens, em duas temperaturas 25 e 35 °C. Avaliou-se a sensibilidade dos compartimentos C-lábil e C-recalcitrante da MOS à temperatura e, como as possíveis alterações nos mecanismos de proteção da MOS podem contribuir com a liberação de  $\text{CO}_2$  à atmosfera.

Palavras-chave: Carbono do solo; Desflorestamento; Aquecimento global; Emissão de  $\text{CO}_2$ ; Amazônia

## ABSTRACT

### **Vulnerability of soil organic matter to temperature increase**

Soil organic matter (SOM) decomposition emits greenhouse gases to the atmosphere and this may contribute to global warming. Global warming can promote a positive feedback on SOM decomposition rate and it can increase soil C losses. The SOM has different pools with inherent temperature sensitivity. Some researches suggest that resistant soil C is less sensitive to temperature increase. Moreover, there are some physical, chemical and biochemical mechanisms that protect SOM against decomposition. The global warming may change the soil microbial structure and it can modify SOM decomposition. In Brazil, the greenhouse gas emissions are basically driven by the land use change. The substitution of native vegetation (forest) to pasture changes soil C signature -  $\delta^{13}\text{C}$  and this fact enable us to study the source of soil C emissions. The objective of this study was to evaluate the SOM vulnerability to temperature increased. Forest and pastures soil samples were incubated under 25 and 35 °C. The labile-C versus resistant-C temperature sensitivity was evaluated and the SOM protection mechanisms were studied to understand how they can protect SOM against decomposition.

Keywords: Soil carbon; Deforestation; Global warming; CO<sub>2</sub> emissions; Amazon

## 1 INTRODUÇÃO

Os seres humanos sempre influenciaram o meio ambiente. Entretanto, foi somente após o início da Revolução Industrial, em meados do século XVIII, que o impacto das atividades humanas tomou proporções continentais e até mesmo globais. No período que compreende o final do século XIX até os dias atuais a concentração de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) na atmosfera foi alterada de 280 para 390 ppmv de CO<sub>2</sub> (LAL, 2004). Isso tem levado a um aumento na temperatura ambiente, além de causar outros efeitos não menos preocupantes na fauna e flora terrestres como: a diminuição da produtividade agrícola em alguns locais, degradação de florestas e elevação no nível do oceano (HANSEN, 2005).

Desde 1861 a temperatura média global aumentou cerca de 0,76 °C. Esse aumento de temperatura ocorreu principalmente entre o período de 1910 a 1945 e entre 1976 a 2000 (HOUGHTON; IPCC, 2001). O ano de 2005 foi apontado como um dos dois anos mais quente da história mundial, juntamente com o ano de 1850 (WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 2005). Esses sinais das alterações climáticas sensíveis nos dias atuais têm despertado interesse, sobretudo na comunidade científica. Entretanto, persiste uma grande incerteza acerca dos dados publicados sobre o aquecimento global (HERGEL et al., 2006). Foram propostos alguns modelos matemáticos (WIGLEY, 2005) que indicam um aumento de 6 °C por século. Outros autores sugerem um aumento na temperatura ambiente de até 11 °C por século (KERR, 2005). Contudo, todas essas pesquisas têm um ponto em comum: o aquecimento global poderá alterar, significativamente, os estoques de carbono (C) do solo e a sua concentração na atmosfera.

Entre as principais fontes de emissão de carbono para a atmosfera destacam-se algumas atividades: (i) a queima de combustíveis fósseis para produção de energia e, (ii) mudanças no uso do solo e atividades agropecuárias (LAL, 2004). Nos países mais desenvolvidos, a atividade industrial e a queima de combustíveis fósseis são os principais fatores que contribuem para o efeito estufa, enquanto que no Brasil mais de 70% das emissões de gases estão relacionadas a mudanças no uso do solo e à conversão de florestas para o uso agrícola (IZIQUÉ, 2005).

Alguns estudos indicam que, durante as décadas de 80's e 90's, o desflorestamento nas regiões tropicais foi responsável por, pelo menos, ¼ de toda emissão de CO<sub>2</sub> advindo das atividades antropogênicas (FEARNSIDE, 2000, MALHI; GRACE, 2000, HOUGHTON, 2003, CHAMEIDES; OPPENHEIMER, 2007). Por outro lado, pesquisas baseadas em imagens de

satélites estimam menores fluxos líquido de CO<sub>2</sub> para atmosfera, pois as emissões de CO<sub>2</sub> causadas por desflorestamento são parcialmente recapturadas durante o processo de regeneração da floresta (DEFRIES et al., 2002, ACHARD et al., 2004). Desacordos sobre esse tema persistem na comunidade científica, mas de modo geral, concorda-se que o desflorestamento nas regiões tropicais é uma importante fonte de emissão de CO<sub>2</sub> para a atmosfera e contribui significativamente para o as mudanças climáticas.

Dentre os ecossistemas terrestres o solo constitui um dos principais compartimentos de estoque de C. Nos primeiros 30 cm a quantidade de C estocada é semelhante aos estoques na vegetação e atmosfera (800:700:730 Pg). No solo o C é o principal constituinte da matéria orgânica (MOS), sobretudo na forma de húmus. Os modelos biogeoquímicos sugerem que modestos aumentos (1 °C) na temperatura podem causar grande liberação de CO<sub>2</sub> para a atmosfera, na ordem de 11,1 a 33,8 Pg, equivalente a cinco vezes a liberação anual de CO<sub>2</sub> pela queima de combustíveis fósseis (JENKINSON et al., 1991; TOWNSEND et al., 1992; SCHIMMEL et al., 1994; HOUGHTON et al., 2001). Os estudos de modelagem assumem que os diferentes compartimentos da MOS (C-lábil e C-recalcitrante) têm a mesma sensibilidade à temperatura (BURKE et al., 2003; MELILLO et al., 1995). Deste modo, os estudos de modelagem consideram a MOS como um único compartimento em relação a sua sensibilidade à temperatura. Estes modelos utilizam uma taxa de reação (valor Q<sub>10</sub>) igual entre 1 e 1,5 (FRIEDLINGSTEIN et al., 2006).

Recentes revisões sobre a vulnerabilidade da MOS ao aumento de temperatura têm apontado que existe um não-consenso a respeito da sensibilidade à temperatura da MOS (DAVIDSON; JANSSENS, 2006; KIRSCHABUN, 2006). Enquanto que por um lado alguns trabalhos sugerem que a sensibilidade da forma lábil do C solo à temperatura é igual a sensibilidade da forma recalcitrante do C (FANG et al., 2005, CONEN et al., 2006), outros estudos sugerem que esta sensibilidade do C na forma lábil à temperatura é maior (LISKI et al., 1999; GIADIRNA; RYAN, 2000) ou menor (BOSATTA; ÁGREN, 1999; BOL et al., 2003; KNORR et al., 2005; FIERER et al., 2005; CONANT et al. 2008) que a sensibilidade da forma recalcitrante do C. Os resultados de pesquisas que indicam que o C-recalcitrante da MOS é mais sensível à temperatura que o C-lábil coincide com a equação de termodinâmica descrita por Arrhenius:

$$K = A * e^{-Ea/R*T} \quad \text{Eq. (1.1)}$$

Em que o valor  $k$  representa a taxa de reação que é função da frequência de colisão ( $A$ ), da energia de ativação ( $E_a$ ), da temperatura ( $T$ ) e da constante universal dos gases ( $R$ ).

A incerteza a respeito da sensibilidade do C-MOS deve-se, particularmente, a significativa variedade de compostos da MOS que se decompõem em diferentes taxas (PAUL; van VEEN, 1978; DAVIDSON; JANSSENS, 2006), aos diferentes graus de proteção da MOS à decomposição (SIX et al., 2002), e suas diferentes respostas aos distúrbios (PLANTE; MCGILL, 2002). Além disso, a distribuição do C através dos compartimentos varia com o tipo de solo e condições ambientais, tal como o regime hídrico e temperatura média local. Há uma dependência entre temperatura e distribuição do C nos diferentes compartimentos da MOS (frações C-lábil e C-recalcitrante). Essa dependência não seria, exclusivamente, em função da qualidade química dos substratos (concentração de carboidratos, proteínas, lignina etc.), mas também dependente da temperatura sob a qual a decomposição desses substratos ocorre (DALIAS et al., 2003).

Para compreender a vulnerabilidade da MOS às mudanças na temperatura é fundamental o entendimento de como ocorre este impacto na sua decomposição, não somente na forma do C (C-lábil), mas também na forma recalcitrante do C (C-recalcitrante) do solo.

Parte do C do solo está protegida da decomposição devido à proteção física, química ou bioquímica (COLLINS et al., 1992; JASTROW; MILLER, 1997; TRUMBORE, 2000) (Figura 1.1). A proteção física via agregados isola as moléculas orgânicas do contato com organismos, enzimas ou condições que sejam favoráveis à decomposição (por exemplo: a agregação limita a difusão de  $O_2$ ). Por outro lado, outras frações orgânicas facilmente decomponíveis, estão ligadas diretamente aos minerais ou através de ligação com cátions, são quimicamente protegidas e menos susceptíveis à decomposição. O aumento da temperatura favorece as reações de condensação e complexação levando à formação de macromoléculas orgânicas resistentes à decomposição. Isto ocorre porque os microrganismos tornam-se incapazes de fazer eficientemente a decomposição pela falta de enzimas para 'atacar' as macromoléculas, assim estes compostos estarão biogeoquimicamente protegidos. Esta resistência pode ser superada por co-metabolismo, mas a proteção bioquímica faz com que uma porção significativa do C do solo não possa ser estimada por equações cinéticas de decomposição (JASTROW; MILLER, 1997). A resistência à decomposição, pela proteção física, química ou bioquímica, atua na diminuição da sensibilidade do C do solo à temperatura e esta é governada pelas alterações na estrutura da comunidade microbiana causando impactos nessas frações.

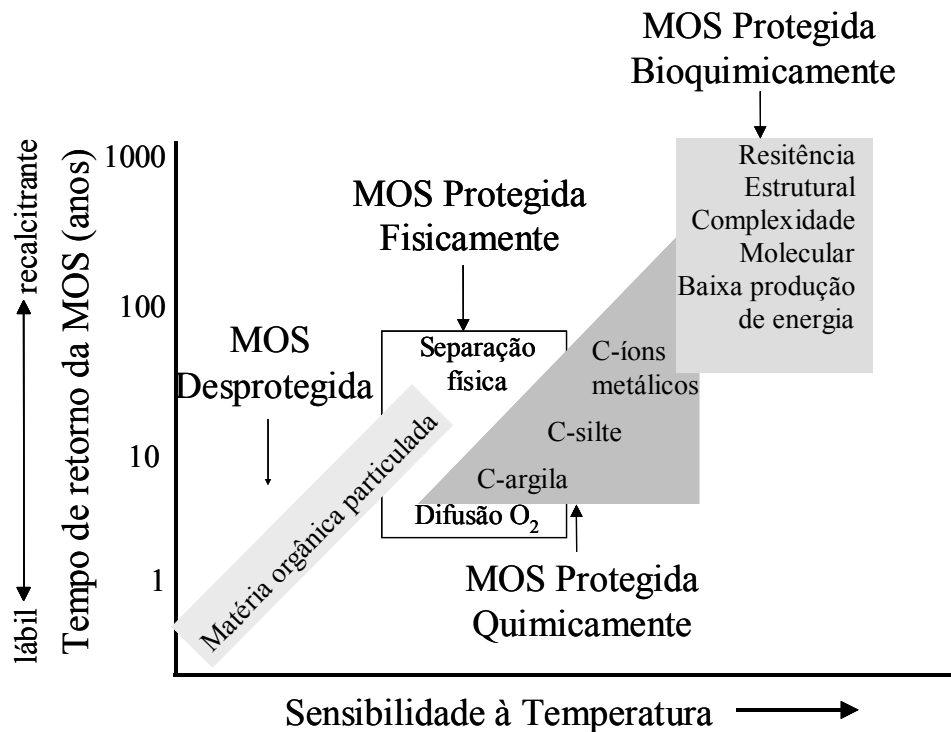


Figura 1.1 - Relação entre a sensibilidade da MOS à temperatura

Muitas pesquisas realizadas para averiguar a vulnerabilidade dos estoques de C do solo às mudanças na temperatura são baseadas em experimentos de incubações de amostras de solo em laboratório por curto período (KIRSCHBAUM, 1995), ou por experimentos de aquecimento do solo *in situ*, também por pouco tempo (RUSTAD et al., 2001; MELILLO et al., 2002). Estes experimentos não revelam como a taxa de decomposição dos compartimentos da MOS, C-recalcitrante *versus* C-lábil, responde ao aumento de temperatura. É necessário diferenciar os distúrbios causados nos compartimentos lábil e recalcitrante da MOS quando são impactados pelas modificações da temperatura do solo. Entre esses distúrbios destacam-se: as alterações da temperatura do solo afetando a composição da comunidade microbológica e interferindo no re-estoque de C, ou com que força os mecanismos de proteção físico, químico e bioquímico modificam-se com a mudança de temperatura.

A possibilidade das mudanças climáticas estarem contribuindo para o aumento da emissão de CO<sub>2</sub> do solo para atmosfera, está em contínuo debate. Além disso, algumas novas hipóteses a cerca dos mecanismos de proteção da MOS têm surgido. Bellamy et al. (2005) mencionaram que as perdas do C do solo ocorrem independentemente de suas propriedades, o que contesta todo conhecimento sobre a sua estabilidade. Sugere-se que a estabilidade do C depende da diversidade e estabilidade dos microrganismos do solo – “se os microrganismos têm energia disponível,

podem quebrar qualquer estrutura orgânica independentemente da sua estabilização físico-química”.

Uma ferramenta auxiliar para o estudo da dinâmica da decomposição da MOS é a avaliação da abundância natural de  $^{13}\text{C}$  (CERRI et al., 1985). A composição isotópica da MOS está estritamente relacionada com a composição da vegetação da qual a MOS é derivada, pois o fracionamento durante a decomposição é pequeno em relação ao fracionamento durante a fixação do C pelas plantas (PETERSON; FRY, 1987; NADELHOFFER; FRY, 1988). Assim quando um tipo de vegetação (nesse caso floresta tropical – C3) é substituído por outro (pastagens com plantas C4), os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  podem ser empregados para diferenciar a MOS derivada dos resíduos da vegetação original e da nova vegetação. As plantas terrestres do tipo C3 (ciclo de Calvin) têm valores de  $\delta^{13}\text{C}$  na faixa de  $-28 \pm 2\%$  (FARQUHAR et al., 1989). As plantas do tipo C4 (ciclo de Hatch-Slack) apresentam valores mais elevados, variando de  $-14 \pm 2\%$  (BOUTTON, 1991).

O entendimento sobre a vulnerabilidade da MOS à temperatura é importante na elucidação de questões sobre as mudanças climáticas e o ciclo global do C. Portanto, é necessário que se conheça melhor os mecanismos de “*feedback*” e de proteção à decomposição da MOS. Os experimentos realizados em laboratório, sob condições controladas, são uma alternativa, pois fornecem informações básicas importantes e a custo relativamente menor.

Esta pesquisa baseia-se na hipótese de que (H1) a sensibilidade do C na forma recalcitrante (C-recalcitrante) à temperatura é menor que do C na forma lábil (C-lábil) e é governada por mecanismos de proteção físicos, químicos e bioquímicos da MOS, os quais podem ser alterados pelo aumento da temperatura.

O objetivo geral deste trabalho foi avaliar, em condições de laboratório, a vulnerabilidade do C do compartimento lábil e recalcitrante da matéria orgânica de solo argiloso e arenoso, proveniente de área de floresta e pastagem submetidas ao aumento de temperatura.

Para tanto este trabalho foi dividido em quatro partes descritas a seguir:

- A primeira parte é constituída de uma introdução geral diretamente relacionada com os temas abordados nesta pesquisa.
- A segunda parte trata da emissão de  $\text{CO}_2$ , origem do  $\text{CO}_2$  emitido e avaliação da taxa de decomposição da MOS submetido a um aumento de temperatura, que tem como título:



EMISSÃO DE CO<sub>2</sub> DE SOLOS SOB FLORESTA E PASTAGENS SUBMETIDOS A UM AUMENTO DE TEMPERATURA.

- A terceira parte trata da emissão de CO<sub>2</sub>, origem do CO<sub>2</sub> emitido e fracionamento físico, em solos sob floresta e uma cronossequência de pastagem, submetidos a um aumento de temperatura, que tem como título: ORIGEM DO CO<sub>2</sub> EMITIDO EM UMA SUCESSÃO FLORESTA-PASTAGEM SUBMETIDA A UM AUMENTO DE TEMPERATURA. Este capítulo engloba os resultados apresentados em dois artigos científicos:

LISBOA, C.C.; HADDIX, M.L.; CONANT, R.T.; CERRI, C.E.P.; CERRI, C.C. Vulnerabilidade da matéria orgânica do solo ao aumento de temperatura: estudo de caso da conversão de floresta em pastagens no sudoeste da Amazônia. Enviado para publicação na **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, em fevereiro de 2008.

LISBOA, C.C.; CONANT, R.T.; HADDIX, M.L.; CERRI, C.E.P.; CERRI, C.C. Soil carbon turnover measurement by physical fractionation at a forest-to-pasture chronosequence in the Brazilian Amazon. Enviado para publicação na revista **Ecosystems**, em junho de 2008.

- E por fim, a quarta parte desta dissertação refere-se a avaliação da estrutura da comunidade microbiana do solo e sua relação com a dinâmica do C em solos sob floresta e uma cronossequência de pastagem, que tem como título: ESTRUTURA DA COMUNIDADE MICROBIANA EM SOLO SOB FLORESTA E PASTAGENS SUBMETIDOS AO AUMENTO DE TEMPERATURA. Este capítulo engloba os resultados apresentados no artigo científico:

LISBOA, C.C.; CONANT, R.T.; STROMBERGER, M.; SIX, J.; CERRI, C.E.P.; HADDIX, M.L.; CERRI, C.C. Microbial uptake of labile versus resistant soil C in response to increased temperature. Em preparação para ser enviado para publicação na revista **Soil Biology & Biochemistry**.

## Referências

ACHARD, F.; EVA, H.D.; MAYAUX, P.; STIBIG, H.J.; BEMWARD, A. Improved estimates of net carbon emissions from land cover change in the tropics for the 1990s. **Global Biogeochemistry Cycles**, Washington, v.18, p. 1-11, 2004.

BELLAMY, P.H.; LOVELAND, P.J.; BRADLEY, R.I.; LARK, R.M.; KIRK, G.J.D. Carbon losses from all soils across England and Wales 1978-2003. **Nature**, New York, v. 437, p. 245-248, 2005.

BOL, R.; BOLGER, R.C.; LITTLE, D. Successional status, seed size, and response of tree seedlings to CO<sub>2</sub>, light, and nutrients. **Ecology**, Washington, v. 74, p. 104-112, 2003.

BOSATTA, E.; ÁGREEN, G.I. Soil organic matter quality interpreted thermodynamically. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v.31, p.1889-1891, 1999.

BOUTTON, T.W. Stable carbon isotope ratios of natural material: II. Atmospheric terrestrial marine and freshwater environments. In: COLLEMAN, D.C.; FRY, B. (Ed.). **Carbon isotope techniques**. San Diego: Academic Press, 1991. p. 173-185.

BURKE, I.; KAYE, J.P.; BIRD, S.P.; HALL, S.A.; McCULLEY, R.L.; SOMMERVILLE, G.L. Evaluating and testing models of terrestrial biogeochemistry: The role of temperature in controlling decomposition. In: CANHAM, C.; COLE, J.; LAURENROTH, W. (Ed.) **Models in ecosystem science**. Princeton : Princeton University Press, 2003. p. 225-253

CERRI, C.C.; FELLER, C.; BALDESDENT, J.; VICTORIA, R.; PLENECASSAGNE, A. Application du traçage isotopique naturel en <sup>13</sup>C, à l'étude de la dynamique de la matière organique dans les sols. **Comptes Rendus de l'Academic de Science de Paris**, Paris, v. 9, p. 423-428, 1985.

CHAMEIDES, W.; OPPENHEIMER, M. Carbon trading over taxes. **Science**, New York, v. 315, p. 1670, 2007.

COLLINS, H.P.; RASMUSSEN, P.E.; DOUGLAS JR., C.L. Crop rotation and residue management effects on soil carbon and microbial dynamics. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, p. 783-788, 1992.

CONANT, R.T.; DRIJBER, R.A.; HADDIX, M.L.; PARTON, W.J.; PAUL, E.A.; PLANTE, A.F.; SIX, J.; STEINWEG, J.M. Sensitivity of organic matter decomposition to warming varies with its quality. **Global Change Biology**, New York, v. 14, p. 868-877, 2008.

CONEN, F.; LEIFELD, J.; SETH, B.; ALEWELL, C. Warming mineralizes young and old soil carbon equally. **Biogeosciences**, Kathleenburg-Lindau, v. 3, p. 515-519, 2006.

DALIAS, P.; KOKKORIS, G.D.; TROMBIS, A.Y. Functional shift hypothesis and the relationship between temperature and soil carbon accumulation. **Biology and Fertility of Soils**, Berlin, v. 37, p. 90-95, 2003.

DAVIDSON, E.A.; JANSSENS, I.A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. **Nature**, New York, v. 408, p. 165-173, 2006.

- DEFRIES, R.S.; HOUGHTON, R.A.; HANSEN, M.C.; FIELD, C.B.; SKOLE, D. TOWNSHEND, J. Carbon emissions from tropical deforestation and regrowth based on satellite observations for the 1980s and 90s. **Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America**, Berkeley, v. 99, p. 1456-14261, 2002.
- FANG, C.M.; SMITH, P.; MONCRIEFF, J.B.; SMITH, J.U. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. **Nature**, New York, v. 433, p. 57-59, 2005.
- FARQUHAR, G.D.; EHLERINGER, J.R.; HUBICK, K.T. Carbon isotopic discrimination and photosynthesis. **Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology**, Palo Alto, v. 40, p. 503-537, 1989.
- FEARNSIDE, P.M. Greenhouse gas emissions from land-use change in Brasil's Amazon region. **Global Change and Tropical Ecosystems**, Boca Raton, v. 1, p. 231-249, 2000.
- FIERER, N.; CRAINE, J.M.; McLAUHLAN, K.; SCHIMEL, P.J. Litter quality and the temperature sensitivity of decomposition. **Ecology**, Washington, v. 86, p. 320-326, 2005.
- FRIEDLINGSTEIN, P.; COX, P.; BETTS, R.; BOPP, L.; Von BLOH, W.; BROVKIN, V.; CADULE, P.; DONEY, S.; EBY, M.; FUNG, I.; BALA, G.; JOHN, J.; JONES, C.; JOOS, F.; KATO, T.; KAWAMIYA, M.; KNORR, W.; LINDSAY, K.; MATHEWS, H.D.; RADDATZ, T.; RAYNER, P.; REICK, C.; ROECKNER, E.; SCHNITZLER, K.G.; SCHNUR, R.; STRASSMANN, K.; WEAVER, A.J.; YOSHIKAWA, C.; ZENG, N. Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the (CMIP)-M-4 model intercomparison. **Journal of Climate**, Boston, v. 19, p. 3337-3353, 2006.
- GIARDINA, C.P.; RYAN, M.G. Soil warming and organic carbon content – Reply. **Nature**, New York, v. 408, p. 790, 2000.
- JASTROW, J.D.; MILLER, R.M. Soil aggregate stabilization and carbon sequestration: Feedbacks through organo-mineral associations. In: LAL, R.; KIMBLE, J.M.; FOLLET, R.F.; STEWART, B.A. (Ed.) **Soil Processes and the Carbon Cycle**. Boca Raton: CRC Press, 1997. p. 207-224.
- JENKINSON, D.S.; ADAMS, D.E.; WILD, A. Model estimates of CO<sub>2</sub> emissions from soil in response to global warming. **Nature**, New York, v. 351, p. 304-306, 1991.
- HANSEN, J.E. A slippery slope: How much global warming constitutes “dangerous anthropogenic interference”? An: editorial essay. **Climate Change**, Palo Alto, v. 68, p. 269-279, 2005.
- HERGEL, G.C.; CROWLEY, T.J.; HYDE, W.T.; FRAME, D.J. Uncertainty in climate-sensitivity estimates. **Nature**, New York, v. 446, p. 1029-1032, 2006.
- HOUGHTON, R.A. Revised estimates of annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management. **Tellus**, Copenhagen, 55B, p.378-390, 2003.

HOUGHTON, J.T.; DING, Y.; GRIGGS, D.J.; NOUGUER, M.; van der LINDEN, P.J.DAÍ, X.; MASKELL, K.; JOHNSON, C.A. (Ed.). **Climate change 2001: This scientific basis**. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 234-247p.

HOUGHTON, J.T.; IPCC. INTERGOVERNAMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. Working Group I. Climate change 2001: the scientific basis: contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 2001. Cambridge University Press, 2001. 457p.

IZIQUE, C. O preço do desmatamento: inventário coloca o Brasil entre os maiores poluidores mundiais. **Revista Pesquisa FAPESP**, São Paulo, v. 107, p.47- 49, 2005.

KERR, R.A. How hot will the greenhouse world be. **Science**, New York, v. 309, p. 100, 2005.

KIRSCHBAUM, M.U.F. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 27, p. 753-760, 1995.

KNORR, W.; PRENTICE, I.C.; HOUSE, J.I.; HOLLAND, E.A. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. **Nature**, New York, v. 433, p. 298-301, 2005.

LAL, R. Carbon emission from farm operations. **Geoderma**, Amsterdam, v. 30, p. 981-990, 2004.

LISKI, J.; ILVESNIEMI, H.; MAKELA, A.; WESTMAN, C.J. CO<sub>2</sub> emissions from soil in response to climate warming are overestimated – The decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature. **Ambio**, Stockholm, v. 28, p. 171-174, 1999.

MALHI, Y.; GRACE, J. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide trends. **Trends in Ecology and Evolution**, Amsterdam, v. 15, p. 332-337, 2000.

MELILLO, J.M.; BORCHERS, J.; CHANEY, J.; FISHER, H.; FOX, S.; HAXELTINE, A.; JANETOS, A.; KICKLIGHTER, D.W.; KITTEL, T.G.F.; McGUIRE, A.D.; McKEOWN, R.; NEILSON, R.; NEMANI, R.; OJIMA, D.S.; PAINTER, T.; PAN, Y.; PARTON, W.J.; PIERCE, L.; PITELKA, L.; PRENTICE, C.; RIZZO, B.; ROSENBLOOM, N.A.; RUNNING, S.; SCHIMEL, D.S.; SITCH, S.; SMITH, T.; WOODWARD, I. Vegetation Ecosystem Modeling and Analysis Project – Comparing Biogeography and Biogeochemistry Models in a Continental-Scale Study of Terrestrial Ecosystem Responses to Climate-Change and CO<sub>2</sub> Doubling. **Global Biogeochemical Cycles**, Washington, v. 9, p. 407-437, 1995.

MELILLO, J.M.; STEUDLER, P.A.; ABER, J.D.; NEWKIRK, K.; LUX, H.; BOWLES, F.P.; CATRICALA, C.; MAGALLI, A.; AHRENS, T.; MORRISSEAU, S. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. **Science**, New York, v. 298, p. 2173-2176, 2002

NADELHOFFER, K.J.; FRY, B. Controls on natural nitrogen-15 and carbon-13 abundances in forest soil organic matter. **Soil Science of America Journal**, Madison, v. 52, p. 1633-1640, 1988.

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.

PAUL, E.A.; van VEEN, J.A. The use of traces to determine the dynamic nature of organic matter. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF SOIL SCIENCE, 11, 1978 Edmonton, INTERNATIONAL CONGRESS OF SOIL SCIENCE, **11., 1978, Edmonton. Proceedings... Edmonton**: International Soil Science Society, 1978. v.3. 61-103p.

