

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE PONTA GROSSA
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS E DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIA DO SOLO E ENGENHARIA AGRÍCOLA

CLEVER BRIEDIS

MIGRAÇÃO, ESTABILIZAÇÃO E SATURAÇÃO DE CARBONO EM SISTEMAS DE
MANEJO DO SOLO EM REGIÃO SUBTROPICAL E TROPICAL

PONTA GROSSA

2015

CLEVER BRIEDIS

MIGRAÇÃO, ESTABILIZAÇÃO E SATURAÇÃO DE CARBONO EM SISTEMAS DE
MANEJO DO SOLO EM REGIÃO SUBTROPICAL E TROPICAL

Tese apresentada à Universidade Estadual de Ponta
Grossa para a obtenção do título de Doutor em
Agronomia - Área de Concentração em Agricultura.
Linha de pesquisa: Uso e Manejo do Solo.

Orientador: Prof. Dr. João Carlos de Moraes Sá.

PONTA GROSSA

2015

Ficha Catalográfica
Elaborada pelo Setor de Tratamento da Informação BICEN/UEPG

Briedis, Clever

B853 Migração, estabilização e saturação de carbono em sistemas de manejo do solo em região subtropical e tropical/ Clever Briedis. Ponta Grossa, 2015.
122f.

Tese (Doutorado em Agronomia - Área de Concentração: Agricultura), Universidade Estadual de Ponta Grossa.

Orientador: Prof. Dr. João Carlos de Moraes Sá.

1.Déficit de saturação de C.
2.Fracionamento da MOS. 3.Incubação.
4.Matéria orgânica do solo. 5.Plantio direto. I.Sá, João Carlos de Moraes. II. Universidade Estadual de Ponta Grossa. Doutorado em Agronomia. III. T.

CDD: 631.86



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE PONTA GROSSA
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS E DE TECNOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA

CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

Título da Tese: **“Migração, estabilização e saturação de carbono em sistemas de manejo do solo em região subtropical e tropical”.**

Nome: Clever Briedis

Orientador: João Carlos de Moraes Sá

Aprovado pela Comissão Examinadora:

Prof. Dr. João Carlos de Moraes Sá

Dr. Julio Cezar Franchini dos Santos

Prof. Dr. Sergio da Costa Saab

Prof. Dr. Cimélio Bayer

Prof. Dr. Eduardo Fávero Caires

Data da Realização: 16 de dezembro de 2015.

A minha mãe Marizete,
ao meu pai Airton (*in memoriam*)
e a minha irmã Jeziane,
por todo amor, carinho e dedicação,
Ofereço.

A minha esposa amada e amiga Franciele,
pelo companheirismo e amor
em todos os momentos
e a minha querida filha Nicole,
inspiração da minha vida,
Dedico

AGRADECIMENTOS

A Deus pelo dom vida.

Aos professores do Programa de Pós Graduação em Agronomia que contribuíram para a minha formação.

A Universidade Estadual de Ponta Grossa e ao Programa de Pós Graduação em Agronomia pela estrutura física e pela oportunidade da realização do meu Doutorado com estágio no exterior (programa sanduíche) na The Ohio State University.

Ao professor João Carlos de Moraes Sá pelo incentivo, pelas discussões, sugestões e orientação em todas as fases desse trabalho. Agradeço a sua dedicação a minha formação com os ensinamentos compartilhados desde a época de graduação, e pela grande amizade que foi construída desde essa época.

Aos colegas e amigos do Laboratório de Matéria Orgânica do Solo da UEPG, em especial, Jaqueline, Ademir, Jucimare, Daiani, Thiago, Rafael, Juliane e Pamela pela amizade e contribuição nas análises laboratoriais.

Ao professor Rattan Lal pela orientação durante o período de estágio (programa sanduíche) no Carbon Management and Sequestration Center, School of Environment and Natural Resources da The Ohio State University. É uma referência mundial como professor e pesquisador que tive a oportunidade de conviver.

A Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão das bolsas de Doutorado no Brasil e Doutorado Sanduíche no Exterior.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Tecnológico (CNPq) e a Fundação Agricultura Sustentável (Agrisus) pelo apoio financeiro às análises laboratoriais.

Ao Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR), Embrapa Soja e Fundação Rio Verde pela possibilidade de coleta de solos em experimentos de longa duração.

Enfim, a todos que de alguma forma contribuíram para a realização desse trabalho.

MIGRAÇÃO, ESTABILIZAÇÃO E SATURAÇÃO DE CARBONO EM SISTEMAS DE MANEJO DO SOLO EM REGIÃO SUBTROPICAL E TROPICAL

RESUMO

O sistema plantio direto (PD), fundamentado na rotação de culturas com elevada e variada adição de resíduos, tem sido uma estratégia muito importante para a recuperação dos estoques de carbono (C) orgânico do solo perdidos em decorrência do manejo inadequado do solo. Todavia, ainda são escassas as informações a respeito do potencial máximo que os solos, especialmente os altamente intemperizados, possuem em acumular C. A hipótese desse trabalho foi que a adição constante de resíduos e a manutenção dos macroagregados no PD promove o acúmulo e maior estabilização de C no solo, tornando-se assim, o caminho para atingir o potencial de saturação. Preconizamos também, que as camadas mais profundas do solo possuem maior potencial em armazenar C e esse acúmulo pode ser controlado pela escassez de nutrientes. Dessa forma, os objetivos desse trabalho foram: (1) entender os mecanismos que governam a estabilização e o potencial de acúmulo de C em solos sob PD comparados ao preparo convencional (PC) em experimentos sob sistemas de manejo do solo de longa duração; (2) avaliar a estabilização de C em camadas de solo que apresentam diferentes déficits de saturação de C em experimento de incubação a partir de amostras de solos dos tratamentos sob PD; (3) avaliar a migração do C adicionado via resíduo para diferentes frações da matéria orgânica do solo (MOS). O estudo foi realizado em experimentos de longa duração em sistemas de manejo. Os locais selecionados para o estudo foram Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV). O tempo de implantação dos experimentos de manejo no momento da coleta de solo era de 29, 23 e 8 anos para PG, LDN e LRV, respectivamente. Todos os solos foram classificados como Latossolos e o teor de argila de cada área era de 650, 710 e 402 g kg⁻¹ em PG, LDN e LRV, respectivamente. Os resultados evidenciaram que o PD, em relação ao PC, proporcionou maior acúmulo de C, tanto em frações lábeis da MOS quanto nas associadas aos minerais. Além disso, a fração associada aos minerais se ajustou ao modelo de saturação de C nos três locais de estudo e foi constatado que os níveis atuais de C estão distantes da saturação. O experimento de incubação mostrou maior emissão de C-CO₂ na camada de 0-20, comparada com a de 40-100 cm, e este fato está associado ao maior conteúdo de C lábil e ao maior nível da fertilidade da camada superficial do solo, promovendo a maior atividade microbiana. A eficiência da conversão do C derivado do resíduo cultural em C do solo foi superior na camada superficial, indicando que a microbiota do solo nessa camada foi mais eficaz na ciclagem do C. A escassez dos nutrientes P, Ca²⁺ e Mg²⁺ nas camadas de 20-40 e 40 a 100 cm de profundidade atuaram como um fator controlador da atividade microbiana resultando em menor eficiência na conversão em C do solo quando comparada com a camada de 0-20 cm de profundidade. A fração lábil da MOS teve maior acúmulo de C na camada de 0-20 cm, em resposta ao menor déficit de saturação nessa camada, além do melhor nível de fertilidade do solo nesta camada favorecendo o acúmulo de C nas frações mais sensíveis da MOS. Entretanto, na fração associada aos minerais, o acúmulo de C foi superior nas camadas de 20-40 e 40-100 cm de profundidade, demonstrando que o déficit de saturação de C em camadas profundas favorece o acúmulo de C nas frações mais estabilizadas. Os solos dos três locais estudados demonstraram elevada capacidade de acúmulo de C, e a estimativa para a completa saturação de C na fração associada aos minerais na camada de 0-20 cm, é 104, 103 e 63 anos, para Ponta Grossa, Londrina e Lucas do Rio Verde, respectivamente. Nos três locais de estudo, o potencial máximo de acúmulo de C seguiu a ordem: vegetação nativa > PD > PC.