PETERSON, B.J.; FRY, B. Stable isotope in ecosystem studies. **Annual Review of Ecology and Systematics**, Palo Alto, v. 18, p. 293-320, 1987.

PLANTE, A.F.; MCGILL, W.B. Soil aggregate dynamics and the retention of organic matter in laboratory-incubated soil with differing simulated tillage frequencies. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 66, p. 79-92, 2002.

RUSTAD, L.E.; CAMPBELL, J.L.; MARION, G.M.; NORBY, R.J.; MITCHELL, M.J.; HARTLEY, A.E.; CORNELISSEN, J.H.C.; BUREVITCH, J. A meta-analysis of the response of soil respiration, net nitrogen mineralization, and aboveground plant growth to experimental ecosystem warming. **Oecologia**, Berlin, v. 126, p. 543-562, 2001.

SCHIMEL, D.S.; BRASWELL, B.H.; HOLLAND, E.A.; MCKOEWN, R.; OJIMA, D.S.; PAITER, T.H.; PARTON, W.J.; TOWNSEND, A.R. Climatic, edaphic, and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils. **Global Biogeochemistry Cycles**, Washington, v. 8, p. 279-293, 1994

SIX, J.; CONANT, R.T.; PAUL, E.A.; PAUSTIAN, K. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. **Plant and Soil**, Berlin, v. 241, p. 155-176, 2002.

TOWNSEND, A. R.; VITOUSEK, P.M.; HOLLAND, E.A. Tropical soils could dominate the short-term carbon cycle feedbacks to increased global temperatures. **Climate Change**, Palo Alto, v. 22, p. 293-303, 1992.

TRUMBORE, S. Age of soil organic matter and soil respiration: Radiocarbon constrains on belowground C dynamics. **Ecological Applications**, Tempe, v. 10, p. 399-411, 2000.

WIGLEY, T.M.L. The climate change commitment. **Science**, New York, v. 307, p. 1769-1772, 2005.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **WMO statement on the status of the global climate in 2004**. Geneva: World Meteorological Organization, 2005. 367p.

## **2 EMISSÃO DE CO<sub>2</sub> DE SOLOS SOB FLORESTA E PASTAGENS SUBMETIDOS A UM AUMENTO DE TEMPERATURA**

### **Resumo**

As incertezas sobre como o aquecimento global pode vir a alterar a matéria orgânica do solo persistem em debate. O valor  $Q_{10}$ , o qual descreve a velocidade das reações químicas, é usado nos estudos de modelagem e supõe-se que este valor possa ser diferente em função da região climática. O objetivo dessa pesquisa foi avaliar a sensibilidade da MOS em áreas de floresta e pastagem. Foi instalado um experimento de incubação, a 25 e 35 °C, com longa duração (660 dias). Foram incubadas amostras de solos arenoso e argiloso, provenientes de floresta e pastagem provenientes da região Amazônica. Os resultados obtidos indicaram que as emissões de CO<sub>2</sub> duplicaram ( $Q_{10} = 2$ ) sob um aumento de 10 °C. Os solos sob pastagens emitiram mais CO<sub>2</sub>. As amostras de solo arenoso sob pastagem não apresentaram diferença na sensibilidade dos compartimentos lábil (C-lábil) e recalcitrante (C-recalcitrante) da MOS à temperatura. Entretanto, para as amostras de solo argiloso, o C-recalcitrante foi mais sensível ao aumento de temperatura.

Palavras-chave:  $Q_{10}$ ; Emissão de CO<sub>2</sub>; Mudança de uso do solo; C remanescente da floresta; C derivado da pastagem

## CO<sub>2</sub> emissions of soils under forest and pastures to in response to temperature increased

### Abstract

There are disagreements about how global warming can affect soil organic matter. The  $Q_{10}$  value which describes the chemical reaction rates is a key point for soil modeling studies. The  $Q_{10}$  value may be specific for each climatic region. The objective of this study was to assess SOM sensitivity (labile-C *versus* resistant-C) at forest and pasture soils sites. Samples from sandy and clayed soils under forest and pastures from the Amazon region were incubated under 25 e 35 °C for 660 days. The results showed that CO<sub>2</sub> emission was twice higher under 35 °C. Forest-to-pasture conversion increased the CO<sub>2</sub> emissions. The temperature sensitivity of resistant-C and labile-C was equal on sandy soil. However, the resistant-C was more sensitive to temperature increased on clayed soil.

Keywords:  $Q_{10}$ ; CO<sub>2</sub> emissions; Land use change; C reaming from forest; C derived from pasture

## 2.1 Introdução

O efeito da temperatura nas reações químicas tem sido estudado desde o final de 1800 por Arrhenius e van't Hoff. No entanto, persiste um não consenso a respeito de como a temperatura controla a taxa de decomposição da matéria orgânica do solo (MOS). Várias pesquisas controversas (BELLAMY et al., 2005; GIARDINA; RYAN, 2000; DAVIDSON et al., 2000; THORNLEY; CANNELL, 2001; FANG et al., 2005; KNORR et al., 2005; LISKI et al., 1999; KIRSCHBAUM, 1995; TRUMBORE et al., 1996; FIERER et al., 2005) a respeito desse tema têm sido publicadas em conceituadas revistas científicas.

A MOS contém de duas a três vezes mais carbono (C) que a atmosfera (DAVIDSON et al., 2000). A respiração dos microrganismos do solo emite por ano de 50-75 Pg de C-CO<sub>2</sub> o que representa aproximadamente  $\frac{1}{10}$  da emissão anual proveniente da queima de combustíveis fósseis (SCHIMMEL, 1995). A temperatura é um dos fatores que controlam a decomposição da MOS. O conhecimento de como a temperatura afeta a decomposição da MOS é importante para aprimorar o conhecimento a cerca de como o aquecimento global poderia alterar os estoques de C do solo.

A MOS compreende milhares de compostos orgânicos e cada um deles tem suas características inerentes (DAVIDSON; JANSSENS, 2006). Para simplificar o estudo da decomposição da MOS esses compostos são usualmente classificados em dois grupos ou compartimentos: i) um compartimento lábil da MOS – a qual é facilmente decomposta e, ii) um outro compartimento mais resistente e menos disponível para a decomposição. Avaliar a sensibilidade a temperatura de cada um dos compartimentos da MOS é um desafio pois as características edafoclimáticas de cada região dificulta as comparações e cruzamento de dados (DAVIDSON; JANSSENS, 2006). Adicionalmente, vários fatores contribuem com a sensibilidade da MOS à temperatura (ÅGREN; WETTERSTED, 2007) e, em geral, o tempo de duração dos experimentos de incubação é inferior ao tempo médio de residência da matéria orgânica. Finalmente, diferentes interpretações dos dados experimentais podem levar a conclusões opostas (KNORR et al., 2005; FANG et al., 2006; ÅGREN, 2000; LISKI et al., 2000).

O método tradicionalmente utilizado para avaliar a taxa de decomposição da MOS é o cálculo do valor Q<sub>10</sub>. O valor Q<sub>10</sub> para uma taxa de reação é definido como um fator pelo qual essa taxa aumenta com a elevação da temperatura (DAVIDSON; JANSSENS, 2006). Para avaliar



a sensibilidade dos compartimentos da MOS à temperatura, o compartimento lábil (C-lábil) e o compartimento recalcitrante (C-recalcitrante), em áreas de conversão do uso da terra de floresta para pastagem foi implantado um experimento de incubação de amostras de solo por um período de 660 dias. Foram incubadas amostras de solo arenoso e argiloso, provenientes de floresta e pastagem, da Região Amazônica. Realizou-se coletas periódicas da emissão CO<sub>2</sub> para avaliar a taxa de decomposição da MOS a 25 e 35 °C. Foram também realizadas análise do sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C-CO}_2$  para avaliar a origem do C emitido.

## **2.2 Material e Métodos**

### **2.2.1 Meio físico, descrição e localização dos solos selecionados**

Selecionaram-se duas áreas para coleta de amostras de solo. A primeira área possui solo arenoso e está localizada na Fazenda Nova Vida, próximo ao município de Ariquemes-RO. A segunda área selecionada tem solo argiloso e localiza-se na Fazenda Juliana, próxima ao município de Chupinguaia-RO. Coletaram-se amostras de solo (Tabela 2.1) sob floresta e pastagem, em condições de clima tropical (Figura 2.1) na região oeste da Amazônia. Os critérios para seleção destas áreas foram: (1) solos derivados de floresta; (2) áreas com históricos bem documentados; (3) passado extensivo (incluindo avaliação isotópica do  $\delta^{13}\text{C}$  da MOS) de solos que tenham sofrido alterações na vegetação formada por espécies nativas (plantas C3) para espécies cultivadas (plantas C4), resultando em substituição de  $\delta^{13}\text{C}$ -lábil nativo (floresta) para um novo  $\delta^{13}\text{C}$ -lábil cultivado (pastagem) e (4) solos com texturas contrastantes (argiloso e arenoso). O clima da região é tropical úmido com estação seca de maio a setembro. As médias anual de precipitação é 2.200 mm e de temperatura é 25,6 °C (CERRI et al., 2004). As pastagens foram implantadas no ano de 1972 e 1975 em áreas de solo arenoso e argiloso, respectivamente. A conversão das áreas de floresta para pastagem ocorreu diretamente sem o uso intermediário de culturas anuais. A vegetação nativa das áreas de floresta é predominantemente constituída por plantas C3 e as áreas sob pastagem são cobertas por gramíneas C4, brachiário (*B. brizantha* (A. Rich. Stapf.) (CERRI et al., 2004).

Tabela 2.1 – Caracterização do solo e descrição edafoclimática das áreas selecionadas

Fazenda/ Cidade-Estado	Temperatura média	Uso da terra	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	Argila -----g . kg <sup>-1</sup> -----	Silte	Areia
Nova Vida/ Ariquemes-RO	25,6 °C	Floresta	-26,6	249	45	681
		Pastagem (33 anos)	-18	248	66	647
Juliana/ Chupinguaia-RO	23,1 °C	Floresta	-25,23	645	160	195
		Pastagem (30 anos)	-21,25	695	160	145

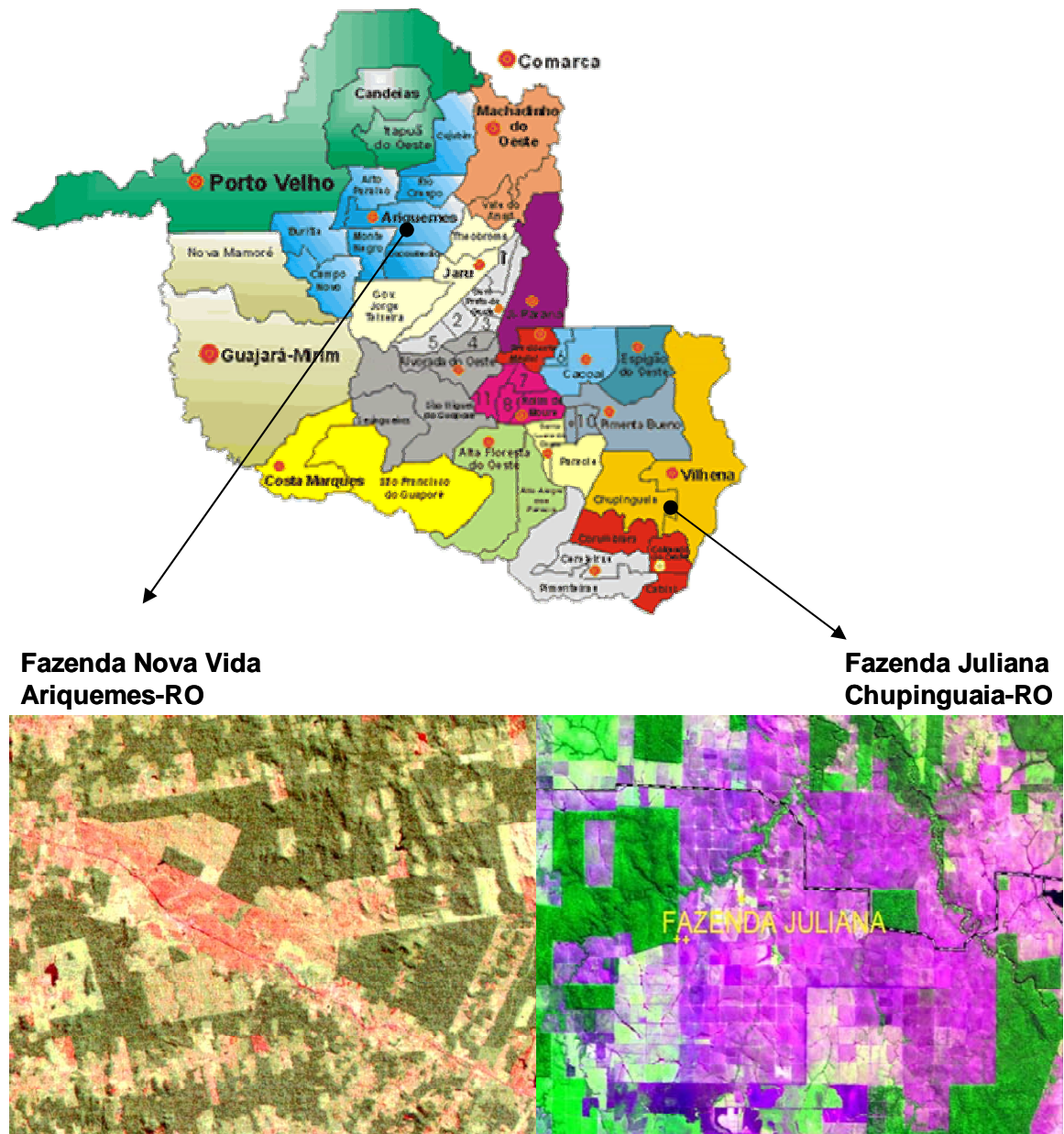


Figura 2.1 – Localização das áreas selecionadas

### 2.2.2 Coleta e preparo das amostras de solo

As amostras de solo foram coletadas em junho de 2005. As amostras de solo foram destorroadas, retirados os restos vegetais e rochas e em seguida foram secas ao ar e armazenadas a temperatura ambiente até o início do experimento de incubação de solo. A coleta das amostras de solo foi realizada em mini-trincheiras, na camada superficial (0-20 cm). O material coletado

de cada mini-trincheira (cerca de 4 kg de solo) foi misturado para formar uma amostra composta em cada tratamento (Figura 2.2).

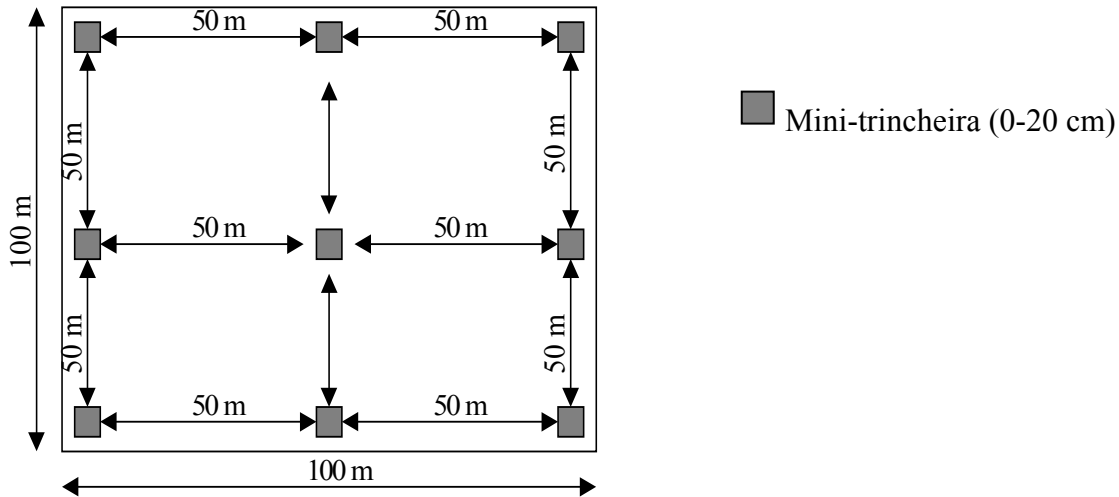


Figura 2.2 – Esquema de amostragem das áreas de coleta, solo sob floresta ou pastagem

### 2.2.3 Descrição do experimento

Para avaliar a sensibilidade à temperatura das frações da MOS, C-lábil *versus* C-recalcitrante, foi instalado um experimento (incubação em laboratório) em condições ambientais controladas (temperatura e umidade). As amostras de solo (TFSA) foram rigorosamente homogêneas e tamisadas em peneira de 2 mm. Em seguida foram pesados 80 g de solo em potes de plástico (100 mL) e acondicionados em recipiente de vidro (800 mL) com um Becker com 20 mL de água para manter a umidade durante o período de incubação. Essas amostras foram umedecidas a 60% da capacidade de campo e pré-incubadas por quatro dias a temperatura de 25 °C e em seguida passaram para suas respectivas temperaturas de incubação, 25 ou 35 °C por mais três dias. Esse período de pré-incubação é recomendado para que o sistema atinja um equilíbrio após ser umedecido (PAUL et al., 2001). Imediatamente após o período de pré-incubação iniciou-se a incubação das amostras de solo a temperatura constante de 25 e 35 °C e contagem do período de incubação, 660 dias.

A incubação das amostras de solos foi feita durante 660 dias. As temperaturas de incubação foram 25 e 35 °C, com 4 repetições para cada tratamento. Alíquotas do gás emitido foram coletadas para análise da emissão de CO<sub>2</sub> e do sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ . As alíquotas para análise de CO<sub>2</sub> foram coletadas diariamente nos primeiros 14 dias; semanalmente nos 14 dias

seguintes; e mensalmente até 660 dias. As alíquotas para análise de  $\delta^{13}\text{C-CO}_2$  foram coletadas em todas as coletas para avaliar a emissão de  $\text{CO}_2$ , até os 500 dias de incubação.

## 2.2.4 Métodos de análise

### 2.2.4.1 Determinação da capacidade de campo

Determinou-se a capacidade de campo das amostras de solo adicionando-se 30 g de solo (TFSA, tamisadas em peneira de 2 mm) num funil de plástico com 10 cm de diâmetro, vedado com lã de vidro na base, para evitar perda de material. Posteriormente, as amostras de solo foram saturadas com água deionizada. Os funis foram cobertos com filme plástico para minimizar perdas de água por evaporação e assim permaneceram por 4-6 horas para drenagem do excesso de água. Em seguida, cerca de 5 g de cada amostra de solo foram secas em estufa a 105 °C até obter-se massa constante. A capacidade de campo foi determinada utilizando a seguinte fórmula:

$$c.c. = \frac{P_1 - P_2}{P_2} \quad \text{Eq. (2.1)}$$

onde, c.c.= capacidade de campo;  $P_1$ = peso da amostra de solo úmida (g);  $P_2$ = peso da amostra de solo seca (g).

### 2.2.4.2 Caracterização das amostras de solo

Análise de pH em  $\text{CaCl}_2$  seguiu a metodologia proposta por Anderson e Ingram (1989). As análises químicas P, K, Ca, Mg e Al foram realizadas no Laboratório de Análises de Solo da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, ESALQ-USP, seguindo metodologia descrita pela EMBRAPA, 1997. Para a determinação de C e N total do solo as amostras foram secas ao ar, homogêneas, moídas, passadas em peneiras a 100 mesh e analisadas por combustão a seco pelo equipamento LECO CN-2000, no Laboratório de Biogeoquímica Ambiental do Centro de Energia Nuclear na Agricultura, CENA-USP. A caracterização das amostras de solo está apresentada na tabela 2.2.

Tabela 2.2 – Caracterização das amostras de solo

Uso do solo	pH	Total		$\delta^{13}\text{C}$	P	K	Ca	Mg	Al	C:N	%C-floresta
		CaC <sub>l<sub>2</sub></sub>	C N								
		%	%	%	mg.dm <sup>-3</sup>	-----mmol <sub>c</sub> . dm <sup>-3</sup> -----					
Solo arenoso – Fazenda Nova Vida											
Floresta	3.5	1,0	0,1	-26,6	2,80	2,8	1	1	10,9	10	100
Pastagem	4.3	1,4	0,1	-18,0	2,80	7,9	5	7	2,2	14	33
Solo argiloso – Fazenda Juliana											
Floresta	5.5	2,4	0,2	-25,2	7,35	11,8	19	73	1,8	12	100
Pastagem	4.6	2,8	0,3	-21,3	4,55	19,2	11	44	1,6	9,3	55

#### 2.2.4.3 Análise do CO<sub>2</sub> evoluído e $\delta^{13}\text{C}$ -CO<sub>2</sub>

O CO<sub>2</sub>-evoluído foi analisado pelo analisador de CO<sub>2</sub> Infra Red Gas Analyzer-IRGA no Laboratório de Biogeoquímica Ambiental, CENA-USP. O sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$  foi medido nas amostras de gás coletadas para avaliação do CO<sub>2</sub> evoluído. As alíquotas de gás coletadas para análise de  $\delta^{13}\text{C}$ -CO<sub>2</sub> foram adequadamente armazenadas em recipientes de vidro (*vacutainers*) e, imediatamente, encaminhados para posterior análise em espectrômetro de massa Finegam, Laboratório de Ecologia Isotópica, CENA-USP.

#### 2.2.4.4 Cálculo do valor Q<sub>10</sub>

O valor Q<sub>10</sub> para um a taxa de reação é definido como um fator pelo qual essa taxa aumenta com a elevação da temperatura (DAVIDSON; JANSSENS, 2006). O valor da Q<sub>10</sub> foi calculado pela seguinte fórmula:

$$Q_{10} = \frac{R_2 \left( \frac{10}{T_2 - T_1} \right)}{R_1} \quad \text{Eq. (2.2)}$$

onde, R= é a quantidade de CO<sub>2</sub> respirado após certo número de dias; T= é a temperatura; 1 e 2 são diferentes temperaturas usadas para comparação.

#### 2.2.4.5 Origem do $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ derivado da planta

Para avaliar a origem do  $\text{CO}_2$ -evoluído foram coletadas amostras de gás ( $\text{CO}_2$ ) para análise do  $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ . Para mensurar a origem do C utilizaram-se as seguintes fórmulas:

$$C_{dp} = \frac{\delta^{13}\text{CO}_2n - \delta^{13}\text{C}_F}{\delta^{13}\text{C}_P - \delta^{13}\text{C}_F} \quad \text{Eq. (2.3)}$$

onde,  $C_{dp}$  = fração do  $\text{CO}_2$ -evoluído com origem no C derivado da pastagem;  $\delta^{13}\text{C-CO}_2n$  = valor  $\delta^{13}\text{C-CO}_2$  obtido pela leitura da amostra coletada da incubação do solo sob pastagem;  $\delta^{13}\text{C}_F$  = valor do  $\delta^{13}\text{C}$  da vegetação C3 (-28‰);  $\delta^{13}\text{C}_P$  = valor do  $\delta^{13}\text{C}$  da vegetação C4 (-13‰).

$$C_{rf} = 1 - F_p \quad \text{Eq. (2.4)}$$

onde,  $C_{rf}$  = fração do  $\text{CO}_2$ -evoluído com origem no C remanescente da floresta.

Neste estudo foi considerado o valor proposto por Moraes et al. (1996) obtido em situações de pastagens similares ao dos locais amostrados (Fazenda Nova Vida, solo arenoso e Fazenda Juliana, solo argiloso), -13‰ para pastagens (C4) e -28 ‰ para solos sob floresta (C3).

#### 2.2.4.6 Análises estatísticas

Os dados de emissão acumulada de  $\text{CO}_2$ -evoluído e valor  $Q_{10}$ , para cada solo foram analisados usando o programa estatístico SAS para análise de variância (ANOVA) (SAS INSTITUTE INC., 1990). As diferenças entre as médias foram testadas pelo teste LSD com um nível de significância de  $p < 0,05$ .

### 2.3 Resultados e Discussão

#### 2.3.1 Emissão de $\text{CO}_2$ durante de 660 dias de incubação e valor $Q_{10}$

Após 660 dias de incubação, a quantidade total acumulada de  $\text{CO}_2$  emitido foi maior para as amostras de solo incubadas a 35 °C, quando comparadas a incubação a 25 °C (Figura 2.3). As amostras de solo arenoso e argiloso, sob floresta e pastagem, respiraram em média 5% e 10% do C-total do solo, quando foram incubadas a 25 e 35 °C respectivamente. As amostras de solo sob pastagem emitiram mais  $\text{CO}_2$  quando comparada as emissões das amostras de solos sob florestas.

Esse excedente de CO<sub>2</sub> foi de 13 e 18% a 25 °C e de 19 e 5% a 35 °C em solo arenoso e argiloso respectivamente.

Os solos, argiloso e arenoso, emitiram mais CO<sub>2</sub> sob um a um acréscimo de 10 °C na temperatura. Estes resultados corroboram os resultados reportados na literatura (FANG; MONCRIEF, 2001; BOL et al., 2003; ISE; MOORCROFT, 2006) e sustentam a hipótese de que a temperatura é um importante fator para avaliar a taxa de decomposição da MOS e que a emissão de CO<sub>2</sub> pode aumentar com o aumento de temperatura. Os resultados obtidos nesse experimento sugerem que existe uma relação entre o teor de C do solo e a emissão de CO<sub>2</sub>. Thomsen et al. (1999) estudaram a relação entre a mineralogia da fração argila, o teor de argila do solo e a taxa de decomposição da MOS. Segundo esses autores a textura do solo e a emissão de CO<sub>2</sub> têm uma relação direta. Isso é válido apenas para os solos com a mesma mineralogia (HASSINK, 1994). As amostras de solo utilizadas nesse estudo são provenientes de solos bem intemperizados e, pela sua localização geográfica, conclui-se que ambos os sítios de amostragem localizam-se sob o mesmo material de origem, conferindo-lhes mineralogia semelhante. Os resultados sugerem uma relação direta em quantidade de emissão de CO<sub>2</sub> e teor de C do solo.