Palavras-chave: déficit de saturação de C, fracionamento da MOS, incubação, matéria orgânica do solo, plantio direto.

CARBON MIGRATION, STABILIZATION AND SATURATION IN TILLAGE SYSTEMS FROM SUB- AND TROPICAL REGIONS

ABSTRACT

No till system (NT), associated to crop rotations with high and varied residues input, has been a very important tool to restore the soil organic carbon (C) stock depleted by long-term soil tillage, like conventional till (CT). However, there is no clear understanding about the potential to soil accumulate C, especially for high weathered soils. It was hypothesized that continuous residue input and less macroaggregation turnover in NT promote greater C accumulation and stabilization, which is the direction to reach the C saturation potential. Furthermore, it was hypothesized that SOC-poor deep soil layers have greater potential to extra C accumulation than at surface layers, and that the nutrient scarcity could be a drive force to C accumulation in subsoil. Therefore, the objectives of this study were: (i) improve the knowledge regarding the mechanisms that govern the C stabilization in different tillage systems (NT vs. CT) and the potential to these tillage systems accumulate C; (ii) evaluate the C stabilization in soil layers with different C saturation deficits and; (iii) assess the C-residue migration into soil organic matter (SOM) fractions in a laboratory incubation experiment. Results showed greater C accumulation in NT than that in PC, both in labile and bound to minerals SOM fractions. Additionally, the bound to minerals SOM fraction fitted to saturation model (asymptotic) for all three sites and indicated that actual soil C is far from the estimated potential to C accumulation. The incubation experiment showed greater CO₂-C emission in the 0-20 than that in the 40-100 cm layer. It was related to greater labile SOC, and better fertility attributes in the surface layer, which promoted greater microbial activity. Besides, the C-residue conversion into soil C was greater in the surface soil layer, indicating that the soil microbiota in this layer was more efficient in C cycling. The low pH and the nutrient scarcity of P, Ca²⁺ e Mg²⁺ in the 20-40 and 40-100 cm layer were the driving force decreasing microorganism activity and thus, limiting C conversion in deep soil layers. Labile SOM fraction had greater accumulation in the 0-20 cm layer, as a response to a smaller C saturation deficit in this layer. However, C in bound to minerals SOM fraction was specially accumulated in the 20-40 and 40-100 cm layers, indicating that C saturation deficits in deep soil layers stimulate C accumulation in more stabilized SOM fractions. All three sites showed high C accumulation capacity, and the C saturation in the SOM fraction bound to mineral for all 0-20 cm layer will be in 104, 103 and 63 years for Ponta Grossa, Londrina and Lucas do Rio Verde, respectively. Overall sites, C accumulation potential followed: native vegetation > NT > CT.

Key words: saturation deficit, SOM fraction, incubation, soil organic matter, no till.