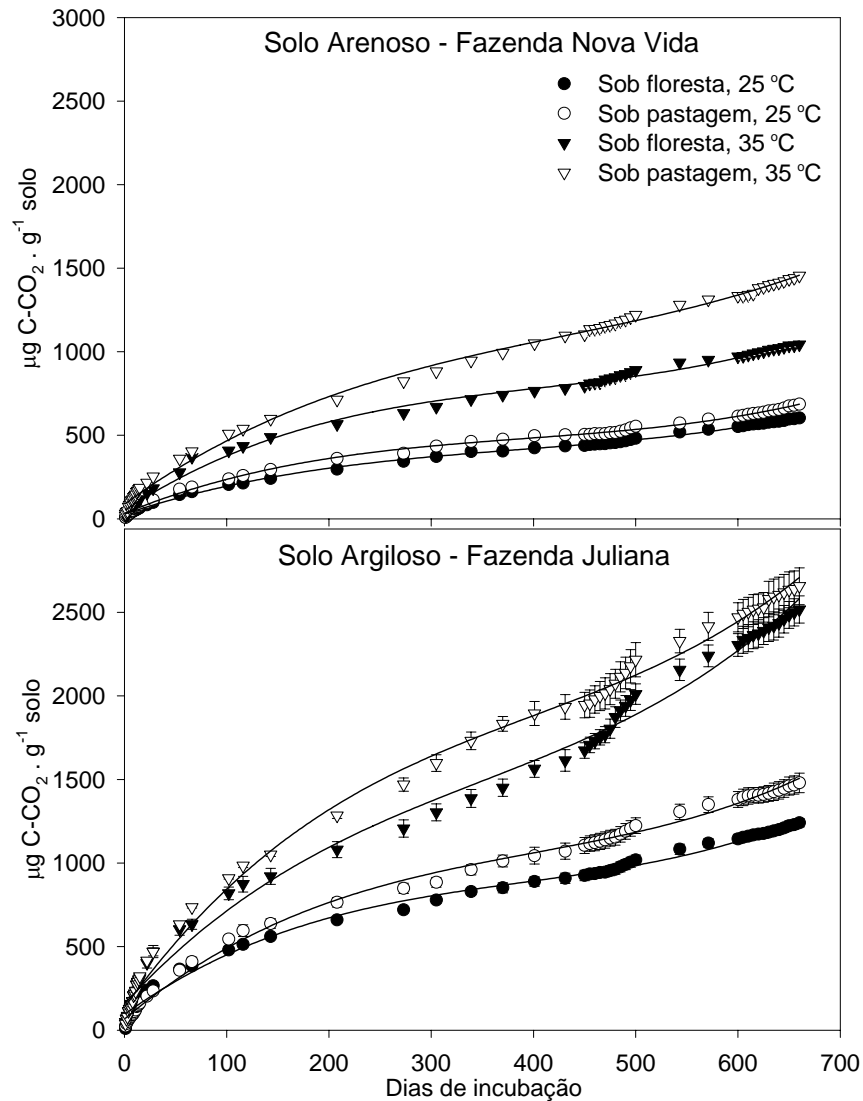


Figura 2.3 – Emissão de CO<sub>2</sub> durante do período de 660 dias de incubação sob temperaturas constantes, 25e 35 °C

Os valores de  $Q_{10}$  foram estatisticamente diferentes entre os solos de floresta e pastagem (Figura 2.4). Em solo arenoso o valor  $Q_{10}$  foi maior para solo sob pastagem e em solo argiloso o maior valor  $Q_{10}$  foi para o solo sob floresta. Os valores obtidos para a  $Q_{10}$  foram próximos a 2, valor comumente encontrado em outros estudos (FRIEDLINGSTEIN et al., 2006). Os resultados obtidos neste estudo sugerem que o solo arenoso sob pastagem tem maior potencial de emissão de CO<sub>2</sub> com o aumento de temperatura. Já o solo argiloso apresentou resultado oposto, ou seja, o C da MOS dos solo sob floresta foi mais sensível ao aumento de temperatura. Os resultados confirmam também a hipótese de que a cada aumento de 10 °C na temperatura as reações biológicas a velocidade (DAVIDSON; JANSSENS, 2006). Contudo, a comunidade científica não

está de acordo no que se refere ao método tradicional para cálculo o valor  $Q_{10}$  o qual expressa a diferença na respiração total de um mesmo tipo de amostra de solo incubado em duas temperaturas ( $x$  e  $x+10$  °C) durante um tempo determinado. De acordo com Reichstein et al. (2000), em experimentos de incubação, a taxa respiratória do solo decresce ao longo do tempo levando a diferenças na quantidade e qualidade do C do solo respirado a diferentes temperaturas. Com isso, a sensibilidade da MOS à temperatura é mascarada uma vez que a temperatura sofre influência da origem do C emitido na forma de  $CO_2$  (LEIFELD; FUHRER, 2005; REICHSTEIN et al., 2000; CONANT et al., 2008).

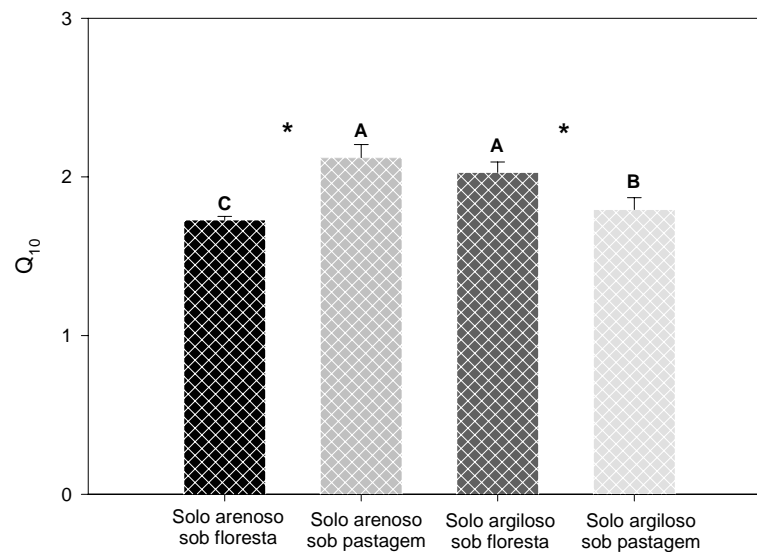


Figura 2.4 – Valores de  $Q_{10}$  do  $CO_2$ -total emitido das amostras de solos incubadas sob temperaturas constantes, 25 e 35 °C por período de 660 dias (Valores das médias seguidas do desvio padrão,  $n=4$ . Letras maiúsculas comparam as médias entre todos os solos. \* comparam as médias dentro dos tipos de solo)

### 2.3.2 Origem do $CO_2$ emitido e valor $Q_{10}$

Conforme os dados apresentados na tabela 2.2 as amostras de solo provenientes de pastagens têm maior teor de matéria orgânica tanto no solo arenoso (+40%) quanto no solo argiloso (+17%). A contribuição do  $C_{dp}$  no solo arenoso foi maior do que no solo argiloso 67 e 45% respectivamente. A emissão acumulada de  $CO_2$  das amostras de solos arenoso e argiloso, referente ao  $C_{dp}$  foram maiores que a emissão acumulada de  $CO_2$  do  $C_{rf}$  (Figura 2.5). O percentual de  $C_{dp}$  emitido na forma de  $CO_2$ , ao final de 500 dias de incubação e em períodos

intermediários (15, 50, 140 e 370), foi de  $\pm 70\%$  maior nas amostras de solos arenoso e argiloso, incubados a 25 e 35 °C.

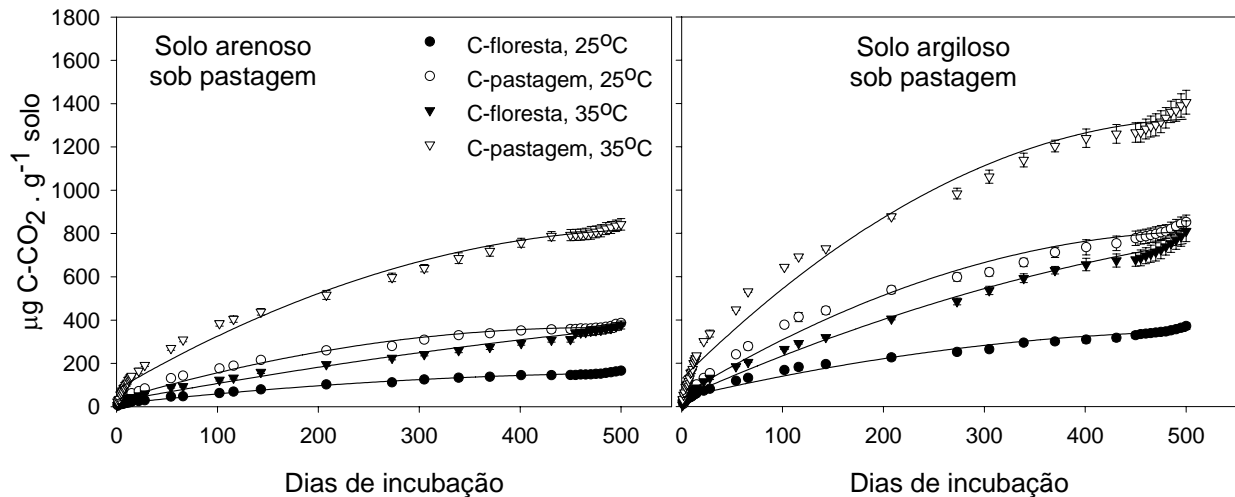


Figura 2.5 – Contribuição relativa do  $C_{dp}$  e  $C_{rf}$  na emissão de  $CO_2$  durante o período de 660 dias de incubação das amostras sob temperaturas constantes, 25 e 35 °C

A sensibilidade da MOS ao aumento de temperatura foi diferente entre os solos arenoso e argiloso (Figura 2.6). Para o solo arenoso sob pastagem os valores  $Q_{10s}$  do compartimento lábil da MOS ( $C_{dp}$ ) e do compartimento recalcitrante da MOS ( $C_{rf}$ ) foram estatisticamente iguais. Para a amostra de solo argiloso sob pastagem o valor  $Q_{10}$  para o C-lábil foi menor que o valor para o C-recalcitrante.

A maior sensibilidade ao aumento de temperatura do  $C_{rf}$ , observada no solo argiloso sob pastagem, está de acordo com a química termodinâmica básica descrita pela equação de Arrhenius (DAVIDSON; JANSSENS, 2006), segundo a qual, o C mais resistente tem mais energia de ativação e o aumento de temperatura auxilia o aumento/estímulo dessa energia de ativação e poderia, desse modo, tornar o C-resistente mais sensível ao aumento de temperatura. Esse resultado coincide com outros estudos (ANDREWS et al., 2000; BOL et al., 2003; WALDROP; FIRESTONE, 2004; BIASI et al., 2005; VANHALA et al., 2007; CONANT et al., 2008) que têm usado a avaliação do sinal isotópico  $\delta^{13}C-CO_2$  para distinguir a resposta ao aumento de temperatura do compartimento recalcitrante (C-recalcitrante) da MOS daquela do compartimento lábil (C-lábil) da MOS. Contudo, os resultados observados para o solo arenoso não estão em concordância com esses autores, mas se enquadram em outra concepção defendida por outros autores como Fang et al. (2005) que defendem a hipótese de que o C-lábil e o C-recalcitrante são igualmente sensíveis ao aumento de temperatura.

É importante ressaltar também que a determinação do sinal isotópico do  $\delta^{13}\text{C-CO}_2$  foi realizada em uma única repetição e os recipientes para armazenamento das amostras de gás foram re-utilizados. Isso pode de alguma forma ter comprometido a interpretação dos resultados.

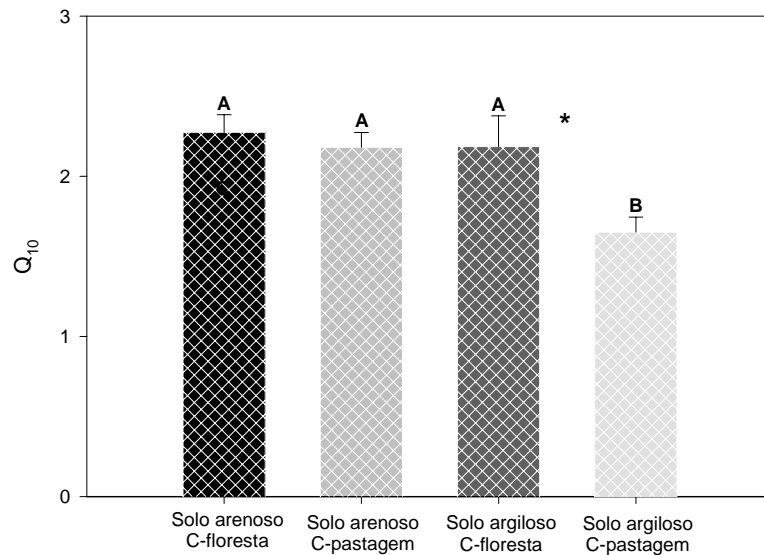


Figura 2.6 – Valores da  $Q_{10}$  do  $\text{CO}_2$ -floresta e  $\text{CO}_2$ -pastagem emitidos das amostras de solos sob pastagens incubadas sob temperaturas constantes, 25 e 35 °C por período de 660 dias (Valores das médias seguidas do desvio padrão,  $n=4$ . Letras maiúsculas comparam as médias entre todos os solos. \* comparam as médias dentro dos tipos de solo)

O entendimento das emissões de  $\text{CO}_2$  do solo a atmosfera pela interpretação dos valores  $Q_{10}$  é uma ferramenta importante para modelagem do C da MOS num cenário de aquecimento global. No entanto, ainda não há um consenso sobre esse assunto. As divergências a respeito do tipo de experimento (*in situ* ou em laboratório), tempo de duração e interpretação dos dados não têm alcançado o propósito de elucidar os questionamentos a respeito da sensibilidade à temperatura das diferentes frações da MOS.

## 2.4 Conclusões

1. Em solo argiloso o C no compartimento recalcitrante da MOS foi mais sensível ao aumento de temperatura que o C do compartimento lábil da MOS. Houve maior emissão de  $\text{CO}_2$  a 35 °C em comparação a emissão de  $\text{CO}_2$  a 25 °C.
2. Em solo arenoso o C dos compartimentos lábil e recalcitrante da MOS foram igualmente sensíveis ao aumento de 10 °C na temperatura, de 25 para 35 °C.

3. As amostras de solo arenoso e argiloso, sob floresta e pastagem, emitiram 5% do estoque inicial do C do solo, quando incubadas a 25 °C e, 10% do estoque inicial do C do solo quando incubadas a 35 °C.
4. Em solo arenoso as amostras de solo sob pastagem emitiram 13 e 19% a mais de CO<sub>2</sub> em relação à emissão de CO<sub>2</sub> em solo sob floresta quando incubadas a 25 e 35 °C respectivamente.
5. Em solo argiloso as amostras de solo sob pastagem emitiram 15 e 5% a mais de CO<sub>2</sub> em relação à emissão de CO<sub>2</sub> em solo sob floresta quando incubadas a 25 e 35 °C respectivamente.

## Referências

ÅGREN, G.I. Temperature dependence of old organic matter. **Ambio**, Stockholm, v. 29, p. 55-55, 2005.

ÅGREN, G.I.; WETTERSTEDT, J.A.M. What determines the temperature response of soil organic matter decomposition? **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 39, p. 1794-1798, 2007.

ANDERSON, J.M.; INGRAM, J.S.I. Tropical soil biology and fertility: a handbook of methods. CAB International. 1989. p. 171.

ANDREWS, J.A.; MATAMALA, R.; WESTOVER, K.M.; SCHESINGER, W.H. Temperature effects on the diversity of soil heterotrophs and the delta C-13 of soil-respired CO<sub>2</sub>. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 32, p. 699-706, 2000.

BELLAMY, P.H.; LOVELAND, P.J.; BRADLEY, R.I.; LARK, R.M.; KIRK, G.J.D. Carbon losses from all soils across England and Wales 1978-2003. **Nature**, New York, v. 437, p. 245-248, 2005.

BERNOUX, M.; CERRI, C.C.; NEILL, C., MORAES, J.F.L. The use of stable carbon isotopes for estimating soil organic matter turnover rates. **Geoderma**, Amsterdam, v. 82, p. 43-58, 1998.  
 BIASI, C.; RUSALIMOVA, O.; MEYER, H.; KAISER, C.; WANCK, W.; BARSUKOV, P.; JUNGER, H.; RICHTER, A. Temperature-dependent shift from labile to recalcitrant carbon sources of arctic heterotrophs. **Rapid Communications in Mass Spectrometry**, Washington, v. 19, p. 1401-1408, 2005.

BOL, R.; BOLGER, R.C.; LITTLE, D. Successional status, seed size, and response of tree seedlings to CO<sub>2</sub>, light, and nutrients. **Ecology**, Washington, v.74, p.104-112, 2003.

CERRI, C.E.P.; PAUSTIAN, K.; BERNOUX, M.; VICTORIA, R.L.; MELLILO, J.; CERRI, C.C. Modeling changes in soil organic matter in Amazon forest to pasture conversion with Century model. **Global Change Biology**, New York, v. 10, p. 815-832, 2004.

CONANT, R.T.; DRIJBER, R.A.; HADDIX, M.L.; PARTON, W.J.; PAUL, E.A.; PLANTE, A.F.; SIX, J.; STEINWEG, J.M. Sensitivity of organic matter decomposition to warming varies with its quality. **Global Change Biology**, New York, v. 14, p. 868-877, 2008.

DAVIDSON, E.A.; TRUMBORE, S.E.; AMUNDSON, R. Soil warming and organic carbon content. **Nature**, New York, v. 408, p. 789-790, 2000.

DAVIDSON, E.A.; JANSSENS, I.A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. **Nature**, New York, v. 408, p. 165-173, 2006.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária/SNLCS. Manual de método de análise do solo. Rio de Janeiro. EMBRAPA, 1997. 212p.

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.

FANG, C.M.; SMITH, P.; MONCRIEFF, J.B.; SMITH, J.U. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. **Nature**, New York, v.433, p.57-59, 2005.

FELLER, C.; FRITSCH, E.; POSS, R.; VALENTIN, C. Effect de la texture sur le stockage et la dynamique des matieres organiques dans quelques sols ferrugineux (Afrique de l'Ouest, en particulier). **Cahiers Orstom Série Pédologie**, Paris, v. 26, p. 25-36, 1991.

FIERER, N.; CRAINE, J.M.; McLAUHLAN, K.; SCHIMEL, P.J. Litter quality and the temperature sensitivity of decomposition. **Ecology**, Washington, v.86, p.320-326, 2005.

FRIEDLINGSTEIN, P.; COX, P.; BETTS, R.; BOPP, L.; Von BLOH, W.; BROVKIN, V.; CADULE, P.; DONEY, S.; EBY, M.; FUNG, I.; BALA, G.; JOHN, J.; JONES, C.; JOOS, F.; KATO, T.; KAWAMIYA, M.; KNORR, W.; LINDSAY, K.; MATHEWS, H.D.; RADDATZ, T.; RAYNER, P.; REICK, C.; ROECKNER, E.; SCHNITZLER, K.G.; SCHNUR, R.; STRASSMANN, K.; WEAVER, A.J.; YOSHIKAWA, C.; ZENG, N. Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the (CMIP)-M-4 model intercomparison. **Journal of Climate**, Boston, v.19, p.3337-3353, 2006.

GIARDINA, C.P.; RYAN, M.G. Soil warming and organic carbon content – Reply. **Nature**, New York, v. 408, p. 790, 2000.

HASSINK, J. Effects of soil texture and grassland management on soil organic C and N and rates of C and N mineralization. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 26, p. 1221-1231, 1994.

ISE, T.; MOORCROFT, P.R. The global-scale temperature and moisture dependencies of soil organic carbon decomposition: an analysis using a mechanistic decomposition model.

**Biogeochemistry**, Berlin, v. 80, p. 217-231, 2006.

KIRSCHBAUM, M.U.F. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 27, p. 753-760, 1995.

KNORR, W.; PRENTICE, I.C.; HOUSE, J.I.; HOLLAND, E.A. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. **Nature**, New York, v.433, p.298-301, 2005.

LEIFELD, J.; FUHRER, J. The temperature response of CO<sub>2</sub> production from bulk soils and soil fractions is related to soil organic matter quality. **Biogeochemistry**, Berlin, v. 75, p. 433-453, 2005.

LISKI, J.; ILVESNIEMI, H.; MAKELA, A.; WESTMAN, C.J. CO<sub>2</sub> emissions from soil in response to climate warming are overestimated – The decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature. **Ambio**, Stockholm, v.28, p.171-174, 1999.

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

PAUL, E.A.; MORRIS, S.J.; BÖHM, S. The determination of soil C pool sizes and turnover rates: Biophysical fractionation and tracers. In: LAL, R.; KIMBLE, J.M.; FOLLET, R.F.; STEWART, B.A. (Ed.). **Assessment methods for soil carbon**. Boca Raton: Lewis Publishers, 2001. p.193-206.

REICHSTEIN, M.; BEDNORZ, F.; BROLL, G.; KATTER, T. Temperature dependence of carbon mineralization: conclusions from a long-term incubation of subalpine soil samples. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 32, p. 947-958, 2000.

SAS Institute. **SAS user's guide. Statistics**. 6<sup>th</sup> ed. SAS Inst. Cary, NC. 1990.v.2.

SCHIMEL, D.S.; BRASWELL, B.H.; HOLLAND, E.A.; McKOEWN, R.; OJIMA, D.S.; PAITER, T.H.; PARTON, W.J.; TOWNSEND, A.R. Climatic, edaphic, and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils. **Global Biogeochemistry Cycles**, Washington, v. 8, p. 279-293, 1994

TAN, Z.X.; LAL, R.; SMECK, N.E.; CALHOUN, F.G. Relationships between surface soil organic carbon pool and site variables. **Geoderma**, Amsterdam, v. 121, p. 187-195, 2004.

THOMSEN, I.K.; SCHJONNING, P.; JENSEN, B.; KRISTENSEN, K.; CHRISTENSEN, B.T. Turnover of organic matter in differently textured soils. II. Microbial activity as influenced by soil water regimes. **Geoderma**, Amsterdam, v. 89, p.199-218, 1999.

THORNLEY, J.H.M.; CANNEL, I.M.G.R. Soil carbon storage response to temperature: an hypothesis. **Annals of Botany**, Oxford, v.87, p. 591-598, 2001.

TRUMBORE, E.E.; CHADWICK, O.A.; AMUNDSON, R. Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change. **Science**, New York, v. 272, p. 393-396, 1996

VANHALA, P.; KARHU, K.; TUOMI, M.; SONNINEN, E.; JUNGNER, H.; FRITZE, H.; LISKI, J. Old soil carbon is more temperature sensitive than the young in an agricultural field. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 39, p. 2967-2970, 2007.

WALDROP, M.P.; FIRESTONE, M.K. Altered utilization patterns of young and old C by microorganisms caused by temperature shifts and N additions. **Biogeochemistry**, Berlin, v. 67, p. 235-248, 2004.



### 3 ORIGEM DO CO<sub>2</sub> EMITIDO EM UMA SUCESSÃO FLORESTA-PASTAGEM SUBMETIDA A UM AUMENTO DE TEMPERATURA

#### Resumo

A mudança do uso da terra, como a conversão de floresta para pastagem, pode alterar a emissão de CO<sub>2</sub> e a distribuição do carbono (C) nas frações físicas do solo. Assim como as modificações no manejo do solo o aumento de temperatura pode potencializar as emissões de CO<sub>2</sub> e a distribuição do C nos compartimentos lábil (C-lábil) e recalcitrante (C-recalcitrante) da matéria orgânica nas frações do solo. O objetivo desta pesquisa foi avaliar a sensibilidade matéria orgânica do solo (MOS) de solo sob floresta e pastagem ao aumento de temperatura. Foram coletadas amostras de um Argissolo Vermelho-amarelo numa área com floresta e em outra com pastagens com diferentes idades de implantação (cronosequência). As amostras de solo foram incubadas a 25 e 35 °C por um período de 98 dias. Realizou-se a avaliação da emissão de CO<sub>2</sub>, durante a incubação. As amostras antes de serem incubadas e ao fim do período de incubação foram fracionadas fisicamente em 4 classes de agregados: > 250 μm (matéria orgânica particulada – MOP); 53-250 μm (microagregado), 2-53 μm (fração silte) e < 2μm (fração argila). A emissão de CO<sub>2</sub> foi maior nas amostras de solo sob pastagem a 35 °C. A fração microagregado armazenou a maior quantidade de C no solo. Num cenário de aquecimento global a maior sensibilidade do C-recalcitrante à temperatura pode resultar num impacto ainda maior nos estoques de C do solo, aumentando o *feedback* positivo.

Palavras-chave: Fracionamento físico; Sistemas Tropicais; Carbono no solo; Aquecimento global; Sinal isotópico do C do solo

## Source of CO<sub>2</sub> emissions on succession forest-to-pasture in response to temperature increased

### Abstract

Land use change like forest-to-pasture conversion may affect CO<sub>2</sub> emissions and carbon distribution across soil fractions. Additionally, the temperature increase may reinforce the CO<sub>2</sub> emissions and soil C distribution of labile-C, and resistant-C, across soil fractions. The objective of this study was to evaluate the effect of conversion of forest to pasture on soil organic matter. Soil samples were collected from forest site and pasture under different ages (chronosequence). Soil samples were incubated at 25 and 35 °C over 98 days. CO<sub>2</sub> emissions were measured during the incubation period. Soil samples were fractionated before and after incubation period into four fractions sizes: > 250 μm (particulate organic matter – POM); 53-250 μm (microaggregate), 2-53 μm (silt fraction size) e < 2μm (clay fraction size). The greatest CO<sub>2</sub> emission was observed for pasture soils under 35 °C. The microaggregate had the greatest C content. The greater temperature sensitivity for more resistant soil C may have a large impact on soil C stocks with global warming, enhancing positive feedback.

Keywords: Physical fractionation; Tropical systems; Soil carbon; Global warming; Soil carbon isotope

### 3.1 Introdução

Há grande incerteza a respeito de como as mudanças climáticas e o aquecimento global poderiam afetar a matéria orgânica do solo (MOS). O solo seria uma fonte de emissão de CO<sub>2</sub> para atmosfera ou se poderia atuar como um sumidouro seqüestrando CO<sub>2</sub> da atmosfera e incorporando carbono (C). Muitos estudos têm avaliado o C-lábil versus o C-recalcitrante da MOS quanto a sensibilidade às alterações na temperatura, com resultados divergentes. Alguns sugerem que a sensibilidade do compartimento recalcitrante da MOS (C-recalcitrante) à temperatura é maior que a sensibilidade do compartimento lábil da MOS (C-lábil) (BOSATTA; ÅGREN, 1999; BOL et al., 2003; KNORR et al., 2005; FIERER et al., 2005). Outras pesquisas indicaram que o C-recalcitrante é menos sensível à temperatura que o C-lábil (LISKI et al., 1999; GIARDINA; RYAN, 2000) e, há estudos que indicam que o C-recalcitrante e o C-lábil são igualmente sensíveis à temperatura (FANG et al., 2005). Essas incertezas a respeito da labilidade da MOS se deve a sua heterogeneidade (STEVENSON, 1994) e a dificuldade de se isolar estes compostos em frações individualizadas (SMITH et al., 2002). Ao mesmo tempo em que o solo recebe novo aporte de material orgânico, outra quantidade da MOS está, paralelamente, sendo mineralizada ou complexada no solo, ou seja, passado por processos de transformação em estágios diferentes (HORWATH, 2007). Esses compostos da MOS se decompõem a diferentes taxas (SCHLESINGER, 1997; van VEEN; PAUL, 1981). Por essas razões isolar estas frações e estudar a dinâmica das diversas classes de compostos é um desafio.

Os isótopos de carbono são uma alternativa no estudo da dinâmica do C no solo. As plantas tipo C<sub>4</sub> sintetizam açúcares por uma rota metabólica que discriminam menos o <sup>13</sup>CO<sub>2</sub> durante o processo de fotossíntese e por isso tem o sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$  mais enriquecido que as plantas com rota metabólica do tipo C<sub>3</sub> (O'LERAY, 1981). As plantas também são conhecidas por diferirem na quantidade de componentes morfológicos: a celulose é geralmente mais enriquecida em isótopos <sup>13</sup>C, enquanto a lignina e as ceras são mais empobrecidas (BENNER et al., 1987; CLAY et al., 2007). Quando o material vegetal se decompõe e é incorporado na MOS ocorre uma mudança mínima no sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$  (CERRI et al., 1985). Mudanças no tipo de vegetação, de plantas C<sub>3</sub> para C<sub>4</sub>, causam uma mudança na assinatura isotópica da MOS. Isso permite determinar a origem do C do solo derivado de diferentes origens (diferente valor  $\delta^{13}\text{C}$  em função dos diferentes tipos de vegetação, plantas C<sub>3</sub> ou C<sub>4</sub>).