LISTA DE FIGURAS

	Página
FIGURA 1.1 Localização dos experimentos de uso e manejo do solo. Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).....	25
FIGURA 1.2 Cronologia do uso e manejo do solo nas áreas experimentais de Ponta Grossa (IAPAR), Londrina (EMBRAPA soja) e Lucas do Rio Verde (Fundação Rio Verde).....	27
FIGURA 1.3 Desenho esquemático do procedimento do fracionamento utilizado.....	30
FIGURA 1.4 Representação gráfica dos modelos utilizados para ajustar o C da amostra integral com o C de cada fração.....	32
FIGURA 1.5 Distribuição percentual de cada fração da MOS para cada uso e manejo do solo (vegetação nativa –VN, plantio convencional – PC e plantio direto – PD), nos locais de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).....	36
FIGURA 1.6 Ajuste do modelo de saturação de C (assintótico) para a fração associada aos minerais (C-Min), considerando todos os usos e manejos de solo em conjunto, nos locais de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).....	42
FIGURA 2.1. Resumo do experimento de incubação.....	66
FIGURA 2.2. Relação linear entre a emissão acumulada de C-CO ₂ (média das adições de C-resíduo dentro das camadas de 0-20, 20-40 e 40-100 cm) com o estoque de carbono antecedente ao experimento nas camadas de 0-20, 20-40 e 40-100 cm.....	72
FIGURA 2.3. Emissão de C-CO ₂ de amostras de solos coletadas nas camadas de 0-20, 20-40 e 40-100 cm (Ponta Grossa – PG, Londrina – LDN e Lucas do Rio Verde – LRV) em resposta a adições de C-resíduo (◇, □, Δ e ○ representa 0, 6, 12 e 24 Mg ha ⁻¹ , respectivamente) durante o período de 30 meses (2,5 anos) de incubação.....	73
FIGURA 2.4. Variação temporal do estoque de C durante o período de incubação, em resposta as taxas de adição de C-resíduo (0, 6, 12 e 24 Mg C ha ⁻¹) em três camadas de solos (0-20, 20-40 e 40-100 cm) de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).....	74

FIGURA 2.5.	Relação entre a adição acumulada de C-resíduo e o estoque de C no solo após 30 meses de incubação em solos de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).....	75
FIGURA 2.6.	Análise de componentes principais (PCA) envolvendo a eficiência de acúmulo de carbono derivado dos resíduos culturais, a emissão acumulada de C-CO ₂ , o déficit de saturação de carbono e os atributos da fertilidade em amostras de três camadas de Latossolos de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV) incubadas por 30 meses.....	77
FIGURA 3.1.	Variação do C nas frações da MOS após 20 meses de incubação em resposta as adições de C-resíduo de 0, 12, 24 e 48 Mg ha ⁻¹ , nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, em Ponta Grossa.....	100
FIGURA 3.2.	Variação do C nas frações da MOS após 20 meses de incubação em resposta as adições de C-resíduo de 0, 12, 24 e 48 Mg ha ⁻¹ , nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, em Londrina.....	101
FIGURA 3.3.	Variação do C nas frações da MOS após 20 meses de incubação em resposta as adições de C-resíduo de 0, 12, 24 e 48 Mg ha ⁻¹ , nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, em Lucas do Rio Verde.....	103
FIGURA 3.4.	Relação das adições de C-resíduo com a variação do C nas frações lábil (C-lábil) e associada aos minerais (C-min) após 20 meses de incubação, nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, em Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).....	104
FIGURA 3.5.	Conteúdo de C derivado da adição de 12, 24 e 48 Mg ha ⁻¹ de C-resíduos, alocado nas frações lábil (C-lábil) e associada aos minerais (C-min) da MOS após vinte meses de incubação, em solos provenientes de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).....	105

FIGURA 3.6.	Conteúdo de C derivado da adição de 12, 24 e 48 Mg ha ⁻¹ de C-resíduos, alocado em sete frações da MOS após vinte meses de incubação, em solos provenientes de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).....	106
FIGURA 3.7.	Análise de componentes principais envolvendo déficit de saturação de C, alocação de C derivado de C-resíduos nas frações lábil (C-lábil) e associada aos minerais (C-min), atributos de fertilidade (Ca ²⁺ , Mg ²⁺ e P) e carbono (Ci) e nitrogênio (Ni) iniciais (anteriores ao experimento).....	107
FIGURA 3.8.	Relação do déficit de saturação de C com o C derivado da adição de C-resíduos na fração H-Min-C (carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável), após a incubação por vinte meses de solos provenientes de Ponta Grossa, Londrina e Lucas do Rio Verde.....	108