O valor  $\delta^{13}\text{C}$  do C respirado do solo na forma de emissão de  $\text{CO}_2$  tem sido usado para comparar a sensibilidade de diferentes compartimentos da MOS à temperatura. Entretanto, são poucos os estudos para solos tropicais direcionados a avaliação da sensibilidade da MOS à temperatura e para distinguir a origem do C respirado, C-lábil e C-recalcitrante. Alguns estudos têm analisado a depleção natural do  $\delta^{13}\text{C}$  nos compostos mais resistentes no solo (BOL et al., 2003; BIASI et al., 2005). Algumas pesquisas têm encontrado que aumentos na temperatura ambiente acelera a decomposição do compartimento mais resistente da MOS (ANDREWS et al., 2000; BOL et al., 2003; WALDROP; FIRESTONE, 2004; BIASI et al., 2005; VANHALA et al., 2007; CONANT et al., 2008).

Além disso, sabe-se que em sistemas tropicais a conversão do uso do solo de floresta para pastagem pode resultar em perdas ou ganhos no estoques de C no solo. Vários estudos foram conduzidos na Amazônia para avaliar os estoques de C no solo após a conversão de floresta para pastagem (CHONÈ et al., 1991; BONDE et al., 1992; CERRI et al., 1992; DESJARDINS et al., 1994; FEIGL et al., 1995; FEARNSIDE; BARBOSA, 1998; NEILL; DAVIDSON, 2000; DAVIDSON; ARTAXO, 2004; CERRI et al., 2007) e demonstraram que o manejo do solo, o tipo de solo e o tempo de conversão de floresta para pastagem podem influenciar os estoques de C no solo.

A MOS pode ser protegida contra a decomposição por diferentes mecanismos de proteção. A MOS pode estar protegida fisicamente pela agregação (EDWARDS; BREMNER, 1967; TISDALL; OADES, 1982; ELLIOT, 1986; FELLER; BEARE, 1997; SIX et al., 2002; DENEFF et al., 2004) ou quimicamente protegida através de associações com partículas de silte e argila ou ainda, complexada com óxidos de Fe- ou Al- (SØRENSEN, 1972; BOUDOT et al., 1988; DICK; SCWERTMANN 1996). Esses mecanismos físicos e químicos de proteção da MOS controlam as respostas a mudança de uso do terra, levando a perdas ou ganhos nos estoques de C no solo. Em solos tropicais, onde predominam argilas de baixa atividade (FELLER; BEARE, 1997) há baixa capacidade de estabilização de C no solo em comparação aos solos de regiões de clima temperado (SIX et al., 2002). Entretanto, o conteúdo de argila ou argila+silte é ainda, relativamente, importante para determinar o estoque de C em solos das regiões de clima tropical (FELLER; BEARE, 1997). Vários estudos conduzidos na Amazônia avaliaram os estoques de C no solo após a conversão de floresta para sistemas cultivados, mas pouco se conhece sobre o impacto da mudança de uso do solo na distribuição de C em diferentes frações.

Os objetivos deste estudo foram: *i*) utilizar as mudanças do sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$  da MOS para avaliar a sensibilidade do C-lábil versus C-recalcitrante sob a hipótese é que o C-lábil, derivado do material vegetal introduzido pela implantação da pastagem, decompõe-se mais rapidamente que o C-recalcitrante, derivado do material vegetal remanescente da vegetação nativa (floresta). No entanto, o C mais velho ou mais recalcitrante se mostrou mais sensível ao aumento de temperatura, conforme concluído no capítulo anterior. Procurou-se, portanto, *ii*) avaliar como os mecanismos de proteção físico-químicos da MOS (*sensu* JASTROW; MILLER, 1997) contribuem para preservar o C remanescente da floresta e para estabilizar o C derivado da pastagem. Para tanto, coletou-se amostras de solo de uma área de floresta e de uma área de floresta e de uma área adjacente abrangendo uma cronossequência de pastagens, ou seja, onde a floresta foi convertida a pastagens há diferentes épocas. As amostras foram incubadas a 25 e 35 °C por um período de 98 dias.

## **3.2 Material e Métodos**

### **3.2.1 Meio físico, descrição e localização dos solos selecionados**

Selecionou-se uma área para coleta de amostras de solo localizada na Fazenda Nova Vida, próximo ao município de Ariquemes-RO, região Amazônica. O clima da região é tropical úmido com estação seca de maio a setembro. A média anual de precipitação é 2.200 mm e de temperatura é 25,6 °C (BASTOS; DINIZ 1982). A Fazenda Nova Vida abrange uma área de 22.000 ha e compõe-se de áreas de floresta nativa e pastagens implantadas em diferentes épocas. O solo é um Argissolo Vermelho-amarelo segundo a classificação da Embrapa (2006). Em novembro de 2006 coletaram-se amostras em uma área com mesmo tipo de solo e com diferentes usos, solo sob floresta de glebas sob pastagem. Nesta área a floresta (vegetação nativa) foi desmatada e convertida em pastagem nos anos 1911, 1972 e 1989. A profundidade de coleta foi 0-20 cm. A conversão da floresta para pastagem ocorreu diretamente sem o uso intermediário de culturas anuais. A vegetação nativa da floresta é predominantemente coberta por plantas C3 e a vegetação da pastagem é composta por plantas C4, brachiário (*B. brizantha* (A. Rich. Stapf.)). Nesta área nunca houve manejo agrícola mecanizado e/ou aplicação de fertilizantes (STEUDLER et al., 1996). Os critérios para seleção dos locais de coleta de amostra de solo foram: (1) solos derivados de floresta; (2) áreas com históricos bem documentados; (3) passado extensivo

(incluindo avaliação isotópica do  $\delta^{13}\text{C}$  da MOS) de solos que tenham sofrido alterações na vegetação formada por espécies nativas (plantas C3) para espécies cultivadas (plantas C4), resultando em substituição do  $\delta^{13}\text{C}$ -lábil nativo (floresta) para um novo  $\delta^{13}\text{C}$ -lábil cultivado (pastagem).

Para a determinação de C e N total as amostras de solo foram secas ao ar, homogeneizadas, moídas, tamisadas em peneiras a 100 mesh e analisadas por combustão a seco pelo equipamento LECO CNH-1000. O sinal isotópico das amostras de solo foram determinados no Analisador Elementar Carlo Erba NA 1500 (CARLO ERBA, MILIAN, ITALY) acoplado ao GV-Isochrom dual inlet sample isotope mass spectrometer (GV INSTRUMENTS MANCHESTER, UK). Todas as análises e a condução do experimento foram realizadas no Natural Resource Ecology Laboratory na Colorado State University, EUA.

### 3.2.2 Descrição do experimento

Foram incubados em condições de laboratório 80 g de amostra de solo proveniente de cada gleba selecionada, em 4 repetições por 98 dias. As amostras foram umedecidas a 60% do volume total de poros (VTP), umidade considerada ótima para atividades microbiana (LINN; DORAN, 1984). A umidade das amostras de solo foi periodicamente conferida durante o período de incubação, adicionando-se água quando a umidade do solo se apresentava  $\leq 5\%$  do que a umidade inicial. As amostras foram mantidas em um recipiente de vidro de 1.000 mL hermeticamente fechado. Esse recipiente continha ainda um Becker de 20 mL com água, para manter a umidade ao longo do período de incubação de 98 dias. As amostras foram pré-incubadas por 4 dias a temperatura de 25 °C e em seguida passaram para suas respectivas temperaturas de incubação, 25 ou 35 °C por mais 3 dias. Esse período de pré-incubação é recomendado para que o sistema atinja um equilíbrio após ser umedecido (PAUL et al., 2001). As medidas do  $\text{CO}_2$ -evoluído foram tomadas diariamente na primeira semana de incubação e semanalmente até o fim do período de incubação. Em todos os dias de coleta de gás para avaliação do  $\text{CO}_2$ -evoluído houve também coleta de amostra de gás para avaliação do sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ - $\text{CO}_2$  e essas amostras foram armazenadas em recipientes de vidro (*vacutainers*) e analisadas no dia da coleta.

### 3.2.3 Métodos de análise

#### 3.2.3.1 Análise do CO<sub>2</sub>-evoluído e δ<sup>13</sup>C-CO<sub>2</sub>

O CO<sub>2</sub>-evoluído foi quantificado no analisador de CO<sub>2</sub> Infra Red Gas Analyzer-IRGA (LI-COR BIOSCIENCES LINCOLN, NE, USA). O sinal isotópico δ<sup>13</sup>C-CO<sub>2</sub> foi medido usando o equipamento GV-Optima dual inlet stable isotope mass spectrometer (GV INSTRUMENTS MANCHESTER, UK). O valor isotópico do δ<sup>13</sup>C-CO<sub>2</sub> foi expresso como:

$$\delta^{13}C = \left[ \frac{{}^{13}R_{amostra} - {}^{13}R_{padr\tilde{a}o}}{{}^{13}R_{padr\tilde{a}o}} \right] * 1000 \quad \text{Eq. (3.1)}$$

#### 3.2.3.2 Origem do δ<sup>13</sup>C-CO<sub>2</sub> derivado da planta

Para determinar a porção de CO<sub>2</sub> emitido a partir da decomposição do C derivado da pastagem (C<sub>4</sub>) ou da decomposição do C remanescente da floresta (C<sub>3</sub>) foram aplicadas as seguintes equações (GEARING, 1991):

$$C_{dp} = \frac{\delta^{13}CO_2n - \delta^{13}C_F}{\delta^{13}C_P - \delta^{13}C_F} \quad \text{Eq. (3.2)}$$

onde,  $C_{dp}$  = fração do CO<sub>2</sub>-evoluído com origem no C introduzido pela pastagem;  $\delta^{13}C-CO_2n$  = valor δ<sup>13</sup>C-CO<sub>2</sub> obtido pela leitura da amostra coletada da incubação do solo sob pastagem;  $\delta^{13}C_F$  = valor do δ<sup>13</sup>C da vegetação C<sub>3</sub> (-28‰);  $\delta^{13}C_P$  = valor do δ<sup>13</sup>C da vegetação C<sub>4</sub> (-13‰).

$$C_{rf} = 1 - F_p \quad \text{Eq. (3.3)}$$

onde,  $C_{rf}$  = fração do CO<sub>2</sub>-evoluído com origem no C remanescente da floresta.

Neste estudo foi considerado o valor proposto por Neill et al. (1997) obtido em estudo previamente realizado na mesma área de coleta de amostras de solo utilizadas nessa pesquisa (Fazenda Nova Vida), -14,3‰ para pastagens (C<sub>4</sub>) e -28 ‰ para solos sob floresta (C<sub>3</sub>).

### 3.2.3.3 Cálculo do valor $Q_{10}$

O valor  $Q_{10}$  para uma taxa de reação é definido como um fator pelo qual essa taxa aumenta com a elevação da temperatura (DAVIDSON; JANSSENS, 2006). O valor da  $Q_{10}$  foi calculado pela seguinte fórmula:

$$Q_{10} = \frac{R_2 \left( \frac{10}{T_2 - T_1} \right)}{R_1} \quad \text{Eq. (3.4)}$$

onde, R= é a quantidade de  $\text{CO}_2$  respirado após certo número de dias; T= é a temperatura; 1 e 2 são diferentes temperaturas usadas para comparação.

### 3.2.3.4 Fracionamento físico

O fracionamento físico foi realizado nas amostras de solo antes de serem incubadas, para caracterizar a condição inicial de campo e, ao final do período de incubação (98 dias) nas amostras de solo que passaram pela incubação a 25 e 35 °C. Para avaliar a condição de campo foram utilizadas amostras secas ao ar e para avaliar as amostras que passaram pela incubação utilizaram-se amostras úmidas, pois se essas amostras de solo fossem secas comprometeriam futuras análises microbiológicas. Portanto, imediatamente após o período de incubação as amostras foram, portanto mantidas a uma temperatura de -48 °C até o momento de realização da análise. No fracionamento físico dos microagregados usou-se o equivalente a 80 g de solo (peso seco). Cada amostra de solo foi agitada no separador de microagregados (SIX et al., 2000) juntamente com esferas de chumbo de 4 mm de diâmetro agitando-se gentilmente por cerca de 30 minutos com fluxo contínuo de água deionizada. Após esse período a amostra de solo foi separada em 3 classes de tamanho de agregado: fração livre ou não protegida constituída de matéria orgânica particulada - MOP (>250  $\mu\text{m}$ ), fração microagregado (53-250  $\mu\text{m}$ ), fração silte + argila (<53  $\mu\text{m}$ ). Para separar a fração silte da fração argila centrifugou-se essa suspensão por 7 minutos a 760 rpm e utilizou-se uma bomba de vácuo para coletar o sobrenadante contendo a fração argila. A fração silte ficou depositada no tubo de centrífuga constituiu a fração silte: d-silte (2-53  $\mu\text{m}$ ). Para isolar a fração argila adicionou-se 1 mL da solução 0,25M  $\text{CaCl}_2$  + 0,25M  $\text{MgCl}_2$  a essa suspensão e centrifugou-se por 15 minutos a 2800 rpm. Após essa separação física obteve-se a fração argila: d-argila (<2  $\mu\text{m}$ ). Imediatamente após o fracionamento as amostras



foram liofilizadas e tiveram seu peso seco determinado. As amostras foram mantidas no freezer a  $-48\text{ }^{\circ}\text{C}$  até o momento das análises subseqüentes de % C- e N-total;  $\delta^{13}\text{C}$ . Para a determinação de C e N total as amostras de solo foram analisadas por combustão a seco no equipamento LECO CNH-1000 e o sinal isotópico das amostras de solo foram determinados no Analisador Elementar Carlo Erba NA 1500 (CARLO ERBA, MILIAN, ITALY) acoplado ao GV-Isochrom dual inlet sample isotope mass spectrometer (GV INSTRUMENTS MANCHESTER, UK).

### 3.2.3.5 Análises estatísticas

Os dados de emissão acumulada de  $\text{CO}_2$ -evoluído, valor  $Q_{10}$ , massa (peso) em cada fração de solo, C-total do solo,  $C_{rf}$ ,  $C_{dp}$ , conteúdos e concentrações de C em cada fração foram analisados usando o programa estatístico SAS para análise de variância (ANOVA) (SAS INSTITUTE INC., 1990). As diferenças entre as médias foram testadas pelo teste LSD com um nível de significância de  $p < 0,05$ .

## 3.3 Resultados e Discussão

### 3.3.1 Carbono do solo

As concentrações de C e N aumentaram proporcionalmente com o tempo de mudança do uso da terra, ou conversão de floresta para pastagem (Tabela 3.1). O solo sob pastagem implantada em 1989, a gramínea introduzida (plantas C4) contribuiu com 65% do total da MOS, versus 69 e 73% de contribuição para os solos sob pastagem implantada em 1972 e 1911, respectivamente. O uso do solo sob pastagem resultou no aumento da quantidade de MOS e na incorporação da vegetação C4 à MOS. Entretanto, não houve diferença significativa no aumento do teor de C na MOS entre os solos sob pastagem implantadas nos anos de 1911 e 1972. Essas alterações nas concentrações de C e N advindos da mudança do uso do solo confirmam os resultados previamente obtidos em estudos conduzidos nessa mesma área - Fazenda Nova Vida, por exemplo, os estudos de Moraes et al. (1996), Cerri et al. (2003) e Cerri et al. (2004).

Tabela 3.1 - Caracterização do solo da cronosêquencia floresta-pastagem na Fazenda Nova Vida

	Floresta	Pastagem 1989	Pastagem 1972	Pastagem 1911
Idade da pastagem	-	17	34	95
Textura (g.kg <sup>-1</sup> )				
Argila	286	242	308	246
Silte	040	101	103	061
Areia	677	657	589	693
Tipo vegetação	C3	C4	C4	C4
δ <sup>13</sup> C (‰)	-27,63	-18,27	-17,71	-17,11
δ <sup>13</sup> C-vegetação* (‰)	-28	-14,3	-14,3	-14,3
C-total (g.kg <sup>-1</sup> )	0,94±0,11	1,40±0,20	1,50±0,05	1,64±0,16
C-floresta (g.kg <sup>-1</sup> )	0,94	0,49	0,47	0,44
C-pastagem (g.kg <sup>-1</sup> )	-	0,91	1,04	1,20
N-total (g.kg <sup>-1</sup> )	0,092±0,09	0,121±0,02	0,131±0,01	0,142±0,02
Densidade** (g.cm <sup>-3</sup> )	1,33	1,39	1,33	1,38

\*Fonte: Neill et al. (1997). \*\*Fonte: Morais et al. (1995).

### 3.3.2 Emissão de CO<sub>2</sub> durante 98 dias de incubação

#### 3.3.2.1 Emissão acumulada de CO<sub>2</sub>

Sob temperatura de incubação de 25 °C a emissão acumulada de CO<sub>2</sub> e a percentagem relativa de C emitido foram maiores para as amostras de solo sob pastagem implantada em 1989 (Tabela 3.2). Porém, à temperatura de 35 °C as amostras de solos das pastagens implantadas em 1972 e 1989 apresentaram as maiores emissões acumuladas de CO<sub>2</sub> e não diferiram significativamente entre si. As amostras de solo sob pastagem, incubadas a 35 °C respiraram a mesma percentagem relativa de C em relação à concentração inicial de C. Houve um aumento significativo da emissão acumulada de CO<sub>2</sub> a 35 °C de temperatura de incubação em relação a aquela emissão de CO<sub>2</sub> observada a 25 °C. Estes resultados corroboram os resultados reportados na literatura (DAVDISON; JANSSENS, 2006; ISE; MOORCROFT, 2006; KIRSCHBAUM,

2006) e suportam as hipóteses de que o aumento da decomposição da MOS é intrinsecamente relacionada ao aumento da temperatura e que a mudança do uso do solo pode contribuir para o aumento da emissão de CO<sub>2</sub> para a atmosfera.

Tabela 3.2 - Emissão acumulada de CO<sub>2</sub> e percentagem de emitida do C do solo para cada amostra de solo incubada em duas temperaturas por 98 dias

Uso do solo	Temperatura de incubação		C respirado	C respirado
	25 °C	35 °C	a 25 °C	a 35 °C
	-----µg C-CO <sub>2</sub> . g solo <sup>-1</sup> -----		-----%-----	
Floresta	361,3 ± 7,4 Cb	504,4 ± 35,1 Ca	4,61 ± 0,2 Bb	6,44 ± 0,9 Ba
Pastagem 1911	599,3 ± 11,3 Bb	1051,8 ± 17,3 Ba	4,38 ± 0,2 Bb	9,18 ± 3,1 Aa
Pastagem 1972	559,4 ± 18,7 Bb	1149,7 ± 11,9 Aa	4,45 ± 0,3 Bb	9,14 ± 0,2 Aa
Pastagem 1989	668,5 ± 18,9 Ab	1142,4 ± 11,3 Aa	5,73 ± 0,3 Ab	9,79 ± 0,2 Aa

Valores das médias seguidas do desvio padrão,  $n=4$ . Letras maiúsculas comparam as médias entre as linhas. Letras minúsculas comparam as médias entre as colunas

### 3.3.2.2 Taxas de emissão de CO<sub>2</sub> e origem do CO<sub>2</sub>- evoluído

As taxas de emissão de CO<sub>2</sub> diminuíram ao longo do tempo de incubação (Figura 3.1). A significativa diminuição da disponibilidade do C-lábil à biomassa microbiana, ao longo do período de incubação, pode ter contribuído para o declínio das taxas de emissão de CO<sub>2</sub> (CONANT et al., 2008). A 35 °C as taxas de emissão de CO<sub>2</sub> foram significativamente maiores em relação aquelas observadas a 25 °C. Houve uma gradual diminuição da porção de C do solo respirado derivado da MOS introduzida pela vegetação C4 (pastagem) ao longo do tempo. Isso indica que mudanças nas taxas de decomposição da MOS durante o período de incubação são influenciadas pela mudança na labilidade da MOS inicialmente decomposta. Conant et al. (2008) avaliaram a sensibilidade da MOS à temperatura analisando sua taxa de reação em diferentes temperaturas, e concluíram que a decomposição do compartimento recalcitrante da MOS aumentou com a diminuição da fração lábil. Ao longo do tempo de incubação das amostras de solo a taxa de decomposição do C<sub>rf</sub> aumenta em relação à taxa de decomposição do C<sub>dp</sub>. De acordo com Biasi et al. (2005) o tipo de substrato utilizado é função da temperatura. Segundo a termodinâmica básica, os substratos bioquimicamente mais resistentes têm elevada energia de

ativação e por isso são sensíveis ao aumento de temperatura (DAVIDSON; JANSSENS, 2006; BOSSATTA; ÁGREEN, 1999).

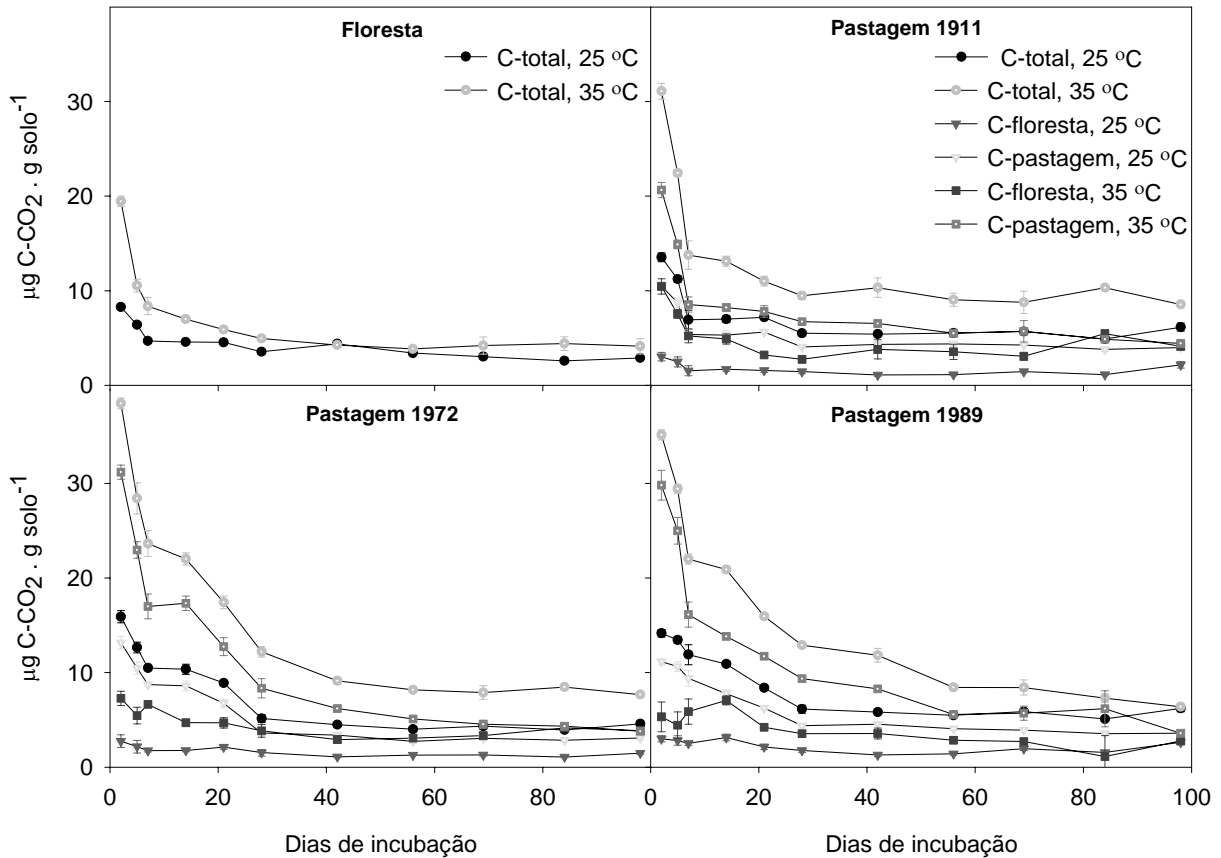


Figura 3.1 - Taxa de emissão de CO<sub>2</sub> e origem do CO<sub>2</sub>-evoluído ( $\mu\text{g C-CO}_2 \cdot \text{g solo}^{-1}$ ) para as amostras de solo sob pastagem estabelecidas em 1911, 1972 e 1989 e solo sob floresta, incubados por 98 dias à 25 e 35 °C (média  $\pm$  desvio padrão,  $n=4$ )

Após 98 dias de incubação, a porção de  $C_{dp}$  representou de 58 e 67% do total respirado a 25 °C e entre 50 e 56% a 35 °C. A MOS introduzida pela vegetação C4 é mais recente e, portanto, mais lábil o que lhe confere uma decomposição mais rápida que do  $C_{rf}$  no período inicial de incubação. Contudo, ao longo do tempo de incubação a taxa de decomposição do  $C_{dp}$  decresce e, por outro lado, a taxa de decomposição do  $C_{rf}$  aumenta lentamente. Estudos de incubação de longa duração, avaliando a mudança do sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ , têm observado essa mesma dinâmica no processo de decomposição da MOS (TOWSEND et al., 1997; COLLINS et al., 2000; VANHALA et al., 2007; CONANT et al., 2008).

### 3.3.2.3 Labilidade da matéria orgânica do solo

O  $C_{dp}$  apresentou maior labilidade nas amostras de solo sob pastagem implantada em 1989 e menor labilidade para as amostras de solo sob pastagem implantada em 1911 (Tabela 3.3). Esta labilidade foi ainda maior quando as amostras foram incubadas a 35 °C em relação à incubação a 25 °C. A labilidade do  $C_{rf}$  foi maior nas amostras de solo sob pastagem implantada em 1911 quando incubadas a 35 °C e menor nos solos sob pastagem implantada em 1989.

Tabela 3.3 - Comparação da labilidade do  $C_{dp}$  e  $C_{rf}$  medido pela quantidade acumulada de C-CO<sub>2</sub> respirado após 98 dias de incubação, a 25 e 35 °C, dividido pela quantidade total de C do solo em C-CO<sub>2</sub> . g<sup>-1</sup> C solo

Uso do solo	$C_{dp}$		$C_{rf}$	
	25°C	35°C	25°C	35°C
	-----C-CO <sub>2</sub> . g <sup>-1</sup> C solo-----			
Pastagem 1911	50,29 ± 1,1 Cb	78,22 ± 3,3 Ca	42,53 ± 4,9 Bb	122,77 ± 5,3 Aa
Pastagem 1972	63,87 ± 2,2 Bb	128,38 ± 4,8 Ba	38,95 ± 1,7 Cb	106,20 ± 5,1 Ba
Pastagem 1989	76,09 ± 0,7 Ab	148,52 ± 4,5 Aa	49,32 ± 3,7 Ab	88,76 ± 5,3 Ca

Valores das médias seguidas do desvio padrão,  $n=4$ . Letras maiúsculas comparam as médias entre as linhas. Letras minúsculas comparam as médias entre as colunas.

Esses resultados evidenciam que o tempo de conversão do uso do solo influencia na labilidade do C. Observou-se maior sensibilidade ao aumento de temperatura do C mais resistente,  $C_{rf}$  (VANHALA et al., 2007; CONANT et al., 2008).

### 3.3.2.3 Sinal isotópico $\delta^{13}\text{C-CO}_2$

A temperatura de incubação de 35 °C tende a uma depleção do sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ , tanto nos solos sob pastagem (plantas C4) quanto no solo sob floresta (plantas C3) em relação à temperatura de incubação de 25 °C (Figura 3.2). Esta pesquisa baseou-se no estudo da mudança do sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$  da MOS advindo da mudança do uso do solo de floresta para pastagem. Entretanto, o solo sob floresta onde não houve uma mudança de vegetação e, conseqüentemente, da assinatura isotópica da MOS, também ocorreu uma alteração no sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C-CO}_2$  quando esse solo foi incubado em diferentes temperaturas. Essa mudança no sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C-CO}_2$  do solo sob floresta poderia estar relacionada à decomposição de compostos mais facilmente degradáveis (lábil) a temperatura de incubação de 25 °C e à decomposição de compostos mais recalcitrantes a 35 °C. Essa diferença na assinatura isotópica do  $\text{CO}_2$  evoluído dos solos sob floresta quando submetido a diferentes temperaturas de incubação deve estar relacionada à depleção no sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$  dos compostos mais recalcitrantes tal como lignina e ceras em relação ao sinal isotópico dos materiais mais facilmente degradáveis, conforme foi previamente reportado por Benner et al. (1987). Adicionalmente, diferença no sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$  para o solo sob floresta foi menor (0,73‰) que nos solos sob pastagem quando essa diferença foi 2,23‰. Essa maior diferença no sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$  para os solos sob pastagem é direcionada pelos diferentes inputs de C na MOS, alterado pela mudança da vegetação de plantas C3 para C4.