LISTA DE TABELAS

	Página
TABELA 1.1 Adição acumulada e anual de carbono (C), aportado via resíduos culturais em Ponta Grossa, Londrina e Lucas do Rio Verde.....	26
TABELA 1.2 Estoque de carbono (C) em frações da matéria orgânica do solo (MOS) de amostras de um Latossolo coletadas até 100 cm de profundidade (prof.) afetados pelo uso e manejo do solo em Ponta Grossa.....	35
TABELA 1.3 Estoque de carbono (C) em frações da matéria orgânica do solo (MOS) de amostras de um Latossolo coletadas até 100 cm de profundidade (prof.) afetados pelo uso e manejo do solo em Londrina.	37
TABELA 1.4 Estoque de carbono (C) em frações da matéria orgânica do solo (MOS) de amostras de um Latossolo coletadas até 100 cm de profundidade (prof.) afetados pelo uso e manejo do solo em Lucas do Rio Verde.....	38
TABELA 1.5 Melhores ajustes entre o conteúdo de carbono do solo da amostra integral com o conteúdo de C de cada fração da matéria orgânica do solo (MOS) em cada uso e manejo do solo, nos locais de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).....	40
TABELA 1.6 Estimativa do conteúdo máximo de retenção de C (g kg ⁻¹) nas frações da matéria orgânica do solo (MOS) que apresentaram tendência de saturação de C, em cada uso e manejo do solo, nos locais de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).....	41
TABELA 2.1. Dados de atributos da fertilidade e textura do solo, estoque de carbono lábil (C-lábil) e associado aos minerais (C-min) e déficit de saturação de carbono (DSC) nos solos de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV) anterior ao período de incubação.....	65
TABELA 2.2. Emissão acumulada de C-CO ₂ após o período de 30 meses de incubação em resposta às adições acumuladas de C-resíduo e camadas de solo de Ponta Grossa, Londrina e Lucas do Rio Verde....	71
TABELA 2.3. Eficiência de acúmulo de carbono derivado de resíduos (C-DRC) de diferentes camadas de solo em resposta a adição de C-resíduo, em um ensaio de incubação de longo período (30 meses).....	76
TABELA 2.4. Coeficientes de correlação de Pearson entre a eficiência de acúmulo de carbono derivado dos resíduos (Efi-C) e a emissão acumulada de C-CO ₂ (C-CO ₂) com os atributos da fertilidade do solo ¹ e déficit de saturação de carbono (DSC).....	77

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

Al³⁺	alumínio trocável
C	carbono
Ca²⁺	cálcio trocável
C-CO₂	carbono na forma de dióxido de carbono
C-DRC	carbono derivado dos resíduos culturais
C-lábil	carbono lábil (soma das frações cPOM, LF e iPOM)
C-min	carbono associado aos minerais (soma das frações H-dMin-C, NH-dMin-C, H-μMin-C e NH-μMin-C)
COP	carbono orgânico particulado
cPOM	matéria orgânica particulada grossa
C-resíduo	carbono adicionado via resíduo cultural
dMin-C	matéria orgânica associada aos minerais facilmente dispersos
iPOM	matéria orgânica particulada intramicrogregado
H-dMin-C	matéria orgânica associada aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável
H-μMin-C	matéria orgânica associada aos minerais derivados de microagregados, hidrolisável
LDN	Londrina
LF	matéria orgânica particulada leve
LRV	Lucas do Rio Verde
LSD	diferença mínima significativa
Mg²⁺	magnésio trocável
MOP	matéria orgânica particulada
MOS	matéria orgânica do solo
NH-dMin-C	matéria orgânica associada aos minerais facilmente dispersos, não hidrolisável
NH-μMin-C	matéria orgânica associada aos minerais derivados de microagregados, não hidrolisável
P	fósforo
PC	preparo convencional
PCA	análise de componentes principais
PD	plantio direto
PG	Ponta Grossa

pH	potencial hidrogeniônico
VN	vegetação nativa
Δ C	variação de carbono orgânico do solo
μag	fração de microagregados
μMin-C	matéria orgânica associada aos minerais derivados de microagregados