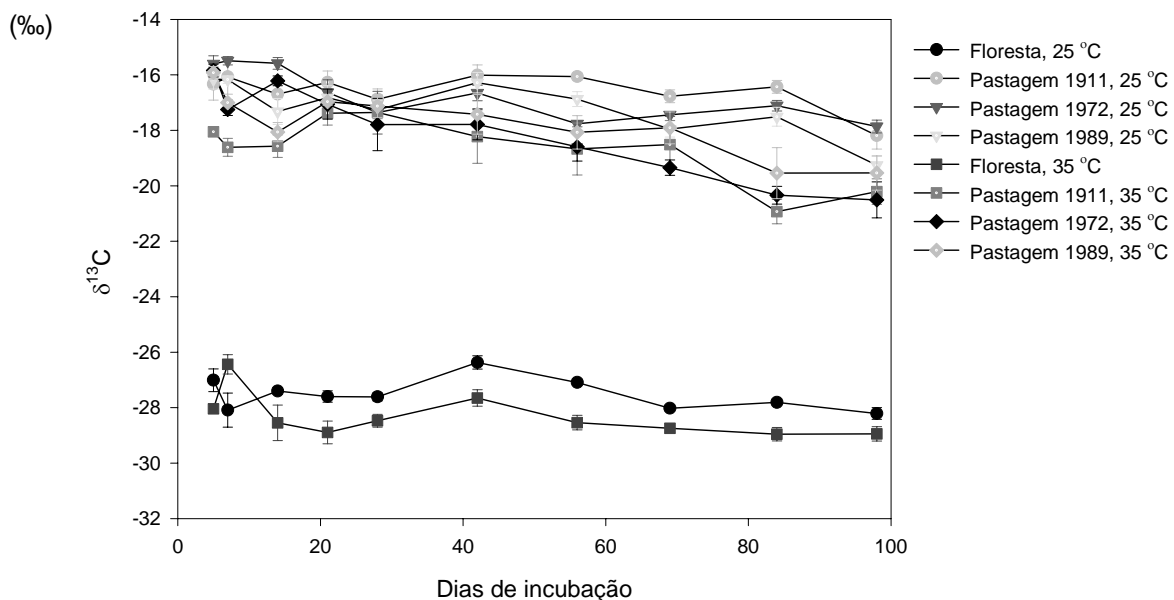


Figura 3.2 – Sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ -evoluído para solos incubados a 25 e 35 °C

Em outros estudos em que foi avaliada a mudança do sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ - $\text{CO}_2$ -evoluído (BIASI et al., 2005; WALDROP; FIRESTONE, 2004; ANDREWS et al., 2000) de solos incubados em diferentes temperaturas também foi verificado o enriquecimento do  $\delta^{13}\text{C}$  a temperaturas mais baixas. Biasi et al. (2005) também relataram que os solos previamente incubados a temperaturas mais altas quando re-incubados a temperaturas mais baixas, o sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$  foi também alterado para aqueles valores observados em solos incubados a temperaturas mais frias. A temperatura ambiente influencia no tipo de substrato utilizado pela comunidade microbiana.

### 3.3.2.3 Valor $Q_{10}$

O valor  $Q_{10}$  do  $C_{rf}$  foi maior para os solos sob pastagens implantadas em 1911 e 1972 (Figura 3.3). Porém, o valor  $Q_{10}$  do  $C_{dp}$  foi maior para os solos sob pastagens implantadas em 1972 e 1989. Nos solos sob pastagens implantadas em 1911 e 1972 houve diferença significativa do valor  $Q_{10}$  entre  $C_{rf}$  e  $C_{dp}$ . Os solos com maior tempo de conversão de floresta para pastagem o  $C_{rf}$  (recalcitrante) foi mais sensível ao aumento de temperatura. A maior vulnerabilidade do  $C_{rf}$  também tem sido relatada em outros estudos (BOSATTA; ÅGREN, 1999; BOL et al., 2003; KNORR et al., 2005; FIERER et al., 2005; CONANT et al., 2008).

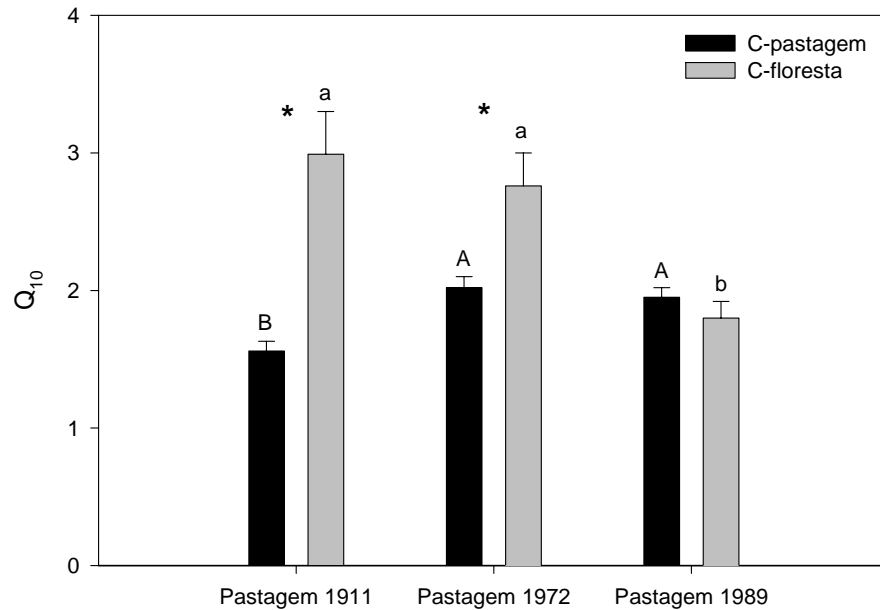


Figura 3.3 – Valor  $Q_{10}$  para os solos sob pastagens implantadas em 1911, 1972 e 1989.

Comparação do valor  $Q_{10}$  entre o  $C_{dp}$  e  $C_{rf}$  (Letras maiúsculas comparam as médias do C-pastagem entre os solos. Letras minúsculas comparam as médias do C-floresta entre os solos. Estrela indica diferença significativa entre C-pastagem e C-floresta dentro de cada solo)

O compartimento mais recalcitrante da MOS por ter maior sensibilidade à temperatura poderia apresentar maior impacto nos estoques de C sobre o aquecimento global, levando a um *feedback* positivo, uma vez que a maior porção da MOS é constituída pela fração passiva (recalcitrante) do C (TRUMBORE, 1993). A maioria dos estudos de modelagem dos ecossistemas terrestres (MELILLO et al., 1995; BURKE et al., 2003) e ciclo do carbono (FRIEDLINGSTEIN et al., 2006) assumem implicitamente que os diferentes compartimentos da MOS têm a mesma sensibilidade à temperatura. Estes resultados indicam que as atuais estimativas do *feedback* do C do solo poderia ser maior que aqueles previstos.

### 3.3.3 Fracionamento físico

#### 3.3.3.1 Percentagem de massa de solo em cada fração

Em todos os solos e tratamentos (antes e após incubação) a maior percentagem de massa de solo foi encontrada na fração microagregado seguida pelas frações MOP, d-silte e d-argila (Tabela 3.4). Antes da incubação das amostras de solo, as pastagens convertidas em 1911 e 1972



continham, significativamente, a maior porcentagem de massa na fração microagregado em comparação ao solo sob floresta e pastagem implantada em 1989. Neste mesmo tratamento, as menores porcentagens de massa de solo nas frações d-silte e d-argila foram encontradas no solo sob pastagem implantada em 1911 e 1972, respectivamente. A diferença na distribuição de massa de solo nas frações entre os locais amostrados refletiu a pequena diferença na textura do solo nos locais de amostragem. Esse fato é atribuído a variabilidade espacial natural no campo que não está relacionada ao tempo de conversão do solo de floresta para pastagem (MORAES et al., 1996; BERNOUX et al., 1998).

Tabela 3.4 - Porcentagem de massa recuperada em cada classe de agregado após fracionamento físico das amostras de solo antes e após o período de 98 dias de incubação a 25 e 35 °C

Local de coleta da amostra de solo	Fração			
	MOP >250 µm	Microagregado 53-250 µm	d-silte 2-53 µm	d-argila < 2 µm
----- g solo na fração . kg solo <sup>-1</sup> -----				
<i>Antes da incubação</i>				
Floresta	319±8 AbA	528±17 BaA	93±9 AcB	37±10 BdA
Pastagem 1911	282±23 BbA	585±32 AaA	68±8 BcB	32±6 BdA
Pastagem 1972	218±26 CbA	617±23 AaA	98±9 AcA	51±8 AdA
Pastagem 1989	311±18 ABbA	547±21 BaA	90±6 AcC	33±2 BdA
<i>25°C Temperatura de incubação</i>				
Floresta	334±16 AbA	506±91 BaA	163±6 AcA	29±14 AdA
Pastagem 1911	313±30 AbA	514±60 BaB	129±36 ABcA	24±6 AdAB
Pastagem 1972	204±17 BbA	622±23 AaA	109±31 BcA	48±32 AdA
Pastagem 1989	313±11 AbA	477±25 BaC	135±48 ABcA	57±35 AdA
<i>35°C Temperatura de incubação</i>				
Floresta	335±16 AbA	439±50 DaB	160±33 AcA	45±8 AdA
Pastagem 1911	287±25 AbA	564±36 BaA	107±11 BcAB	16±6 CdB
Pastagem 1972	214±15 BbA	629±21 AaA	116±3 BcA	27±7 BCdA
Pastagem 1989	317±12 AbA	509±23 CaB	129±12 BcB	30±12 BdA

Valores das médias seguidas do desvio padrão,  $n=4$ . Letras maiúsculas comparam as médias entre as linhas. Letras minúsculas comparam as médias entre as colunas. Letras itálica maiúscula comparam as médias entre as temperaturas dentro da fração. MOP= matéria orgânica particulada; d-silte= fração silte; d-argila= fração argila

No solo de pastagem implantada em 1972 não houve alteração na distribuição da massa de solo nas frações quando submetido a diferentes condições de temperatura. Para o solo sob floresta observou-se alterações na distribuição de massa nas frações microagregado e d-silte, nas quais a porcentagem de massa de solo foi menor a temperatura de incubação de 35 °C e antes da incubação, respectivamente. Assim como ocorreu para o solo sob floresta, para o solo sob pastagem mais recentemente implantada, pastagem 1989, observou-se alteração na distribuição de massa de solo nas frações microagregado e d-silte. O resultado sugere a incubação do solo a

25 °C desfavoreceu a formação de microagregado em favorecimento da fração d-silte. Para o solo sob pastagem implantada em 1911, após a incubação do solo por 98 dias, houve diminuição na formação de microagregados a 25 °C e aumento a 35 °C. Para a fração d-silte houve acréscimo de massa de solo a 25 °C em relação ao conteúdo de solo nessa fração antes da incubação. Na fração d-argila houve decréscimo na massa de solo a 35 °C em relação ao conteúdo de solo nessa fração antes da incubação.

### 3.3.3.2 Carbono em cada fração de agregado

#### a) Carbono total

O fracionamento físico das amostras de solo antes da incubação mostrou que a quantidade de C-total estocado nas frações microagregado e d-argila aumentaram com a conversão do uso do solo de floresta para pastagem (Figura 3.4). O conteúdo de C-total do solo nas frações MOP e d-silte aumentou, na pastagem mais recente, e decresceu ao longo do tempo de conversão de uso do solo de floresta para pastagem. Em todos os solos avaliados, sob floresta e sob pastagem, o conteúdo de C-total foi maior na fração microagregado seguido pelas frações d-silte, d-argila e MOP.

Após 98 dias de incubação das amostras de solo o conteúdo de C-total do solo nas frações MOP e d-argila não diferiram significativamente, entre as temperaturas de incubação as 25 e 35 °C, em todos os solos estudados. Para a fração microagregado houve diferença no conteúdo de C-total do solo apenas na amostra de solo sob pastagem implantada em 1989. Na qual, quando incubado a 25 °C, apresentou menor conteúdo de C-total do solo, em relação à incubação a 35 °C. Paralelamente, na fração d-silte houve maior conteúdo de C-total a 25 °C em comparação a temperatura de incubação de 35 °C.

A conversão do uso do solo de floresta para pastagem aumentou a concentração de C-total em todas as frações do solo, antes e após a incubação das amostras de solo a 25 e 35 °C (Figura 3.4). A maior concentração de C-total do solo foi encontrado nas frações mais finas, d-silte e d-argila. Após a incubação das amostras de solo a concentração de C-total não diferiu estatisticamente entre 25 e 35 °C.

Os resultados obtidos nesse estudo corroboram as pesquisas previamente realizadas no mesmo local de coleta de amostras de solo, Fazenda Nova Vida (p.e. FEIGL et al., 1995; MORAES et al., 1996; CERRI et al., 2004). Esses estudos prévios assim como o presente encontraram aumento significativo no estoque de C do solo seguido pela conversão do uso do solo de floresta para pastagem. Além disso, conforme reportado por Neill e Davidson (2000); Davidson e Artaxo (2004) e Cerri et al. (2007), observou-se que a alteração do estoque de C-total do solo nas frações após a conversão do uso de floresta para pastagem é dependente da textura do solo.

Destaca-se ainda que as mudanças de estoque de C no solo foram, principalmente, relacionadas ao aumento do estoque de C associado à fração microagregado. Outros estudos têm demonstrado que a proteção física do C do solo é importante no seqüestro de C em solos seguidos pela mudança de seu uso (EDWARDS; BREMNER, 1967; ELLIOT, 1996; SIX et al., 2002; DENEFF et al., 2004). Alguns estudos realizados para solos tropicais (FELLER; BEARE, 1997; DENEFF et al., 2004; DENEFF et al., 2007; DESJARDINS et al., 2004; ZOTARELLI et al., 2007), os quais utilizaram uma metodologia de fracionamento físico do solo com esquema semelhante ao presente estudo, também inferiram que a formação de microagregados é sensível a mudanças no manejo do solo. Sugere-se que a fração microagregado seja utilizada como um indicador para avaliar as alterações no estoque de MOS provocadas pelo manejo do solo.

O maior estoque de C na fração MOP encontrado na pastagem mais recentemente implantada em relação aos demais solos estudados têm sido reportado como um efeito das altas taxas de entrada de C nessa fração (SIX et al., 1998). Os dados desse estudo indicam que o pulso de C na fração MOP seria uma consequência do aumento de entrada de C no sistema devido ao acréscimo na produtividade primária. Tal aumento na produtividade poderia ser esperado dado ao enriquecimento na nutrição mineral do solo e/ou aumento do pH após a conversão do solo de floresta para pastagem. De acordo com Martins et al. (1991), o aumento da produção de biomassa em solos sob pastagem tem sido observado em solos que foram convertidos de floresta para pastagem. Esse aumento na nutrição mineral do solo, advindo da queima de biomassa da floresta, tende a decrescer ao longo do tempo (FEIGL et al., 1995) resultando a uma diminuição da produtividade primária e subsequente diminuição na incorporação de C na MOP, em solos sob pastagem.

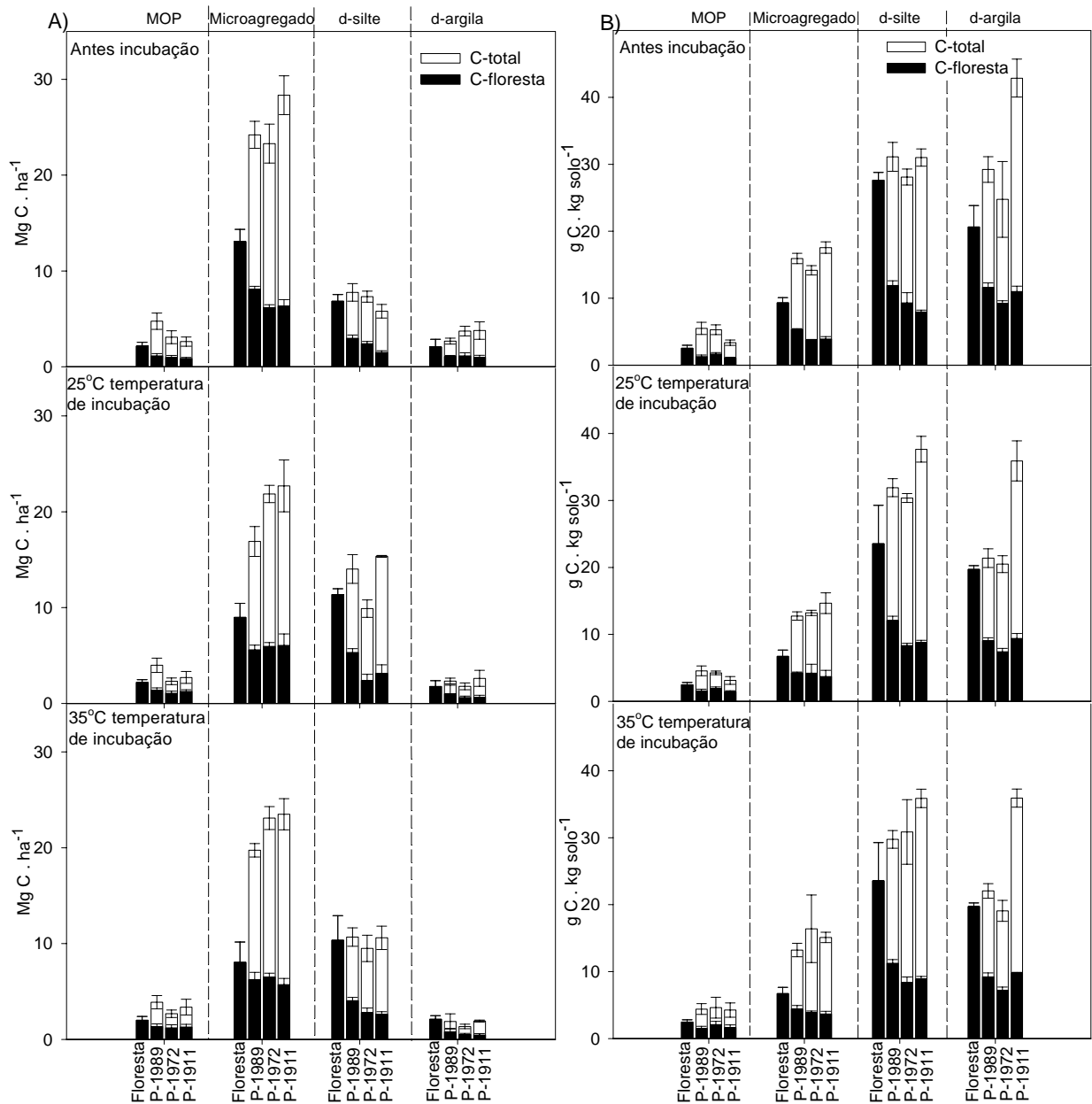


Figura 3.4 – A) Conteúdo e origem do C ( $\text{Mg C} \cdot \text{ha}^{-1}$ ) e B) teor e origem do C ( $\text{g C} \cdot \text{kg solo}^{-1}$ ) dos solos sob floresta e pastagens nas diferentes frações após fracionamento físico das amostras de solo antes da incubação e ao fim de 98 dias de incubação a 25 ou 35 °C

## b) Carbono remanescente da floresta ( $C_{rf}$ )

Em todas as frações do solo existe uma porção de  $C_{rf}$  (Figura 3.4). A fração microagregado compreende a maior quantidade de C remanescente floresta seguida pelas frações d-silte, MOP e d-argila. A pastagem implantada em 1989 apresentou o maior conteúdo de  $C_{rf}$  nas frações microagregado e d-silte comparada aos outros solos sob pastagem. Quando os solos foram incubados a temperatura de 25 e 35 °C, apenas o solo sob pastagem implantada em 1989 apresentou alterações no conteúdo de  $C_{rf}$  nas frações d-silte e d-argila, as quais apresentaram perda no conteúdo de  $C_{rf}$  quando incubada a 35 °C (Figura 3.4 A).

As frações mais finas, d-silte e d-argila, contêm a maior concentração de  $C_{rf}$ , seguidas pelas frações microagregado e MOP (Figura 3.4 B). A concentração de  $C_{rf}$  no solo, dentro das frações microagregado e d-silte, decresceu desde a conversão do uso do solo de floresta para pastagem. Entretanto, não houve alteração na concentração de  $C_{rf}$  advinda da incubação das amostras do solo em diferentes temperaturas, 25 e 35 °C.

Vários estudos realizados na Amazônia têm encontrado grandes quantidades de  $C_{rf}$  nas diferentes frações do solo mesmo após muitos anos de mudança de uso do solo (CHONÈ et al., 1991; FEIGL et al., 1995; DESJARDINS et al., 1994; DESJARDINS et al., 2004). A grande quantidade de  $C_{rf}$  encontrada na fração MOP nos solos sob pastagem – mesmo no solo sob pastagem implantada há quase 100 anos – sugere a presença de carvão mineral ou outros materiais recalcitrantes que se formaram após a queima da floresta. A derrubada seguida da queima do material vegetal da floresta foi o método usado para conversão do uso do solo na Fazenda Nova Vida (GRAÇA et al., 1999). Esse método é comumente empregado para conversão do uso do solo na região Amazônica e seus limites. Graça et al. (1999) estudaram a formação de carvão após a queima da biomassa da floresta na Fazenda Nova Vida e encontraram um estoque 4,1 Mg C-carvão ha<sup>-1</sup>. O carvão é considerado um estoque de C no solo virtualmente permanente (GRAÇA et al., 1999). Os resultados do presente estudo indicaram que o estoque de  $C_{rf}$  na fração MOP foi 1,13, 0,96 e 0,85 Mg C ha<sup>-1</sup> para os solos sob pastagens convertidas em 1989, 1972 e 1911, respectivamente. Os menores estoques de  $C_{rf}$  encontrados nesse estudo comparado ao resultado reportado por Graça et al. (1999) sugere que a formação de carvão advindo da queima da biomassa da floresta não representa um estoque permanente de C e este

poderia ter se decomposto ou perdido por erosão, ou ainda, o estoque de carvão observado por Graça et al. (1999) poderia ser também residir em outras frações do solo.

c) Carbono derivado da pastagem ( $C_{dp}$ )

Assim como o C remanescente da floresta, o  $C_{dp}$  foi encontrado em todas as frações do solo com maior conteúdo na fração microagregado seguida pelas frações d-silte, MOP e d-argila (Figura 3.4). O maior conteúdo de  $C_{dp}$  foi encontrado na pastagem implantada em 1911, nas frações microagregado e d-argila. A pastagem implantada em 1989 apresentou o maior conteúdo de  $C_{dp}$  na fração MOP. Porém, na fração d-silte não houve diferença significativa entre os solos sob pastagem no conteúdo de  $C_{dp}$ . O aumento de 10 °C na temperatura de incubação inferiu em perda do conteúdo de  $C_{dp}$  no solo para a fração d-silte nos solos sob pastagens implantadas em 1911 e 1989.

As concentrações mais altas de  $C_{dp}$  foram observadas nas frações d-silte e d-argila (Figura 3.4 B). Dentro das frações minerais a maior concentração de  $C_{dp}$  foi observada na pastagem mais antiga, implantada em 1911. Por outro lado, a maior concentração de  $C_{dp}$ , na fração MOP, foi observada nas pastagens mais recentemente implantadas 1989 e 1872. Apenas no solo sob pastagem implantada em 1911 observou-se perda de  $C_{dp}$  na fração d-silte a 35 °C, quando comparado a incubação a 25 °C.

Esses resultados confirmam que a fração microagregado é importante na conservação do C nativo (C-floresta) e para o seqüestro de  $C_{dp}$ . Em solos altamente intemperizados, como nesse estudo, a concentração de óxidos altamente reativos, como Fe- e Al-, auxiliam a formação de complexos organo-minerais que são altamente estáveis e, possivelmente, aumentam a estabilidade da formação de microagregados (SØRENSEM, 1972; BOUDOT et al., 1998; DICK; SCHWETMANN, 1996).

Adicionalmente, infere-se que dentro das frações minerais, as frações d-argila e d-silte tiveram a menor contribuição para o aumento do estoque de C do solo. Esse resultado sugere que o C do solo é preferencialmente estabilizado na fração microagregado e que os solos sob pastagem favorecem a formação de microagregados no solo. Alguns trabalhos sugerem que o C do solo mais estabilizado encontra-se em associação nos complexos organo-minerais, como descrito por Kleber e Sunton (2007).

### 3.4 Conclusões

1. As amostras de solo sob pastagens e floresta, incubadas a 35 °C, emitiram 84 e 40% mais CO<sub>2</sub> que as amostras de solo incubadas a 25 °C.
2. As taxas de emissão de CO<sub>2</sub> decrescem ao longo do período de incubação a 25 e 35 °C.
3. A forma recalcitrante da MOS, compartimento C<sub>rf</sub>, é mais sensível à temperatura e, portanto, poderia apresentar maior impacto nos estoques de C do solo contribuindo para o aquecimento global, levando a um *feedback* positivo.
4. O uso do solo sob pastagem resultou em aumento de estoque de carbono do solo. As perdas de C<sub>rf</sub> ou ganho de C<sub>dp</sub> nas frações do solo são relacionadas ao tempo de conversão de uso do solo de floresta para pastagem.
5. Confirmando os dados da literatura, a estabilização da matéria orgânica do solo é relacionada a interações físico-químicas do carbono do solo com as partículas minerais.

### Referências

- ANDREWS, J.A.; MATAMALA, R.; WESTOVER, K.M.; SCHESINGER, W.H. Temperature effects on the diversity of soil heterotrophs and the delta C-13 of soil-respired CO<sub>2</sub>. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 32, p. 699-706, 2000.
- BASTOS, T.X.; DINIZ, T.D. **Avaliação de clima do estado de Rondônia para desenvolvimento Agrícola**. Belém: Embrapa-CPATU. 28p. 1982. (Boletim de pesquisa, 4)
- BENNER, R.; FOGEL, M.L.; SPRAGUE, E.K.; HOUDSON, R.E. Depletion of C-13 in Lignin and its implications for stable carbon isotope studies. **Nature**, New York, v. 329, p.708-710, 1987.
- BERNOUX, M.; CERRI, C.C.; NEILL, C.; MORAES, J.F.L. The use of stable carbon isotopes for estimating soil organic matter turnover rates. **Geoderma**, Amsterdam, v. 82, p. 43-58, 1998.
- BIASI, C.; RUSALIMOVA, O.; MEYER, H.; KAISER, C.; WANEK, W.; BARSUKOV, P.; JUNGER, H.; RICHTER, A. Temperature-dependet shift from labile to recalcitrant carbon sources of arctic heterotrophs. **Rapid Communications in Mass Spectrometry**, Washington, v. 19, p. 1401-1408, 2005.
- BOL, R.; BOLGER, R.C.; LITTLE, D. Successional status, seed size, and response of tree seedlings to CO<sub>2</sub>, light, and nutrients. **Ecology**, Washington, v. 74, p. 104-112, 2003.



- BONDE, T.A.; CHRISTENSEN, B.T.; CERRI, C.C. Dynamics of soil organic matter 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.
- BOSATTA, E.; ÁGREEN, G.I. Soil organic matter quality interpreted thermodynamically. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v.31, p.1889-1891, 1999.
- BOUDOT, J.P. Relative efficiency of complexed aluminium, noncrystalline Al hydroxide, alloplane and imogolite in retarding the biodegradation of citric acid. **Geoderma**, Amsterdam, v. 52, p. 29-39, 1992.
- BOUTTON. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: YAMASAKI, S. (Ed.). **Mass spectrometry of soil**. San Diego: Academic Press, 1996. p.47-82.
- BURKE, I.; KAYE, J.P.; BIRD, S.P.; HALL, S.A.; McCULLEY, R.L.; SOMMERVILLE, G.L. Evaluating and testing models of terrestrial biogeochemistry: The role of temperature in controlling decomposition. In: CANHAM, C.; COLE, J.; LAURENROTH, W. (Ed.). **Models in ecosystem science**. Princeton, N.J. Princeton University Press, 2003. p. 225-253.
- CERRI, C.C.; FELLER, C.; BALESSENT, J.; VITORIA, R.L.; LENECASSAGNE, A. Application du traçage isotopique naturel en  $^{13}\text{C}$ , à l'étude de la dynamique de la matière organique dans les sols. **Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris**, Paris, v.9, p.423-428, 1985.
- CERRI, C.C.; MORAES, J.F.L.; VOLKOF, B. Dinâmica do carbono orgânico em solos vinculados a pastagens da Amazônia Brasileira. **Revista Investição Agrária**, Madrid, v. 1, p. 95-102, 1992.
- CERRI, C.E.P.; COLEMAN, K.; JENKINSON, D.S.; BERNOUX, M.; VICTORIA, R.; CERRI, C.C. Modeling soil carbon from forest and pasture ecosystems of Amazon, Brasil. **Soil Science of America Journal**, Madison, v. 67, p. 1879-1887, 2003.
- CERRI, C.E.P.; PAUSTIAN, K.; BERNOUX, M.; VICTORIA, R.L.; MELILLO, J.M.; CERRI, C.C. Modeling changes in soil organic matter in Amazon forest to pasture conversion with the Century model. **Global Change Biology**, New York, v. 10, p. 815-832, 2004.
- CERRI, C.E.P.; EASTER, M.; PAUSTIAN, K.; KILLIAN, K.; COLEMAN, K.; BERNOUX, M.; FALLOON, P.; POWLSON, D.S.; BATJES, N.H.; MILNE, E.; CERRI, C.C. Predicted soil organic carbon stocks and changes in the Brazilian Amazon between 2000 and 2030. **Agriculture Ecosystems and Environment**, Amsterdam, v. 122, p. 58-72, 2007.
- CHONÈ, T.; ANDREUX, F.; CORREA, J.C.; VOLKOF, B.; CERRI, C.C. Changes in organic matter in an Oxisol from the Central Amazonian forest during eight years as pasture, determined by  $^{13}\text{C}$  isotopic comparison. BERTHELIN L. (Ed.). **Diversity of Environmental Biogeochemistry**. New York: Elsevier, p. 391-405, 1991. p. 225-253.

- CLAY, D.E.; CLAPP, C.E.; REESE, C.; LIU, Z.; CARLSON, C.G.; WOODARD, H.; BLY, A.  $^{13}\text{C}$  fractionation of relic soil organic C during mineralization effects calculated half-lives. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 71, p. 1003-1009, 2007.
- COLLINS, H.P.; RASMUSSEN, P.E.; DOUGLAS JR., C.L. Crop rotation and residue management effects on soil carbon and microbial dynamics. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, p. 783-788, 1992.
- CONANT, R.T.; DRIJBER, R.A.; HADDIX, M.L.; PARTON, W.J.; PAUL, E.A.; PLANTE, A.F.; SIX, J.; STEINWEG, J. M. Sensitivity of organic matter decomposition to warming varies with its quality. **Global Change Biology**, New York, v. 14, p. 1-10, 2008.
- CONEN, F.; LEIFELD, J.; SETH, B.; ALEWELL, C. Warming mineralizes young and old soil carbon equally. **Biogeosciences**, Kathlenburg-Lindau, v. 3, p. 515-519, 2006.
- DAVIDSON, E.A.; ARTAXO, P. Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: results of the Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment. **Global Change Biology**, New York, v. 10, p. 519-529, 2004.
- DENEF, K.; SIX, J.; MERCKX, R.; PAUSTIAN, K. Carbon sequestration in microaggregates of no-tillage soils with different clay mineralogy. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 50, p. 1935-1944, 2004.
- DENEF, K.; ZOTARELLI, L.; BODDEY, R.M.; SIX, J. Microaggregate-associated carbon as a diagnostic fraction for management-induced changes in soil organic carbon in two Oxisols. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 39, p. 1165-1172, 2007.
- DESJARDINS, T.; ANDREUX, F.; VOLKOF, B.; CERRI, C.C. Organic carbon and  $^{13}\text{C}$  contents in soils and soils size-fractions, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. **Geoderma**, Amsterdam, v. 61, p. 103-118, 1994.
- DESJARDINS, T.; BARROS, E.; SARRAZIAN, M.; GIARDIN, C.; MARIOTTI, A. Effects of forest conversion to pasture on soil carbon content and dynamics in Brazilian Amazon. **Agriculture Ecosystems and Environment**, Amsterdam, v. 103, p. 365-373, 2004.
- DICK, D.P.; SCWERTMANN, U. Microaggregates from Oxisols and Inceptisols: dispersion through selective dissolutions and physicochemical treatments. **Geoderma**, Amsterdam, v. 74, p. 49-63, 1996.
- EDWARDS, A.P.; BREMNER, J.M. Microaggregates in soils. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 18, p. 64-73, 1967.
- ELLIOTT, E.T. Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorus in native and cultivated soils. **Soil Science Society of American Journal**, v. 50, p. 627-633, 1986.
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisas de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 2. ed. Rio de Janeiro. 2006. 306p.

FANG, C.M.; SMITH, P.; MONCRIEFF, J.B.; SMITH, J.U. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. **Nature**, New York, v. 433, p. 57-59, 2006.

FEARNSIDE, P.M.; BARBOSA, R.I. Soil carbon from conversion of forest to pasture in Brazilian Amazon. **Forest Ecology and Management**, Berlin, v. 108, p. 147-166, 1998.

FELLER, C.; BEARE, M.H. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. **Geoderma**, Amsterdam, v. 79, p. 69-119, 1997.

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

FIERER, N.; CRAINE, J.M.; McLAUCHLAN, K.; SCHIMEL, P.J. Litter quality and the temperature sensitivity of decomposition. **Ecology**, Washington, v. 86, p. 320-326, 2005.

FRIEDLINGSTEIN, P.; COX, P.; BETTS, R.; BOPP, L.; Von BLOH, W.; BROVKIN, V.; CADULE, P.; DONEY, S.; EBY, M.; FUNG, I.; BALA, G.; JOHN, J.; JONES, C.; JOOS, F.; KATO, T.; KAWAMIYA, M.; KNORR, W.; LINDSAY, K.; MATHEWS, H.D.; RADDATZ, T.; RAYNER, P.; REICK, C.; ROECKNER, E.; SCHNITZLER, K.G.; SCHNUR, R.; STRASSMANN, K.; WEAVER, A.J.; YOSHIKAWA, C.; ZENG, N. Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the (CMIP)-M-4 model intercomparison. **Journal of Climate**, Boston, v.19, p.3337-3353, 2006.

GEARING, J.N. The study of diet and trophic relationships through natural abundance  $^{13}\text{C}$ . In: COLEMAN, D.C.; FRY, B. (Ed.). **Carbon isotope techniques**. San Diego; Academic Press, 1991. p. 201-218.

GIARDINA, C.P.; RYAN, M.G. Soil warming and organic carbon content – Reply. **Nature**, New York, v. 408, p. 790, 2000.

GRAÇA, P.M.L.A.; FEARNSIDE, P.M.; CERRI, C.C. Burning of Amazonian forest in Ariquemes, Rondônia, Brazil: biomass, charcoal formation and burning efficiency. **Forest Ecology and Management**, Berlin, v. 120, p.179-191, 1999.

HORWATH, W. Carbon cycling and formation of soil organic matter. In.: PAUL, E. (Ed.). **Soil Microbiology, ecology and biochemistry**. Amsterdam: Academic Press, 2007. p. 303-339.

ISE, T.; MOORCROFT, P.R. The global-scale temperature and moisture dependencies of soil organic carbon decomposition: an analysis using a mechanistic decomposition model. **Biogeochemistry**, Berlin, v. 80, p. 217-231, 2006.

JASTROW, J.; MILLER, R.M. Soil aggregate stabilization and carbon sequestration: Feedbacks through organomineral associations. **Soil processes and the carbon cycle**. Boca Raton: CRC Press, 1997. p. 207-223.

- KIRSCHBAUM, M.U.F. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 27, p. 753-760, 1995.
- KLEBER, M.; SOLLINS, P.; SUTTON, R. A conceptual model of organo-mineral interactions in soils: self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces. **Biogeochemistry**, Berlin, v. 85, p. 9-24, 2007.
- KNORR, W.; PRENTICE, I.C.; HOUSE, J.I.; HOLLAND, E.A. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. **Nature**, New York, v. 433, p. 298-301, 2005.
- LAL, R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. **Geoderma**, Amsterdam, v. 123, p.1-22, 2004.
- LINN, D.M.; DORAN, J.W. Effect of water-filled pore-space on carbon-dioxide and nitrous-oxide production in tilled and nontilled soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, p. 1267-1272, 1984.
- LISKI, J.; ILVESNIEMI, H.; MAKELA, A.; WESTMAN, C.J. CO<sub>2</sub> emissions from soil in response to climate warming are overestimated – The decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature. **Ambio**, Stockholm, v. 28, p. 171-174, 1999.
- MELILLO, J.M.; BORCHERS, J.; CHANEY, J.; FISHER, H.; FOX, S.; HAXELTINE, A.; JANETOS, A.; KICKLIGHTER, D.W.; KITTEL, T.G.F.; McGUIRE, A.D.; McKEOWN, R.; NEILSON, R.; NEMANI, R.; OJIMA, D.S.; PAINTER, T.; PAN, Y.; PARTON, W.J.; PIERCE, L.; PITELKA, L.; PRENTICE, C.; RIZZO, B.; ROSENBLOOM, N.A.; RUNNING, S.; SCHIMEL, D.S.; SITCH, S.; SMITH, T.; WOODWARD, I. Vegetation Ecosystem Modeling and Analysis Project – Comparing Biogeography and Biogeochemistry Models in a Continental-Scale Study of Terrestrial Ecosystem Responses to Climate-Change and CO<sub>2</sub> Doubling. **Global Biogeochemical Cycles**, Washington, v.9, p.407-437, 1995
- MARTINS, P.S.F.; CERRI, C.C.; WOLKOF, B.; ANDREUX, F.; CHAVUEL, A. Consequences of cleaning and tillage on the soil of a natural Amazonian ecosystem. **Forest Ecology and Management**, Berlin, v. 38, p. 273-282, 1991.
- MORAES, J.F.L.; CERRI, C.C.; MELLILO, J.M. Soil carbon stocks of the Brazilian Amazon Basin. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 59, p. 244-247, 1995.
- MORAES, J.F.L.; VOLKOF, B.; CERRI, C.C.; BERNOUX, M. Soil properties under Amazon forest change due to pasture installation in Rondônia, Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 70, p. 63-81, 1996.
- NEILL, C.; DAVIDSON, E.A. Soil carbon accumulation or loss following deforestation for pasture. LAL, R.; KIMBLE, J.M.; STEWART, B.A. (Ed.) **Global Climate Change and Tropical Ecosystems**. Boca Raton: CRC Press, 2000. p. 197-211.

NEILL, C.; MELILLO, J.M.; STEUDLER, P.A.; CERRI, C.C.; MORAES, J.F.L.; PICCOLO, M.C.; BRITO, M. Soil carbon and nitrogen stocks following forest clearing for pasture in the southwestern Brazilian Amazon. **Ecological Applications**, Tempe, v. 7, p. 1216-1225, 1997.

O'LEARY, M.H. Carbon isotope fractionation in plants. **Phytochemistry**, New York, v. 20, p.553-567, 1981.

PAUL, E.A.; MORRIS, S.J.; BOHM, S. The determination of soil C pool sizes and turnover rates: biophysical fractionation and tracers. In.: LAL, R.; KIMBLE, J.M.; FOLLET, R.F.; STEWART, B.A. (Ed.). **Assessment methods for soil carbon**. Boca Raton: Lewis Publishers, 2001. p. 193-206.

SAS INSTITUTE. **SAS user's guide. Statistics**. 6<sup>th</sup> ed. SAS Inst. Cary, NC. 1990. v.2.

SCHLESINGER, W.H. Carbon balance in terrestrial detritus. **Annual Review of Ecology and Systematics**, Palo Alto, v.8, p. 51-81, 1977.

SIX, J.; ELLIOTT, E.T.; PAUSTIAN, K. Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 32, p. 2099-2103, 2000.

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 American Journal**, Madison, v. 62, p. 1367-1377, 1998.

SIX, J.; CONANT, R.T.; PAUL, E.A.; PAUSTIAN, K. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. **Plant and Soil**, Berlin, v. 241, p. 155-176, 2002.

SØRESEN, L.H. Stabilization of newly formed amino-acid metabolites in soil by clay minerals. **Soil Science**, Philadelphia, v. 114, p. 5-11, 1972.

STENVENSON, F.J. Humus chemistry: genesis, composition, reactions, 2<sup>nd</sup> ed. New York Wiley, 1994. 496p.

STEUDLER, P.A.; MELILLO, J.M.; FEIGL, B.J.; NEILL, C.; PICCOLO, M.C.; CERRI, C.C. Consequence of forest-to-pasture conversion on CH<sub>4</sub> fluxes in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 101, p. 18547-18554, 1996.

SMITH, J.U.; SMITH, P.; MONAGHAN, R.; MACDONALD, J. When is a measured soil organic matter fraction equivalent to a model pool? **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 53, p. 405-416, 2002.

TISDALL, J.M.; OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 33, p. 141-163, 1982.

TOWSEND, A.R.; VITOUSEK, P.M.; DESMARAIS, D.J.; THARPE, A. Soil carbon pool structure and temperature sensitivity inferred from CO<sub>2</sub> and <sup>13</sup>CO<sub>2</sub> incubation fluxes from five Hawaiian soils. **Biogeochemistry**, Berlin, v. 38, p.1-17, 1997.

TRUMBORE, S.E. Comparison of carbon dynamics in tropical and temperate soil using radiocarbon measurements. **Global Biogeochemical Cycles**, Washington, v. 7, p. 275-290, 1993.

Van VEEN, J.A.; PAUL, E.A. Organic-carbon dynamics in grassland soils. 1. Background information and computer-simulation. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 61, p. 185-201, 1981.

VANHALA, P.; KRISTIINA, K.; MIKKO, T.; ELONI, S.; HOGNE, J.; HANNU, F.; JARI, L. Old soil carbon is more temperature sensitive than the young in an agricultural field. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 39, p. 2967-2970, 2007.

ZOTARELLI, L.; ALVES, B.J.R.; URQUIAGA, S.; BODDEY, R.M.; SIX, J. Impact of tillage and crop rotation on light fraction and intra-aggregate soil organic matter in two Oxisols. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 95, p. 196-206, 2007.

WALDROP, M.P.; FIRESTONE, M.K. Altered utilization patterns of young and old soil C by microorganisms caused by temperature shifts and N additions. **Biogeochemistry**, Berlin, v. 67, p. 235-248, 2004.

#### **4 ESTRUTURA DA COMUNIDADE MICROBIANA EM SOLO SOB FLORESTA E PASTAGENS SUBMETIDOS AO AUMENTO DE TEMPERATURA**

##### **Resumo**

O uso de indicadores microbiológicos é mais sensível que os indicadores físico-químicos para avaliar mudanças no manejo da terra. A estrutura da comunidade microbiana do solo controla as alterações do carbono na matéria orgânica do solo. Mudanças no manejo podem alterar a microbiota do solo favorecendo a emissão de CO<sub>2</sub> e perdas de carbono do solo. O objetivo desse estudo foi avaliar estrutura da comunidade microbiana do solo proveniente de uma área de floresta e outra de pastagens implantadas em 1911, 1972 e 1989 submetida ao aumento de temperatura. Avaliou-se a distribuição dos grupos de microrganismos nas diferentes frações do solo. Foram realizadas análises do perfil fosfolipídico ( $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA) das amostras de solo incubadas a 25 e 35 °C ao final de 98 dias de incubação. Foram avaliadas amostras de solo proveniente de uma área de floresta e de outra área com pastagens implantadas em diferentes anos (cronosequência). A biomassa microbiana (BM-C-PLFA) do solo de pastagem foi duas vezes maior do que da floresta. Porém o aumento de temperatura não alterou essa biomassa. A maior BM-C-PLFA foi observada na fração mais fina (silte+argila, < 53  $\mu\text{m}$ ). Os PLFA obtidos nas amostras de solo proveniente de floresta e de pastagens foram semelhantes. A diversidade da comunidade microbiana do solo foi relacionada com a fração do solo. As bactérias Gram + foi o grupo de microrganismos mais abundante nas frações do solo. O aumento de temperatura não alterou o sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA dos diferentes grupos de microrganismos nas três frações do solo.

Palavras-chave:  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA; Fracionamento físico; Bactérias Gram positiva; Bactérias Gram negativa; Mudança de uso da terra

## **Microbial community structure of soil under forest and pastures in response to temperature increased**

### **Abstract**

Microbial-based indicators are more sensible than physic-chemical indicators to measurement land-use changes. Soil microbial community structure drives soil organic matter changes. Management modifications may affect soil microorganisms and therefore, increase CO<sub>2</sub> emissions and soil carbon losses. The purpose of this study was to evaluate soil microbial community structure of soil under forest and pastures converted at 1911, 1972 e 1989. Communities were characterized across aggregate sizes according to their extractable phospholipids. Soil samples from forest site and chronosequence with pastures sites were incubated over 98 days to 25 and 35 °C. The land use change increased the carbon microbial biomass of PLFA (BM-C-PLFA). However, the temperature increase did not increased the BM-C-PLFA. The greatest BM-C-PLFA was found at finest fraction size (silt+clay fraction). There was no difference between the PLFA extracted from forest and pasture soil sites. The soil microbial diversity was related to fraction size. The Gram positive bacteria were the most abundant microbial group in the fractions. The temperature enhance did not change the signature of  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA.

Keywords:  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA; Physical fractionation; Gram positive bacteria; Gram negative bacteria;  
Land use change



#### 4.1 Introdução

Nos últimos 150 anos, a concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> aumentou cerca de 33% devido a atividades humanas (ALLEY et al., 2007), entre as quais as atividades agrícolas. Aumentar o potencial dos solos agrícolas para sequestrar carbono (C) requer conhecimento dos processos e mecanismos que controlam a dinâmica do C. Existe alguns estudos que avaliaram a relação entre a comunidade microbiana do solo e a taxa de decomposição da matéria orgânica do solo (MOS) (SCOW, 1997; BOSSIO; SCOW, 1998; SCHUTTER; DICK, 2002; BURKE et al., 2003; KRAMER; GLEIXNER, 2006; SIX et al., 2006; WILLIAMS et al., 2006; STROMBERGER et al., 2007). Contudo, permanecem muitas incertezas, particularmente a respeito das interações entre microbiota e MOS em solos de regiões de clima tropical.

O interesse em relacionar microrganismos do solo à dinâmica do carbono no solo tem crescido. Entretanto, a influência de fatores ambientais na estrutura da comunidade microbiana do solo precisam ser estudados e esclarecidos. Sabe-se que a mudança de temperatura e umidade do solo podem provocar alterações na estrutura da comunidade microbiana do solo. Contudo, existem outros fatores que atuam sobre a população microbiana do solo e que influenciam suas alterações. O uso do solo e a distribuição de agregados estão diretamente relacionados às possíveis alterações da estrutura da comunidade microbiológica do solo. Os agregados representam um nicho ecológico no qual as propriedades físico-químicas podem direcionar a distribuição da população microbiana no solo nas diferentes classes de agregados (SHUTTER; DICK, 2002). A distribuição de microrganismos nas frações do solo pode ser influenciada pelo tamanho dos poros ou mesmo pelo conteúdo de C orgânico presente na fração, ou ainda pelo teor de argila (CHESHIRE; MUNDIE, 1981; BALDOCK et al., 1990; GUGGENBERGER et al., 1995; VAN GESTEL et al., 1996; ZHANG et al., 1998; BURKE et al., 2003; SIX et al., 2006).

Estudos analisando os perfis fosfolipídicos do solo (PLFA-phospholipids fatty acids) através dos biomarcadores para grupos de microrganismos têm demonstrado que os microrganismos do solo interagem, diferenciadamente, com o C-lábil e C-recalcitrante e com as frações físicas do solo (WHITE et al., 1979; SCHUTTER; DICK, 2002; KRAMER; GLEIXNER, 2008). Pela análise do  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA, Waldrop e Firestone (2004) encontraram evidências de que o carbono disponível (C-lábil e C-recalcitrante) não é igualmente consumido pelos distintos grupos de microrganismos. Kramer e Gleixner (2008) utilizaram o método  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA para avaliar a incorporação do C, nas formas C lábil e C recalcitrante, por grupos de microrganismos distintos,

realizando uma análise de distribuição vertical 0-60 cm. Esses autores concluíram que a incorporação à biomassa microbiana do C-lábil e C-recalcitrante é controlada pela disponibilidade de C e, as bactérias Gram + usaram mais o C da fração recalcitrante da MOS enquanto que as bactérias Gram – usaram mais o C da fração mais lábil da MOS, C derivado da biomassa vegetal.

Six et al. (2006) publicaram uma revisão sobre a contribuição dos microrganismos ao sequestro de carbono do solo em sistemas agrícolas. Os autores concluíram que as bactérias e fungos interagem diferenciadamente com o C do solo. Os solos com alta densidade populacional de fungos seqüestraram mais C no solo. Entretanto, os mecanismos que levaram a esse aumento de C na biomassa microbiana não são esclarecidos. A proporção de C retido na biomassa microbiana versus a proporção de C respirado na forma de CO<sub>2</sub> é dependente da taxa de crescimento dos microrganismos e do grau de proteção da biomassa microbiana. Em solos com baixa taxa de crescimento da biomassa microbiana ou com menor proteção da mesma ocorrem as maiores perdas de CO<sub>2</sub> por meio dos microrganismos (SIX et al., 2006).

A biomassa microbiana do solo é o principal mecanismo regulador da dinâmica da MOS e da disponibilidade de nutrientes. As mudanças na estrutura da comunidade microbiana, provocada por alterações de manejo ou das condições ambientais como a temperatura, são fatores determinantes das taxas de perdas de C do solo e, conseqüentemente, emissão de CO<sub>2</sub> para a atmosfera.

O objetivo desse estudo foi avaliar o a estrutura da comunidade microbiana de solo proveniente de floresta e de pastagens, o efeito do aumento de temperatura na estrutura da comunidade microbiana do solo e na origem do C microbiano nas frações do solo. Para isso foi usando a análise do PLFA e  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA. Os biomarcadores foram identificados pelos PLFA extraídos de cada fração do solo para caracterizar os grupos de microrganismos responsáveis pela decomposição dos substratos do solo, C derivado da pastagem (C<sub>dp</sub>) ou C remanescente da floresta (C<sub>rf</sub>).

## **4.2 Material e Métodos**

### **4.2.1 Meio físico, descrição e localização dos solos selecionados**

Meio físico, descrição e localização dos solos selecionados foram apresentadas no item 3.2.1 deste documento.

### **4.2.2 Descrição do experimento**

A descrição do experimento foi apresentada no item 3.2.2 deste documento.

### **4.2.3 Métodos de análise**

#### **4.2.3.1 Fracionamento físico**

O fracionamento físico foi descrito no item 3.2.3 deste documento.

#### **4.2.3.2 Extração e quantificação dos perfis fosfolipídicos (phospholipids fatty acid – PLFA)**

A estrutura da comunidade microbiana do solo foi caracterizada pela extração e derivação de ácidos graxos fosfolipídicos (PLFA). Paralelamente, foi identificado o sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$  dos perfis de ácidos graxos fosfolipídicos. A metodologia utilizada foi adaptada de Bossio e Scow (1998) e Schutter e Dick (2000). A extração do PLFA e identificação do  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA foram realizadas em três frações do solo. São elas: 1) matéria orgânica particulada – MOP ( $>250\ \mu\text{m}$ ); 2) fração microagregado ( $53\text{-}250\ \mu\text{m}$ ) e, 3) fração silte+argila ( $<53\ \mu\text{m}$ ). Resumidamente, utilizou-se 4 g de solo para extrair os ácidos graxos. O solo permaneceu por 4 horas numa solução com clorofórmio/metanol/phosphate-buffer (1:2:1 v/v/v). Os fosfolipídios retidos na fase clorofórmio foram fracionados numa coluna polar de sílica através de uma diluição sequencial com clorofórmio, acetona e metanol (PETERSEN et al., 1997). A fração fosfolipídica polar em methanol foi submetida a uma metólise em meio alcalino utilizando uma solução metanol:tolueno (1:1 v/v) e KOH, resultando em PLFA “puro”. Os PLFAs foram separados numa fase orgânica pela adição de hexane o qual foi posteriormente removido após centrifugação a 1500 rpm por 5

minutos descartando-se a fase aquosa. Utilizou-se um padrão interno (19:0) o qual foi adicionado a cada amostra de PLFA e extraído antes da adição de hexane. Após a adição de hexane as amostras foram evaporadas em atmosfera de N<sub>2</sub>. Para realização das análises os PLFAs foram re-suspensos em hexane e as amostras foram injetadas por capilaridade no aparelho de cromatografia gasosa acoplado a um espectrômetro de massa (GC-C-IRMS) (GC-C/TC DELTA<sup>PLUS</sup>XP THERMO SCIENTIFIC) via uma GC/C III interface, University California at Davis. A coluna capilar utilizada no GC foi CP-8822 (30 m x 0.25 mm i.d. x 0.25 µm film thickness; VARIAN INC.). O detector Flame ionization (FID) foi aquecido a uma temperatura de 250 °C usando o hidrogênio como gás carreador a um fluxo de 0,4 ml min<sup>-1</sup>. Para limpar a coluna do GC entre as corridas das amostras, programou-se a temperatura do forno a 60 °C por 10 min, seguida por uma rampa de aquecimento de 10 °C min<sup>-1</sup> até 150 °C, com 2 min de retenção, seguida por uma rampa de aquecimento final de 10 °C min<sup>-1</sup> até 280 °C, com 5 min de retenção. Cada extrato de PLFA foi corrido em duplicata no GC-C-IRMS.

A identificação individual dos PLFA foi baseada no tempo de retenção versus o padrão interno (19:0) e, cruzado com os padrões de referência do laboratório da UC Davis: a mistura FMIX001; FMIX002; FMIX003 e BAC. O pico de cada PLFA foi convertido em  $\eta\text{mol C-PLFA} \cdot \text{g}^{-1}$  solo (biomassa microbiana-C-PLFA), utilizando a seguinte equação:

$$\eta\text{mol C-PLFA} \cdot \text{g}^{-1} \text{ solo} = \frac{PLFA_x \text{ pico área}}{19:0 \text{ pico área}} \times \frac{19:0 \text{ massa}_{(\eta\text{g})}}{\mu\text{L}} \times Vol_{\text{amostra}(\mu\text{L})} \times \frac{PLFA_{\eta\text{mol}}}{PM} \quad \text{Eq. (4.1)}$$

Foram identificados biomarcadores de grupos funcionais de acordo com dados da literatura (STROMBERGER et al., 2007). Bactéria Gram-positiva: *i14:0*, *i15:0*, *a15:0*, *i16:0*, *i17:0* e *a17:0*. Bactérias Gram-negativa: *16:1w7,9c*, *18:1w7c*, *17:0cy* e *19:0cy*. Actinobactérias: *10Me16:0*, *10Me17:0* e *10Me18:0*. Fungos: *18:1w9c*, *18:2w6c* e *18:3w3,6c*. Protozoários: *20:4w6* (WHITE et al., 1996). Micorriza arbuscular (MA): *16:1w5c* (OLSSON et al. 1995).