SUMÁRIO

	Página
INTRODUÇÃO GERAL.....	15
CAPÍTULO 1 – ESTABILIZAÇÃO E SATURAÇÃO DE CARBONO EM SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS: EFEITOS DO MANEJO DO SOLO E AMBIENTE.....	20
1.1. RESUMO.....	20
1.2. ABSTRACT	21
1.3. INTRODUÇÃO.....	22
1.4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	25
1.4.1. Descrição do local e do uso e manejo do solo.....	25
1.4.1.1. Ponta Grossa.....	25
1.4.1.2. Londrina.....	27
1.4.1.3. Lucas do Rio Verde.....	28
1.4.2. Coleta de solo.....	28
1.4.3. Procedimento para o fracionamento e análise de carbono.....	29
1.4.4. Avaliação da saturação de carbono do solo.....	31
1.4.5. Análise estatística.....	33
1.5. RESULTADOS.....	34
1.5.1. Estoque de carbono nas frações da matéria orgânica do solo.....	34
1.5.1.1. Ponta Grossa (PG).....	34
1.5.1.2. Londrina (LDN).....	36
1.5.1.3. Lucas do Rio Verde (LRV).....	38
1.5.2. Evidências de saturação de C em função do agroecossistema.....	39
1.6. DISCUSSÃO.....	43
1.6.1. Mecanismos de proteção do carbono do solo em sistemas de manejo.....	43
1.6.2. Saturação de C afetada pelo ambiente e pelo manejo do solo.....	46
1.7. CONCLUSÃO.....	51
1.8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	52
CAPÍTULO 2 – SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS PODEM SER SATURADOS EM C? ESTUDO DE INCUBAÇÃO POR LONGO PERÍODO.....	61
2.1. RESUMO.....	61
2.2. ABSTRACT.....	62
2.3. INTRODUÇÃO.....	63
2.4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	65
2.4.1. Localização e descrição dos locais.....	65
2.4.2. Coleta de solo e procedimento de incubação.....	65
2.4.3. Emissão de C-CO ₂	67
2.4.4. Determinação do carbono do solo e cálculos.....	67

2.4.5.	<i>Análise estatística.....</i>	69
2.5.	RESULTADOS.....	71
2.5.1.	<i>Propriedades do solo.....</i>	71
2.5.2.	<i>Emissão de C-CO₂.....</i>	71
2.5.3.	<i>Alteração no estoque de carbono durante o período de incubação.....</i>	73
2.5.4.	<i>Eficiência de acúmulo de C derivado dos resíduos culturais.....</i>	75
2.5.5.	<i>Efeito dos atributos da fertilidade do solo e déficit de saturação de C na eficiência no acúmulo de C derivado dos resíduos culturais.....</i>	76
2.6.	DISCUSSÃO.....	78
2.6.1.	<i>Influência do déficit de saturação de C e das emissões de C-CO₂ no estoque de C do solo.....</i>	78
2.6.2.	<i>Escassez de nutrientes em solos altamente intemperizados como fator controlador para o acúmulo de C em camadas profundas do solo.....</i>	80
2.7.	CONCLUSÃO.....	84
2.8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	85
CAPÍTULO 3 – ESTABILIZAÇÃO, MIGRAÇÃO E SATURAÇÃO DO CARBONO EM FRAÇÕES DA MOS: EFEITO DO DÉFICIT DE SATURAÇÃO DE C DEVIDO A CAMADA DO SOLO.....		92
3.1.	RESUMO.....	92
3.2.	ABSTRACT.....	93
3.3.	INTRODUÇÃO.....	94
3.4.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	97
3.4.1.	<i>Descrição dos locais, experimentos e coleta de solos.....</i>	97
3.4.2.	<i>Procedimento para o experimento de incubação.....</i>	97
3.4.3.	<i>Fracionamento do solo.....</i>	97
3.4.4.	<i>Análise de carbono e cálculos.....</i>	97
3.4.5.	<i>Análise estatística.....</i>	97
3.5.	RESULTADOS.....	99
3.5.1.	<i>Variação de C nas frações da MOS.....</i>	99
3.5.2.	<i>Estabilização do C derivado da adição de resíduos culturais nas frações da MOS.....</i>	104
3.5.3.	<i>Influência de atributos da fertilidade e do déficit de saturação de C na estabilização do C derivado dos resíduos culturais.....</i>	107
3.6.	DISCUSSÃO.....	109
3.6.1.	<i>Migração e estabilização do C em frações da MOS.....</i>	109
3.6.2.	<i>Saturação de C em frações da MOS.....</i>	111
3.7.	CONCLUSÃO.....	113
3.8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	114
4	CONCLUSÃO GERAL.....	121