#### 4.2.3.3 Análise do sinal isotópico $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA

Para analisar o  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA avaliou-se o valor isotópico obtido para os 18 biomarcadores de grupos funcionais anteriormente relacionados, uma vez que estes têm seu uso reconhecido para diferentes componentes da comunidade microbiana do solo (ZELLES, 1997). O valor isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFAs obtido pelo GC-C-IRMS foi corrigido para subtrair o valor  $\delta^{13}\text{C}$ -MeOH

que foi introduzido ao PLFA durante o processo de metilação para extração dos ácidos graxos. Essa correção foi realizada pelo simples balanço de massa segundo a equação:

$$\delta^{13}C_{PLFA} = \frac{[(N_{PLFA} + 1)\delta^{13}C_{PLFA} - \delta^{13}C_{MeOH}]}{N_{PLFA}} \quad \text{Eq. (4.2)}$$

onde,  $N_{PLFA}$  = número de átomos de C do PLFA;  $\delta^{13}C_{PLFA}$  = valor isotópico  $\delta^{13}C$  do PLFA após a etapa de metilação;  $\delta^{13}C_{MeOH}$  = valor isotópico  $\delta^{13}C$  do metanol usado na metilação ( $-45,51 \pm 0,1\%$ ;  $n= 4$ ).

#### 4.2.3.4 Análises estatísticas

As médias para biomassa microbiana-C-PLFA e  $\delta^{13}C$ -PLFA em cada fração do solo incubados a 25 e 35 °C foram analisados usando o programa estatístico SAS para análise de variância (ANOVA) (SAS INSTITUTE INC., 1990). As diferenças entre as médias foram testadas pelo teste LSD (least significant difference test) com um nível de significância de  $p < 0,05$ . Realizou-se também análise de componentes principais – PCA (principal component analysis) para caracterizar a comunidade microbiana do solo nas diferentes frações e temperaturas de incubação. Essa análise foi realizada usando o programa de análise multivariada PCORD - Multivariate Analysis of Ecological Data version 5.10 (MjM SOFTWARE, OREGON, USA 2006).

### 4.3 Resultados e Discussão

#### 4.3.1 Biomassa microbiana C-PLFA (BM-C-PLFA)

Após o período de incubação de amostras de solos por 98 dias a 25 e 35 °C, a quantidade de carbono nos PLFA, ou BM-C-PLFA, foi significativamente diferente entre as frações do solo (Tabela 4.1). A BM-C-PLFA foi menor nas amostras provenientes de solo de floresta, quando comparada às amostras de solo coletadas em pastagens convertidas em 1989, 1972 e 1911. A BM-C-PLFA nas frações do solo não diferiram significativamente entre 25 e 35 °C, exceto na fração POM, em que a BM-C-PLFA nas pastagens convertidas em 1972 e 1911 foi maior a 25 e 35 °C, respectivamente. Para todas as amostras de solo avaliadas a maior BM-C-PLFA foi observada na fração  $< 53 \mu\text{m}$ , a 25 e 35 °C.

Tabela 4.1 – Biomassa microbiana nas frações do solo sob floresta e pastagens implantadas em 1989, 1972 e 1911, incubadas a 25 e 35 °C

Uso do solo	25 °C temperatura de incubação			35 °C temperatura de incubação		
	> 250 µm	250-53 µm	< 53 µm	> 250 µm	250-53 µm	< 53 µm
-----ηmol C-PLFA . g <sup>-1</sup> solo-----						
Floresta	54 ABcA	217 BbA	630 CaA	55 BcA	247 CbA	684 CaA
Pastagem 1989	89 AcA	452 AbA	1331 AaA	94 AcA	419 BbA	1154 AaA
Pastagem 1972	93 AcA	526 AbA	969 BaA	56 BcB	403 BbA	926 BaA
Pastagem 1911	32 BcB	549 AbA	1283 AaA	82 AcA	594 AbA	1029 AaA

Valores das médias seguidas do desvio padrão,  $n=4$ . Letras maiúsculas comparam as médias entre as linhas. Letras minúsculas comparam as médias entre as colunas, dentro de cada temperatura de incubação. Letras itálicas maiúsculas comparam as médias entre as temperaturas dentro de uma fração.

O aumento da BM-C-PLFA após a conversão do uso do solo de floresta para pastagem pode ser atribuído ao crescimento acelerado e intensa atividade radicular da pastagem introduzida *Brachiaria brizantha* (FERNANDES, 1999). A variação da composição do material vegetal que compõe a serrapilheira e que será futuramente incorporada a MOS e, conseqüentemente, as frações do solo, em áreas de solos proveniente de floresta e de pastagens, diferem qualitativamente. O C derivado do material vegetal da pastagem constitui-se de uma material mais facilmente decomponível pela comunidade microbiana do solo, contribuindo para seu maior crescimento, comparada a biomassa microbiana de solos proveniente de área de floresta (OHTONEN et al., 1997; STEVENSON et al., 2004). Neste estudo, as frações microagregado e silte+argila apresentaram maior BM-C-PLFA nas amostras de solo sob pastagens incubadas a 25 e 35 °C, comparada as amostras de solo sob floresta. O fato sugere que a incorporação do material vegetal,  $C_{dp}$  (lábil), a essas frações contribuiu para o aumento da BM-C-PLFA.

Na fração MOP a temperatura apresentou efeito apenas nas pastagens implantadas em 1911 e 1972. O aumento da BM-C-PLFA observado na pastagem implantada em 1911 poderia ser atribuído à alteração da labilidade do C-recalcitrante ( $C_{rf}$ ) à temperatura elevada (BOSATTA; ÁGREN, 1999; BOL et al., 2003; KNORR et al., 2005; FIERER et al., 2005; CONANT et al. 2008). Contudo, na amostra de solo sob pastagem implantada em 1972 não se observou o mesmo efeito, pois nessa situação ocorreu uma diminuição da BM-C-PLFA sob o aumento de temperatura. Essa é uma indicação de que houve restrição de C para o crescimento da biomassa

microbiana, ou seja, nessa amostra da fração MOP o C-recalcitrante se mostrou menos sensível ao aumento de temperatura (LISKI et al., 1999; GIADIRNA; RYAN, 2000).

A maior BM-C-PLFA foi encontrada na fração  $< 53 \mu\text{m}$ . Segundo Tisdall e Oades (1982), os microrganismos do solo produzem polissacarídeos que se aderem à superfície de partículas finas presentes no solo. Isso deve estar relacionado ao processo em que a presença de cátions polivalentes ( $\text{Al}^{+3}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$ ,  $\text{Ca}^{+2}$  e  $\text{Mg}^{+2}$ ) que estão adsorvidos à superfície das partículas mais finas do solo ou são expostos como grupos funcionais se ligam a compostos excretados por fungos e bactérias, tal como os compostos de polissacarídeos (WINDENGER et al., 1999) e outros vários amino-compostos que possuem carga líquida negativa (SWINCER et al., 1968). A presença desta ligação favorece o crescimento da BM-C-PLFA na fração mais fina. Entretanto, esse processo também contribui para a flocculação das partículas finas do solo e formação de microagregados e, conseqüentemente, uma maior BM-C-PLFA nessa fração do que na fração MOP. Adicionalmente, segundo Swanston et al. (2004) a biomassa microbiana associada com a fração leve (MOP) é metabolicamente menos ativa que a BM associada com as frações pesada silte e argila.

Conforme apresentado no capítulo 3, a emissão de  $\text{CO}_2$  aumentou com o aumento de temperatura de incubação de 25 para 35 °C. Porém, ao final do período de incubação de 98 dias, não houve aumento na BM-C-PLFA nas frações do solo sob aumento de temperatura, exceto na fração MOP das amostras de solo sob pastagem implantada em 1911. Conforme citado por Voroney (2007), é possível observar um aumento na taxa de decomposição da MOS propiciado pelo incremento das reações fisiológicas dos microrganismos e pela aceleração da difusão dos gases do solo sob aumento de temperatura sem que se altere a taxa de crescimento da biomassa microbiana do solo.

#### **4.3.2 Estrutura da comunidade microbiana**

A diversidade da comunidade microbiana das amostras de solos incubadas a 25 e 35 °C foi semelhante, segundo a avaliação dos PLFA. A avaliação da estrutura da comunidade microbiana pela análise de componentes principais sugeriu uma relevante diferenciação da comunidade microbiana segundo as frações do solo (Figura 4.1). A quantidade de PLFA extraídos das frações dos solos foi ligeiramente maior na fração silte+argila e menor na fração

MOP (dados não apresentados). A diferenciação entre as frações do solo foi, principalmente, atribuída à quantidade da BM-C-PLFA. Em geral, a distinção dos PLFA entre frações foi maior que a distinção entre uso do solo e entre temperaturas de incubação. Houve uma variação dos PLFA entre as repetições das frações do solo.

Estudos encontrados na literatura que utilizaram a avaliação do PLFA para caracterização da comunidade microbiana foram predominantemente realizados utilizando amostras de solo proveniente de regiões de clima temperado. Adicionalmente, esses estudos foram realizados para avaliação da distribuição vertical da estrutura da comunidade microbiana (GHIORSE; WILSON, 1988; ZVYAGINTSEV, 1994; FRITZE et al., 2000; BLUME et al., 2002; FIERER et al., 2003; KRAMER; GLEIXNER, 2008). Todos esses estudos mencionados têm reportado a distinção da diversidade da comunidade microbiana, pela diferença da quantidade de PLFA extraídos das amostras de solo, em função do uso do solo e profundidade de coleta. Porém, a pesquisa ora apresentada, contrariamente aos estudos anteriormente citados, não indicou diferença na diversidade da comunidade microbiana pela análise dos PLFA entre as amostras de solo sob floresta e pastagens implantadas em 1911, 1972 e 1989, na profundidade de 0-20 cm. Os PLFA extraídos da amostra de solo proveniente das áreas de floresta foi semelhante aqueles PLFA extraídos das amostras de solo proveniente das áreas de pastagens implantadas em 1911, 1972 e 1989.

Entretanto, destaca-se que houve algumas limitações à interpretação dos resultados impostas pelos métodos empregados, tais como: o fracionamento físico do solo (via úmida), poderia ter propiciado a contaminação microbiológica das frações e, o uso do método PLFA para examinar a estrutura da comunidade microbiana do solo, o qual torna difícil a interpretação dos dados para avaliar as mudanças na estrutura da comunidade microbiana do solo e a dinâmica do C nos grupos de microrganismos. O uso de técnicas mais avançadas, métodos de avaliação do DNA ou RNA, para avaliar a estrutura da comunidade microbiana aumenta a precisão dos dados e suas interpretações (FIERER et al., 2003). Contudo, até o presente, trata-se de técnicas onerosas e nem sempre disponíveis. Para aprimorar a avaliação a estrutura da comunidade microbiana nas frações do solo deve-se primeiramente desenvolver pesquisas para aprimorar e/ou desenvolver de melhores técnicas de fracionamento físico, visando a eliminação de contaminação microbiológica das frações.



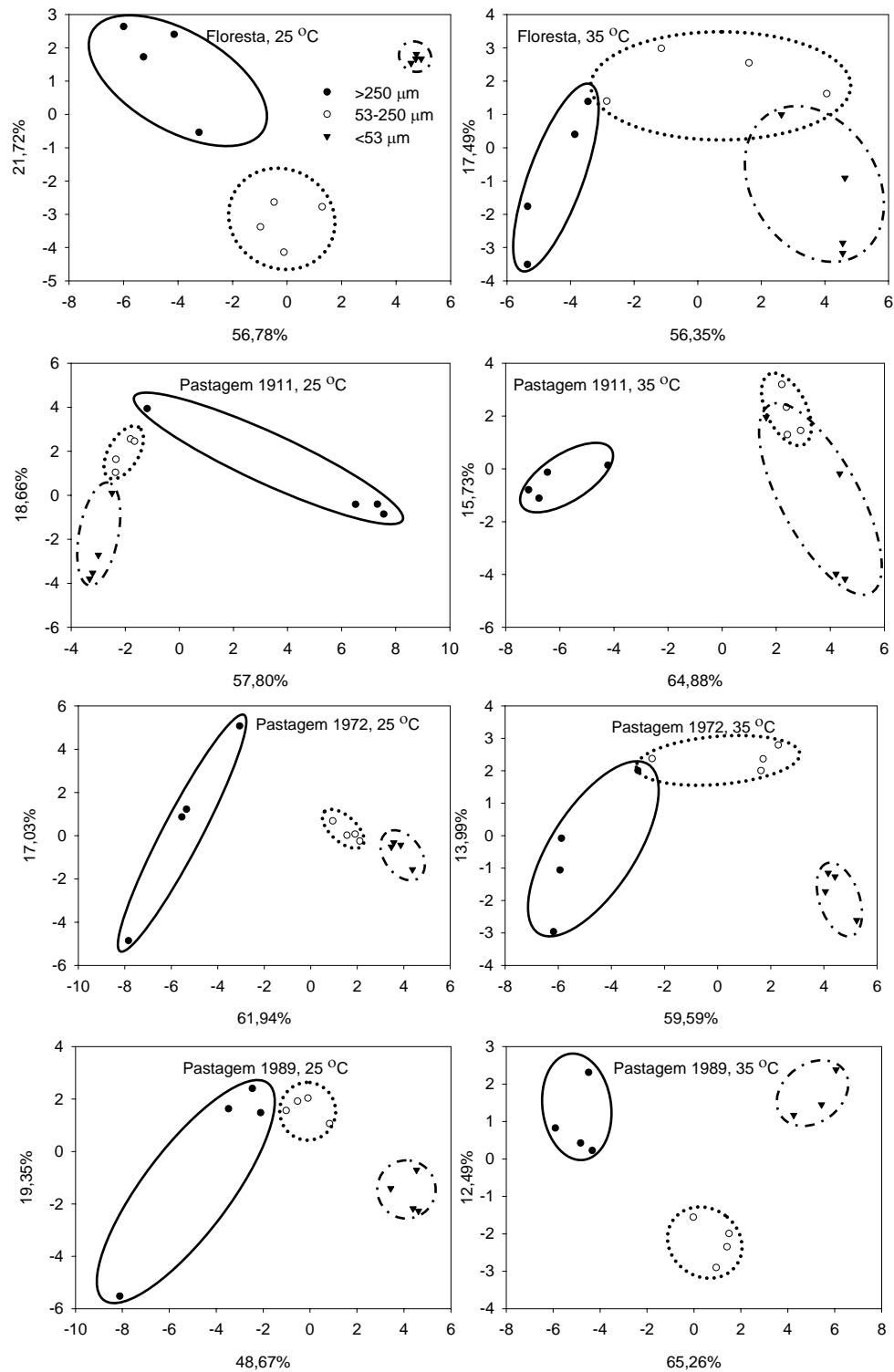


Figura 4.1 – Análise de componentes principais da comunidade microbiana do solo, PFLA extraídos de amostras de solo sob floresta e pastagens implantadas em 1911, 1972 e 1989, incubados a 25 e 35 °C

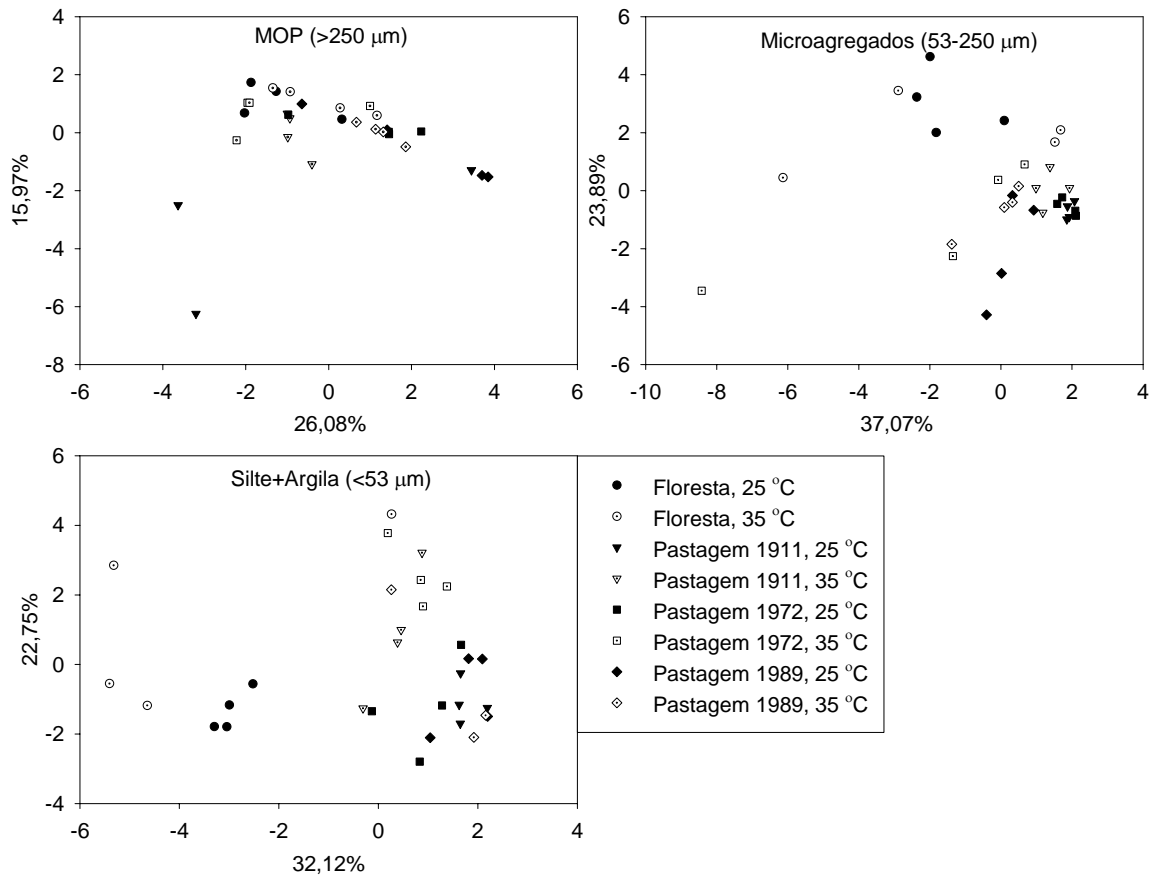


Figura 4.2 – Análise de componentes principais da comunidade microbiana do solo, PFLA extraídos das diferentes classes de agregado de amostras de solo proveniente de uma área de floresta e outra área de pastagens implantadas em 1911, 1972 e 1989, incubadas a 25 e 35 °C

A avaliação dos biomarcadores específicos identificados pela análise dos PLFA indicou que a proporção do PLFA-total referente a bactérias Gram + foi maior em todas as frações das amostras de solos incubadas a 25 e 35 °C (Tabela 4.2). Nas amostras de solo de pastagens implantadas em 1911, 1972 e 1989, incubadas a 25 °C, não houve distinção entre a abundância proporcional do PLFA, referente a bactérias Gram + entre as frações do solo. Para a amostra de solo proveniente da área de floresta, incubada a 25 °C, a abundância proporcional de bactérias Gram + foi menor na fração MOP. Para as amostras de solo incubadas a 35 °C houve diferenciação entre as amostras de solo de pastagens em relação ao solo proveniente de floresta. Na amostra de solo proveniente de floresta essa proporção foi maior nas frações microagregado e silte+argila e para as amostras de solo de pastagens essa proporção foi menor nas referidas frações, em relação à fração MOP. Adicionalmente, observou-se efeito da temperatura apenas na

fração MOP da amostra de solo proveniente de pastagem implantada em 1911, onde houve aumento da proporção de bactérias Gram + na amostra de solo incubada a 35 °C.

A abundância proporcional referente aos biomarcadores para bactérias Gram – foi menor que a proporção de bactérias Gram + em todas as amostras de solo incubadas a 25 e 35 °C. A abundância proporcional de bactérias Gram – nas frações das amostras de solo incubadas a 25 °C foi semelhante para o solo proveniente de floresta e pastagem implantada em 1989, em que essa proporção foi decrescente com o aumento da fração do solo. Nas amostras de solo provenientes de pastagens implantadas em 1911 e 1972 incubadas a 25 °C, não houve diferença significativa entre as frações microagregado e silte+argila. Quando as amostras foram incubadas a 35 °C, em geral, a maior proporção de bactérias Gram – foram identificadas na fração silte+argila nas amostras de solo provenientes de pastagens e floresta. Observou-se efeito do aumento de temperatura na fração microagregado para as amostras de solo proveniente de floresta, na fração MOP para as amostras de solo da pastagem implantada em 1911 e nas frações MOP e silte+argila para as amostras de solos da pastagem implantada em 1972.

Em relação à abundância proporcional da população de fungos, nos solos sob floresta não houve diferença significativa entre as frações e temperaturas. Nas amostras de solo proveniente de pastagens implantadas em 1911, 1972 e 1989, a maior proporção foi para a fração silte+argila. Observou-se efeito do aumento da temperatura apenas na fração MOP para as amostras de solo proveniente da pastagem implantada em 1911 e na fração silte+argila para as amostras de solo de pastagem implantada em 1972. A população de fungos nas amostras incubadas a 25 °C foi maior para os solos provenientes das áreas de pastagens. Quando as amostras de solo foram incubadas a 35 °C, em algumas situações a abundância proporcional de fungos em solo proveniente de áreas de pastagens foi semelhante à proporção para o solo de floresta, exceto para as frações da amostra de solo da pastagem implantada em 1911 e a fração silte+argila da pastagem implantada em 1972. Essas apresentaram a maior abundância proporcional de fungos em comparação aos demais solos incubados a 35 °C.

A abundância proporcional de actinomicetes foi, geralmente, menor na fração MOP e maior na fração microagregado. Em relação população de protozoários, identificou-se biomarcadores, em geral, apenas na fração silte+argila. Além disso, sua abundância proporcional foi menor em relação aos demais biomarcadores.

Tabela 4.2 – Abundância proporcional dos grupos microbiológicos identificados por biomarcadores dos PLFA extraídos das amostras de solo incubadas a 25 e 35 °C

	% mol C-PLFA				
	Bactérias Gram +	Bactérias Gram –	Fungos	Actinobactérias	Protozoários
<i>Floresta</i>					
25 °C					
> 250 µm	22 ± 5 BaA	11 ± 1 CaA	10 ± 6 AaAB	0 ± 0 CbB	0 ± 0 BaA
53-250 µm	29 ± 3 AaA	13 ± 1 BbB	6 ± 2 AaC	14 ± 1 AaA	0 ± 0 BaB
< 53 µm	28 ± 1 AaA	18 ± 1 AaA	11 ± 1 AaC	9 ± 1 BaA	3 ± 0,3 AaA
35 °C					
> 250 µm	24 ± 2 BaB	12 ± 3 BaA	7 ± 3 AaAB	6 ± 4 BaA	0 ± 0 AaA
53-250 µm	28 ± 2 AaA	14 ± 1 BaA	9 ± 4 AaB	11 ± 2 AaA	0 ± 0 AaA
< 53 µm	29 ± 2 AaA	18 ± 3 AaA	10 ± 1 AaB	8 ± 0,3BaAB	0 ± 0 AbA
<i>Pastagem 1911</i>					
25 °C					
> 250 µm	20 ± 14 AbA	0 ± 0 BbB	0 ± 0 BbB	0 ± 0 CaB	0 ± 0 BaA
53-250 µm	28 ± 1 AaA	14 ± 0,3 AaA	13 ± 1 AaA	9 ± 1 AaB	0 ± 0 BaB
< 53 µm	28 ± 1 AaA	15 ± 0,4 AaC	15 ± 0,4 AaB	7 ± 0,2 BaC	2 ± 0,1AaBC
35 °C					
> 250 µm	37 ± 1 AaA	7 ± 1 CaB	11 ± 2 BaA	0 ± 0 BaB	0 ± 0 BaA
53-250 µm	28 ± 2 BaA	14 ± 1 BaA	11 ± 1 BaA	10 ± 1 AaA	0 ± 0 BaA
< 53 µm	27 ± 3 BaA	16 ± 1 AaAB	13 ± 1 AbA	8 ± 1 AaAB	1 ± 0,1 AaA
<i>Pastagem 1972</i>					
25 °C					
> 250 µm	28 ± 5 AaA	2 ± 1 BaA	11 ± 3 BaAB	8 ± 5 AaA	0 ± 0 BaA
53-250 µm	26 ± 1 AaB	14 ± 1 AaA	12±0,3 BaAB	10 ± 1 AaB	3 ± 0,3 AaA
< 53 µm	25 ± 1 AaB	17 ± 1 AaAB	16 ± 1 AaA	8 ± 0,2 AbB	3 ± 1 AaAB
35 °C					
> 250 µm	35 ± 8 AaA	0 ± 0 BbC	5 ± 3 BaB	0 ± 0 BbB	0 ± 0 AaA
53-250 µm	30 ± 3 ABaA	12 ± 3 AaA	11 ± 1 AaAB	10 ± 1 AaA	0 ± 0 AbA
< 53 µm	26 ± 3 BaA	14 ± 1 AbB	14 ± 1 AbA	9 ± 1 AaA	1 ± 1 AaA
<i>Pastagem 1989</i>					
25 °C					
> 250 µm	32 ± 4 AaA	9 ± 3 CaA	12 ± 4 ABaA	8 ± 1 BaA	0 ± 0 BaA
53-250 µm	30 ± 5 AaA	13 ± 0,3 BaA	10 ± 2 BaB	12 ± 4 AaAB	0 ± 0 BaB
< 53 µm	28 ± 1 AaA	16 ± 1 AaBC	15 ± 1 AaB	7 ± 0,4 BaC	1 ± 0, AaC
35 °C					
> 250 µm	32 ± 0,3 AaA	7 ± 2 CaB	10 ± 2 BaA	9 ± 1 BaA	0 ± 0 AaA
53-250 µm	30 ± 1 BaA	13 ± 0,2 BaA	11 ± 1ABaAB	10 ± 0,4 AaA	0 ± 0 AaA
< 53 µm	29 ± 1 CaA	16 ± 1 AaAB	14 ± 2 AaA	7 ± 0,1 CaB	0 ± 0 AaA

Valores das médias seguidas do desvio padrão, n=4. Letras maiúsculas comparam as médias entre as linhas. Letras minúsculas comparam as médias entre as linhas, dentro de cada fração entre as temperaturas. Letras itálicas maiúsculas comparam as médias entre as frações dos diferentes solos.

As bactérias Gram + decompõem, preferencialmente, o C da fração recalcitrante da MOS e, as bactérias Gram – decompõem, preferencialmente, o C da fração lábil da MOS (FIERER et al., 2003; KRAMER; GLEIXMER, 2008). A contribuição significativa na abundância proporcional de bactérias Gram + na estrutura comunidade microbiana das amostras provenientes de solo de floresta e pastagens implantadas em 1911, 1972 e 1989 sugerem que a decomposição do C da fração recalcitrante da MOS é uma importante fonte de nutrição a população microbiana e, conseqüentemente, contribui para a nutrição do solo. Destaca-se que mesmo após a conversão do solo de floresta para pastagem a abundância proporcional de bactérias Gram + não foi alterada. Isso indica que o C da fração recalcitrante da MOS continua contribuindo para a fertilidade de solos agrícolas, conforme previamente mencionado por Cerri et al. (1991) em estudo realizado através da avaliação do sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ -MOS. Adicionalmente, segundo os resultados obtidos nesta pesquisa pela avaliação dos biomarcadores referente às bactérias Gram +, pode-se inferir que o aumento da temperatura não alterou a abundância proporcional deste grupo. Através da simples análise dessa proporção sugere-se ainda que após o período de incubação das amostras de solo por 98 dias a 25 e 35 °C, não houve aumento da vulnerabilidade da fração recalcitrante da MOS ao aumento da temperatura. Contudo, segundo os dados  $\delta^{13}\text{C}$ -CO<sub>2</sub> e do valor Q<sub>10</sub>, anteriormente apresentados no capítulo 3 indicaram maior sensibilidade do C do compartimento recalcitrante da MOS ao aumento de temperatura. Diante destas informações conclui-se que apesar de não haver alteração na biomassa microbiana das bactérias Gram +, principais agentes decompositores recalcitrante da MOS, ao final do período essa população teria sua atividade aumentada e/ou acelerada em condições de temperatura elevada, resultando no aumento da contribuição do C do compartimento recalcitrante da MOS com a respiração do solo. Ou ainda, a alteração da proporção de biomarcadores de bactérias Gram + teria ocorrido em períodos intermediários ao longo da incubação. Entretanto, não houve coleta de amostras de solo ao longo da incubação de 98 dias.

De acordo com a literatura, citada anteriormente, as bactérias Gram – decompõem, preferencialmente, o C da fração lábil da MOS. Paralelamente, a quantidade de biomarcadores para essas bactérias aumenta com o aumento da disponibilidade de substratos orgânicos (BOSSIO; SCOW, 1998; PEACOCK et al., 2001), o que foi relacionado à alta taxa de crescimento de bactérias Gram – (ATLAS; BARTHA, 1993). Os dados obtidos nessa pesquisa sugerem que a incorporação do C do compartimento lábil da MOS ocorreu em todas as frações

do solo, sendo que a maior população de bactérias Gram – foi encontrada na fração mais fina, silte+argila. De maneira geral, não houve efeito do aumento de temperatura sobre a abundância populacional ao final do período de incubação. Isso sugere que após 98 dias de incubação não houve variação na disponibilidade do C da fração lábil da MOS, uma vez que não observou-se alteração na abundância proporcional de bactérias Gram –. Além disso, infere-se que houve maior disponibilidade de C da fração lábil da MOS na fração silte+argila, comparada às demais frações.

Em relação à população de fungos, segundo as análises dos PLFA, estes não foram os principais membros da estrutura da comunidade microbiana nas amostras de solo estudadas. A maior proporção de fungos observada nos solos sob pastagens sugere o maior potencial desses solos no seqüestro de carbono. Six et al. (2006) avaliaram os diferentes mecanismos para fixação de carbono no solo através dos diferentes grupos de microrganismos. Segundo esses autores, os fungos retêm mais carbono na biomassa por unidade de substrato consumido e liberam menos CO<sub>2</sub> para o ambiente, resultando num seqüestro de C no solo. Entretanto, quando as amostras de solo foram incubadas a maior temperatura a 35 °C, essa diferenciação da população de fungos entre as amostras de solo proveniente de pastagens e floresta foi menor e não houve uma distribuição clara que caracterize o favorecimento do crescimento da biomassa de fungos em solos sob pastagem.

Com referência a população de actinomicetes e protozoários, não houve indícios consistentes que apontassem uma diferenciação dessa população em função do uso do solo. Esses microrganismos foram ocorreram em menores proporções nas todas as frações dos solos.

Conforme citado anteriormente, são escassos os estudos que utilizaram PLFA para diferenciação da comunidade microbiana, sobretudo em regiões de clima tropical. Até o presente, encontrou-se somente um estudo com análise de PLFA em amostras de solo provenientes do Brasil (BURKE et al., 2003). Contudo, nesse estudo as amostras de solo são provenientes de região de floresta coberta com Mata Atlântica e solo sob uso agrícola com cana-de-açúcar. O solo avaliado foi Latossolo argiloso na profundidade de 0-20 cm e a extração dos PLFA foi realizada na amostra de solo inteira, não fracionada. Nesta pesquisa os autores encontraram diferenciação da diversidade microbiana em função do uso do solo e as bactérias Gram + foram os principais membros da estrutura da comunidade microbiana. Por outro lado, Burke et al. (2003) avaliaram outros solos provenientes de outras regiões de clima tropical e seus dados indicaram a maior

contribuição de bactérias Gram – em solos provenientes de floresta, cana-de-açúcar e pastagem. Os autores também concluíram que os fungos, actinomicetes e protozoários foram mais importantes em solos sob uso agrícola, comparado aos solos sob floresta. Os dados obtidos na pesquisa ora apresentada contrasta com os dados reportados na literatura, realizados em regiões de clima tropical. Isso indica que a avaliação da estrutura da comunidade microbiana pela análise do PLFA é complexa e influenciada por alguns fatores como o tipo de solo, manejo e condições ambientais, tais como temperatura.

#### **4.3.3 Sinal isotópico $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA**

A análise dos componentes principais do sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA distinguiu os diferentes grupos de microrganismos do solo (Figura 4.3). Em média, essa diferença do sinal isotópico dos grupos de microrganismos explicou 60% da variância (PC1). Entretanto, o baixo percentual do eixo PC2 indica a restrita separação do  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA dos grupos de microrganismos nas diferentes frações do solo.

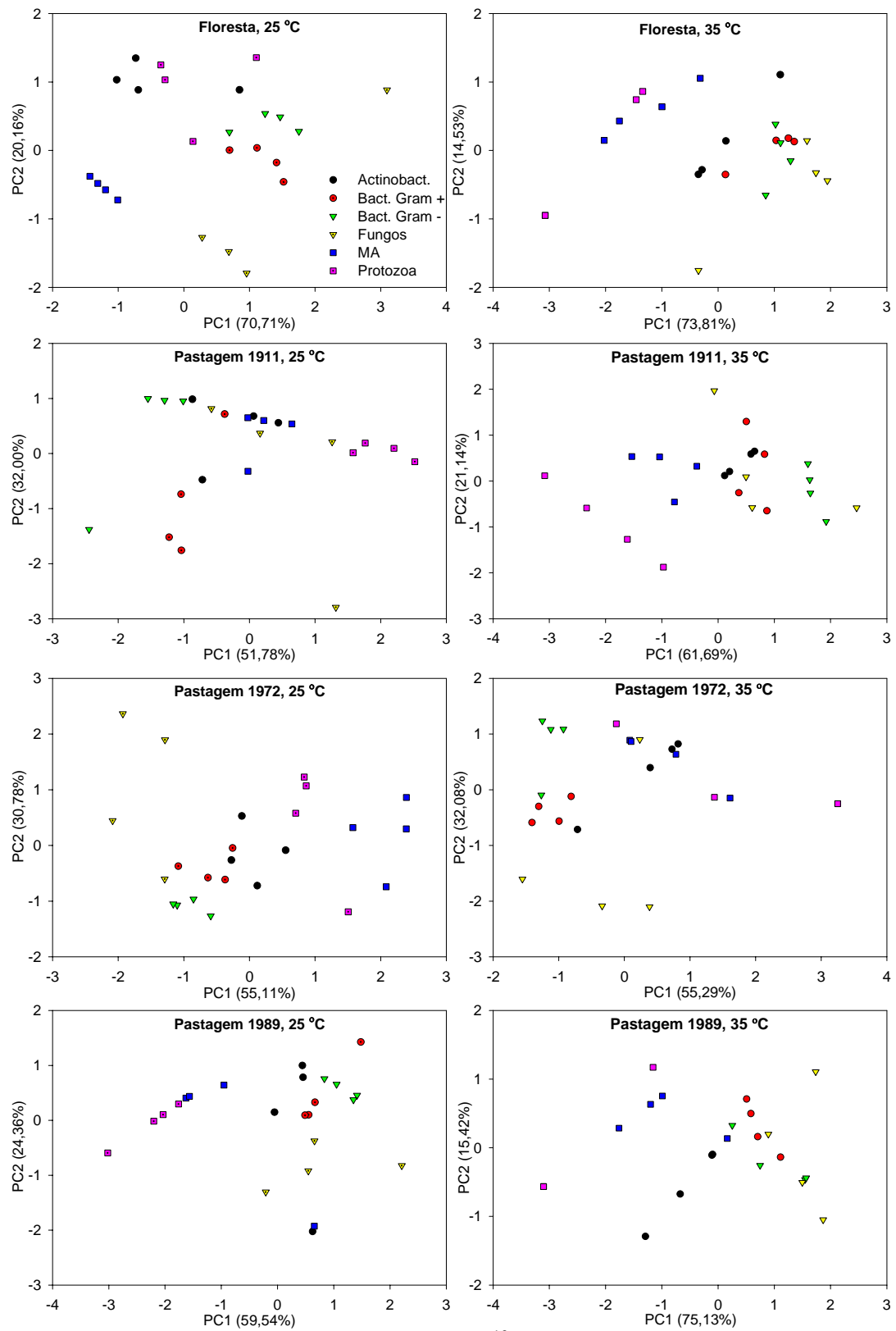


Figura 4.3 – Análise de componentes principais do  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFAs extraídos dos solos sob floresta e pastagens implantadas em 1911, 1972 e 1989, incubados a 25 e 35 °C



A maior depleção do valor isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA para os microrganismos nos solos foi observada nas frações das amostras de solo proveniente de floresta (Figura 4.4). A variação do sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA entre as amostras de solo provenientes de pastagens não evidenciou efeito do tempo de conversão do solo de floresta para pastagem. De maneira geral, não houve diferença significativa do sinal isotópico dos microrganismos entre as frações do solo. O aumento de temperatura alterou apenas o sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA de alguns grupos de microrganismos.

Esses resultados não indicaram uma tendência do comportamento dos diferentes microrganismos do solo em relação à origem do C incorporado pela microbiota, C derivado da pastagem ou C remanescente da floresta. De acordo com a literatura o estudo direcionado à avaliação da utilização preferencial de fonte de carbono pela microbiota do solo deve ser realizado, preferencialmente, por traçadores isotópicos (material enriquecido). Por exemplo, a adição de substratos marcados ao solo e posterior avaliação do enriquecimento do valor isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA. Nesse estudo, particularmente, por se tratar de áreas com pastagens implantadas a muito tempo (anos) sugere-se que a microbiota do solo já tenha alcançado um novo estado de equilíbrio com o meio e dessa maneira dificulta a interpretação dos resultados obtidos para  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA.

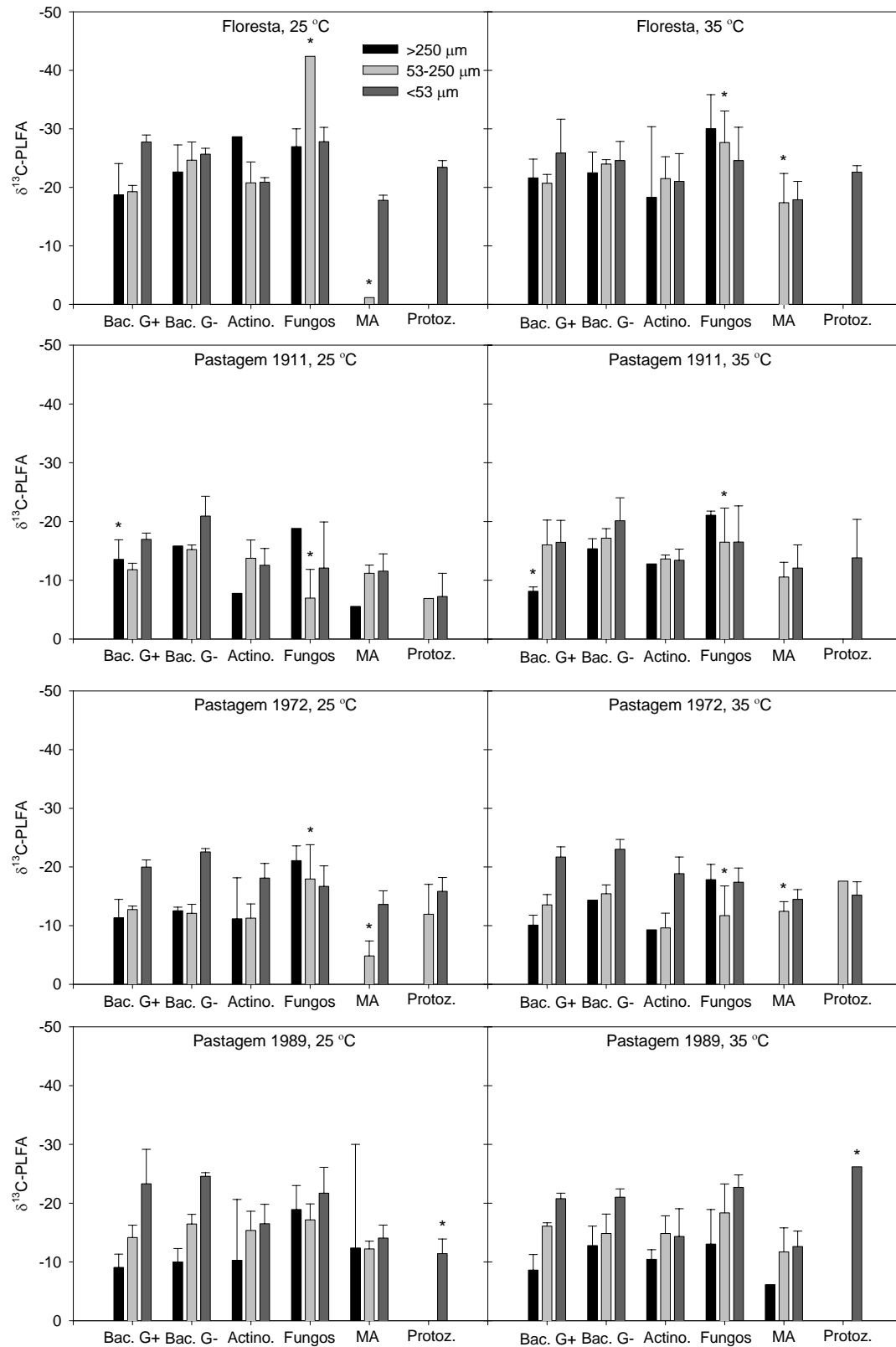


Figura 4.4 – Sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C-PLFA}$  dos grupos de microrganismos nas frações dos solos incubados a 25 e 35 °C, por 98 dias (\* indica diferença entre temperatura)

## 4 Conclusões

1. O uso do solo sob pastagem duplicou a quantidade de carbono da biomassa microbiana-PLFA nas frações microagregado e silte+argila.
2. A maior quantidade de carbono na biomassa microbiana-PLFA foi observada na fração mais fina.
3. Os ácidos graxos extraídos pelo PLFA das amostras de solo sob pastagem e floresta foram semelhantes.
4. A distribuição da comunidade microbiana do solo foi discriminada de acordo com as frações do solo.
5. O sinal isotópico  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA não foi alterado pelo aumento da temperatura.
6. Os  $\delta^{13}\text{C}$ -PLFA foram distintos para os diferentes grupos de microrganismos do solo.

## Referências

ALLEY, R. BERNTSEN, T.; BINDOFF, N.L.; CHEN, Z.; CHIDTHAISONG et al. Climate change 2007: The physical science basis, Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Paris, 2007.

ATLAS, R.M.; BARTHA, R. Microbial ecology fundamentals and applications. 3 rd ed. New York: Benjamin/Cummings, 1993. 694p.

BALDOCK, J.A.; OADES, J.M.; VASSALLO, A.M.; WILSON, M.A. Significance of microbial activity in soils as demonstrated by solid-state  $^{13}\text{C}$  NMR. **Environmental Science and Technology**, Washington, v. 24, p. 527-530, 1990.

BLUME, E.; BISCHOFF, M.; REICHERT, J.; MOORMAN, T., KONOPKA, A.; TURCO, R. Surface and subsurface microbial biomass, community structure and metabolic activity as a function of soil depth and season. **Applied Soil Ecology**, Amsterdam, v. 592, p. 1-11, 2002.

BOL, R.; BOLGER, R.C.; LITTLE, D. Successional status, seed size, and response of tree seedlings to  $\text{CO}_2$ , light, and nutrients. **Ecology**, Washington, v. 74, p. 104-112, 2003.

BOSATTA, E.; ÁGREEN, G.I. Soil organic matter quality interpreted thermodynamically. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 31, p. 1889-1891, 1999.

BOSSIO, D.A.; SCOW, K.M. Impacts of carbon and flooding on soil microbial communities: Phospholipid fatty acid profiles and substrate utilization patterns. **Microbial Ecology**, New York, v. 35, p. 265-278, 1998.

BURKE, R.A.; MOLINA, M.; COX, J.E.; OSHER, J.; PICCOLO, M.C. Stable carbon isotope ratio and composition of microbial fatty acids in tropical soils. **Journal Environmental of Quality**, Madison, v. 32, p. 198-206, 2003.

CERRI, C.C.; VOLKOFF, B.; ANDREAUX, F. Nature and behaviour of organic matter in soils under natural forest, and after deforestation, burning and cultivation, near Manaus. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 38, p. 247-257, 1991.

CHENU, C. Extracellular polysaccharides: an interface between microorganisms and soil constituents. In: HUANG, P.M., BERTHELIN, J., BOLLAG, J.M., MCGILL, W.B., PAGE, A.L. (Ed.), **Environmental impact of soil component interactions, natural and anthropogenic organics**. Boca Raton: Lewis, 1995. v. 1, p. 217-233.

CHESHIRE, M.V.; MUNDIE, C.M. The distribution of labeled sugars in soil particle size fractions as a means of distinguishing plant and microbial carbohydrate residues. **Journal of Soil Science**, Oxford, v.32, p. 605-618, 1981.

CONANT, R.T.; DRIJBER, R.A.; HADDIX, M.L.; PARTON, W.J.; PAUL, E.A.; PLANTE, A.F.; SIX, J.; STEINWEG, J. M. Sensitivity of organic matter decomposition to warming varies with its quality. **Global Change Biology**, New York, v. 14, p. 1-10, 2008.

FERNANDES, S.A.P. **Propriedades do solo na conversão de floresta em pastagem fertilizada e não fertilizada com fósforo na Amazônia (Rondônia)**. 1999. 131p.  
Tese (Doutorado em Ciências) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1999.

FIERER, N.; SHIMEL, J.P.; HOLDEN, P.A. Variations in microbial community composition through two soil depth profiles. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 35, p. 167-176, 2003.

FRITZE, H.; PEITIKAINEN, J.; PENNANEN, T. Distribution of microbial biomass and phospholipid fatty acids in Podzol profiles under coniferous forest. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 51, p. 565-573, 2000.

GHIORSE, W.; WILSON, J., Microbial ecology of the terrestrial subsurface. In: LASKIN, A. (Ed.). **Advances in applied microbiology**, New York: Academic Press, 1988. p. 107-172.

GIARDINA, C.P.; RYAN, M.G. Soil warming and organic carbon content – Reply. **Nature**, New York, v. 408, p. 790, 2000.

GUGGENBEGER, G.; ZECH, W.; THOMAS, R.J. Lignin and carbohydrate alteration in particle-size separates of an oxisol under tropical pasture following native savanna. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 27, p. 1629-1638, 1995.

KNORR, W.; PRENTICE, I.C.; HOUSE, J.I.; HOLLAND, E.A. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. **Nature**, New York, v. 433, p. 298-301, 2005.

KRAMER, C.; GLEIXNER, G. Variable use of plant- and soil-derived carbon by microorganisms in agricultural soils. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 38, p. 3267-3278, 2006.

KRAMER, C.; GLEIXNER, G. Soil organic matter in soil profiles: Distinct carbon preferences of microbial groups during carbon transformation. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 40, p. 425-433, 2008.

LISKI, J.; ILVESNIEMI, H.; MAKELA, A.; WESTMAN, C.J. CO<sub>2</sub> emissions from soil in response to climate warming are overestimated – The decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature. **Ambio**, Stockholm, v. 28, p. 171-174, 1999.

OLSSON, P.A., BÅÅTH, E., JACOBSEN, I., SÖDERSTRÖM, B. The use of phospholipid and neutral lipid fatty acids to estimate biomass of arbuscular mycorrhizal fungi in soil. **Mycological Research**, Cambridge, v. 99, p. 623-629, 1995.

OHTONEN, R.; AIKIO, S.; VÄRE, H. Ecological theories in soil biology. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 29, p. 1613-1619, 1997.

PEACOCK, A.D.; MULLEN, M.D.; RINGELBERG, D.B. TYLER, D.D.; HEDRICK, D.B.; GALE, P.M.; WHITE, D.C. Soil microbial community responses to dairy manure or ammonium nitrate applications. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 33, p. 1011-1019, 2001.

PETERSEN, S.O.; DEBOSZ, K.; SCHJONNING, P.; CHRISTENSEN, B.T.; ELMHOLT, S. Phospholipid fatty acid profile and C availability in wet-stable macro-aggregates from conventionally and organically farmed soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 78, p. 181-196, 1997.

SCHUTTER, M.E.; DICK, R.P. Microbial community profiles and activities among aggregates of winter fallow and cover-cropped soil. **Soil Science Society and America Journal**, Madison, v. 66, p. 142-153, 2002.

SCOW, K.M. Soil microbial communities and carbon flow in agroecosystems. . In: JACKSON, L.E. (Ed.). **Ecology in agriculture**. San Diego: Academic Press, San Diego, 1997. p.367-413.

SIX, J.; FREY, S.D.; THIET, R.K.; BATTEN, K.M. Bacterial and fungal contributions to carbon sequestration in agroecosystems. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 70, p. 555-569, 2006.

STEVENSON, B.A.; SPARLING, G.P.; SCHIPPER, L.A.; DEGGENS, B.P.; DUNCAN, L.C. Pasture and forest soil microbial communities show distinct patterns in their catabolic respiration responses at a landscape scale. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 36, p. 49-55, 2004.

STROMBERGER, M.; SHAH, Z.; WESTFALL, D. Soil microbial communities of no-till dryland agroecosystems across an evapotranspiration gradient. **Applied Soil Ecology**, Amsterdam, v. 35, p. 94-106, 2007.

SWANSTON, C.; HOMANN, P.S.; CALDWELL, B.A.; MYROLD, D.D.; CANIO, L.; SOLLINS, P. long-term effects of elevated nitrogen on forest soil organic matter stability. **Biogeochemistry**, Berlin, v. 70, p. 227-250, 2004.

SWINCER, G.D.; OADES, J.M.; GREENLAND, D.J. Studies on soil polysaccharides. Part II The composition and properties of polysaccharides under pasture and under a fallow-wheat rotation. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 6, p. 225-235, 1968.

TISDALL, J.M.; OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 33, p. 141-163, 1982.

WALDROP, M.P.; FIRESTONE, M.K. Microbial community utilization of recalcitrant and simple carbon compounds: impact of oak-wood-land plant communities. **Oecologia**, Berlin, v.138, p. 275-284, 2004.

WILLIAMS, M.A.; MYROLD, D.D.; BOTTOMLEY, P.J. Carbon flow from <sup>13</sup>C-labeled straw and root residues into the phospholipid fatty acid of a soil microbial community under field conditions. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 38, p. 759-768, 2006.

WINDENGER, J.; NEU, T.R.; FLEMMING, H.C. What are bacterial extracellular substances? In: WINDENGER, J.; NEU, T.R., FLEMMING, H.C. (Ed.), **Microbial Extracellular polymeric Substances**. Springer-Verlag, Berlin, p. 1-19, 1999.

WHITE, D.C.; DAVIS, W.M.; NICKELS, J.S.; KING, J.D.; BOBBIE, R.J. Determination of the sedimentary microbial biomass by extractable lipid phosphate. **Oecologia**, Berlin, v. 40, p. 51-62, 1979.

WHITE, D.; STAIR, J.; RINGELBERG, D. Quantitative comparisons of in situ microbial biodiversity by signature biomarker analysis. **Journal of Industrial Microbiology and Biotechnology**, Hampshire, v. 17, p. 185-196, 1996.

VAN GESTEL, M.; MERCKX, R.; VLASSAK, K. Spatial distribution of microbial biomass in microaggregates of a silty-loam soil and the relation with the resistance of microorganisms to soil drying. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 28, p. 503-510, 1996.

VORONEY, R. P. The soil habitat. In: PAUL, E.A. (Ed.), **Soil microbiology, ecology, and biochemistry**. 3<sup>rd</sup> ed. Oxford; Burlington: Elsevier, 2007. p. 5-52.

ZHANG, X.; AMELUNG, W.; YUAN, Y.; ZECH, W. Amino sugar signature of particle-size fractions in soils of the native prairie as affected by climate. **Soil Science**, Philadelphia, v. 163, p. 220-229, 1998.

ZVYAGINTSEV, D. Vertical distribution of microbial communities in soils. In: RITZ, K.; DIGHTON, J.; GILLER, K. (Ed.). **Beyond the biomass**. West Sussex: Wiley, 1994. p. 29-37.

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A presente pesquisa mostrou que a avaliação da sensibilidade da matéria orgânica do solo à temperatura consiste numa análise complexa e dependente de alguns fatores, tais como: físico-químicos, microbiológicos, temperatura e a metodologia utilizada.

Os resultados obtidos ao final do período de 500 dias de incubação indicaram uma diferença em relação a sensibilidade da MOS à temperatura, entre amostras de solos arenoso e argiloso. Para as amostras de solo arenoso os compartimentos lábil e recalcitrante da MOS foram igualmente sensíveis à temperatura. Para as amostras de solo argiloso o compartimento da fração recalcitrante da MOS foi mais sensível à temperatura que o compartimento lábil. Após 98 dias de incubação de amostras de solo arenoso, os resultados indicaram a maior sensibilidade à temperatura do compartimento recalcitrante da MOS, além de verificar a distribuição do C nas diferentes frações físicas do solo. Esses resultados indicaram a importância da fração microagregados (53-250  $\mu\text{m}$ ) para o seqüestro de C no solo. A avaliação da estrutura da comunidade microbiana de solo arenoso sob pastagem e floresta mostrou como estão distribuídos os grupos de microrganismos nas diferentes frações do solo.

Os resultados indicaram que o uso do solo sob pastagem tem maior potencial de emissão de  $\text{CO}_2$  em relação ao solo sob floresta. Desse modo, contribuindo para o aumento da concentração de  $\text{CO}_2$  na atmosfera e para o aquecimento global. Esse contínuo aumento da concentração de  $\text{CO}_2$  e, conseqüentemente, aumento da temperatura global podem resultar num *feedback* positivo provocando alterações nos estoques de C do solo. A redução nos estoques de C do solo leva ao empobrecimento nutricional desse e poderia resultar numa crise no setor agrícola, pelo aumento da demanda por insumos e causando outros problemas de manejo do solo.

A avaliação da sensibilidade à temperatura dos compartimentos lábil e recalcitrante da MOS é importante para auxiliar as pesquisas sobre cenários prospectivos do aquecimento global utilizando modelagem. Atualmente, esses modelos baseiam-se na hipótese de que os dois principais compartimentos da MOS têm a mesma sensibilidade à temperatura, com o valor  $Q_{10}$  entre 1 e 1,5. Segundo os resultados obtidos na pesquisa ora apresentada o valor  $Q_{10}$  atualmente utilizado pelos modelos poderia estar subestimando as emissões de  $\text{CO}_2$ . Sugere-se o aprimoramento dos modelos utilizando o valor  $Q_{10}$  igual a 2. Com isso, o valor estimado das

emissões de CO<sub>2</sub> seria aumentado e, portanto modificaria os cenários do aquecimento global obtidos pela modelagem.