INTRODUÇÃO GERAL

O solo é um dos grandes reservatórios de carbono (C) orgânico do planeta, estocando cerca de duas vezes a quantidade de C contido na atmosfera e três vezes o encontrado na vegetação. Dependendo das práticas adotadas, o solo pode atuar com uma fonte ou dreno do CO₂ atmosférico, tendo efeito direto sobre o efeito estufa (LAL, 2004a). As perdas históricas de C entre 1870 e 2014 devido as mudanças de uso da terra (HOUGHTON, 2014; LE QUÉRÉ et al., 2014) atingiram 148 Pg C (1 Pg = 1×10^{15} g = 1 bilhão de t). O manejo inadequado do solo através do uso do preparo contínuo para a produção de alimentos, como o preparo convencional (PC), e o monocultivo tem reduzido sensivelmente os estoques originais de C (CAMBARDELLA; ELLIOTT, 1993; LAL, 2004b; BRUUN et al., 2015), contribuindo para o aumento do CO₂ atmosférico, o qual em 2014 atingiu 400 ppm (LE QUÉRÉ et al., 2014). Em contrapartida, sistemas conservacionistas, como o plantio direto (PD), que promovem o elevado aporte de resíduos, aliado a práticas que reduzam a oxidação da matéria orgânica, através da manutenção da estrutura do solo promovem o aumento e a recuperação do C ao longo do tempo (BAYER et al., 2000; SÁ et al., 2001; BAYER et al., 2006b; LAL, 2015; SÁ et al., 2015). No entanto, ainda não há informações suficientes sobre a capacidade dos solos em estocar C, e especialmente aqueles que sofreram elevada intemperização localizados em regiões tropicais e subtropicais. Além disso, ainda não se sabe quando esses solos que adotam as práticas conservacionistas atingem um limite máximo para a estabilização do C no solo.

Inúmeros estudos têm reportado respostas lineares entre o aporte de C via resíduo cultural (C-resíduo) com o acúmulo e a taxa de sequestro de C (KONG et al., 2005; BAYER et al., 2006a; TIVET et al., 2013; SÁ et al., 2015). Contudo, alguns estudos realizados em solos com elevado conteúdo de C em regiões sob clima temperado, demonstraram não haver acúmulo extra de C quando novas adições de C-resíduo são realizadas (CAMPBELL et al., 1991; GULDE et al., 2008; CHUNG et al., 2010), sugerindo a saturação de C no solo naquelas condições. Os estudos em solos altamente intemperizados de regiões tropical e subtropical sobre a saturação de C ainda são escassos (SANTOS et al., 2011; REIS et al., 2014). Algumas questões importantes a esse respeito devem ser melhor exploradas: Qual é o potencial desses solos em acumular C? Quais são os fatores que limitam o acúmulo de C nesses solos? Quanto tempo irá demorar para esses solos atingirem o ponto de saturação de C?

A extensão global da classe de solos altamente intemperizados, caracterizados como *Ferralsols* pela FAO (MICHÉLI et al., 2006) e correspondente aos Latossolos na classificação brasileira, é de 750 milhões de hectares, e estão distribuídos principalmente nos trópicos úmidos

da América do Sul e África (DRIESSEN et al., 2000). No Brasil, os Latossolos ocupam cerca de um terço da superfície do território, ocorrendo praticamente em todas as regiões do país em diferentes condições climáticas, relevo e material de origem (KER, 1997). Esses solos altamente intemperizados são caracterizados pela ocorrência de argilas de baixa atividade (principalmente a caulinita) e o elevado conteúdo de óxidos e hidróxidos de Fe e Al (SCHAEFER; FABRIS; KER, 2008).

Esse estudo foi desenvolvido em função da grande importância dos Latossolos no Brasil e em outras partes do planeta e da necessidade em avançar no conhecimento relacionado ao potencial que esses solos possuem para sequestrar o C em função da adoção de sistemas conservacionistas de produção. Assim, o objetivo principal desse trabalho foi o de compreender os mecanismos que envolvem a migração, a estabilização, e a saturação de C nesses solos altamente intemperizados, tendo como base experimentos de longa duração que envolvem a comparação de sistemas de manejo. A hipótese concebida nesse estudo preconiza que sistemas de cultivo que promovem o elevado retorno de C-resíduos, reduzindo ou minimizando a oxidação da matéria orgânica, conduzem o solo a atuar como um sumidouro de CO₂. Adicionalmente, postulou-se que as camadas mais profundas do solo, naturalmente mais pobres em C, possuem maior potencial de acúmulo e estabilização de C.

Esse trabalho é apresentado em três capítulos, conforme a seguir:

O Capítulo 1 teve como objetivo avaliar a estabilização e saturação de C em frações da matéria orgânica (MO) do solo sob diferentes sistemas de manejo. Para tanto, foram utilizados Latossolos de três experimentos de longa duração incluindo os sistemas plantio direto e preparo convencional localizados em três regiões do Brasil, cuja variação climática é contrastante.

O Capítulo 2 teve como objetivo estudar a emissão de C-CO₂ e a sua relação com o ponto de saturação do C. Para tanto, foi realizado um experimento de incubação por longo período (30 meses, equivalente a 2,5 anos) com os solos do tratamento sob PD que apresentavam no momento da coleta o maior acúmulo de C, levando em consideração três camadas do perfil do solo (0-20, 20-40 e 40-100 cm de profundidade) e 4 taxas de C via resíduo cultural (0, 6, 12 e 24 Mg C ha⁻¹).

Capítulo 3 teve como objetivo estudar a migração do C nas distintas frações da MOS e a sua relação com o ponto de saturação de C nessas frações. Em sequência ao capítulo anterior, foi utilizado parte do experimento de incubação de longa duração para o estudo detalhado do fracionamento físico (granulométrico e densimétrico) aliado ao fracionamento químico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BAYER, C.; LOVATO, T.; DIECKOW, J.; ZANATTA, J. A.; MIELNICZUK, J. A method for estimating coefficients of soil organic matter dynamics based on long-term experiments. **Soil and Tillage Research**, v. 91, n. 1-2, p. 217-226, 2006a.

BAYER, C.; MARTIN-NETO, L.; MIELNICZUK, J.; PAVINATO, A.; DIECKOW, J. Carbon sequestration in two Brazilian Cerrado soils under no-till. **Soil and Tillage Research**, v. 86, n. 2, p. 237-245, 2006b.

BAYER, C.; MIELNICZUK, J.; AMADO, T. J. C.; MARTIN-NETO, L.; FERNANDES, S. V. Organic matter storage in a sandy clay loam Acrisol affected by tillage and cropping systems in southern Brazil. **Soil and Tillage Research**, v. 54, n. 1-2, p. 101-109, 2000.

BRUUN, T. B.; ELBERLING, B.; DE NEERGAARD, A.; MAGID, J. Organic Carbon Dynamics in Different Soil Types After Conversion of Forest to Agriculture. **Land Degradation & Development**, v. 26, n. 3, p. 272-283, 2015.

CAMBARDELLA, C. A.; ELLIOTT, E. T. Carbon and Nitrogen Distribution in Aggregates from Cultivated and Native Grassland Soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 57, n. 4, p. 1071-1076, 1993.

CAMPBELL, C. A.; ZENTNER, R. P.; BOWREN, K. E.; TOWNLEY-SMITH, L.; SCHNITZER, M. Effect of crop rotations and fertilization on soil organic matter and some biochemical properties of a thick Black Chernozem. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 71, n. 3, p. 377-387, 1991.

CHUNG, H.; NGO, K. J.; PLANTE, A.; SIX, J. Evidence for Carbon Saturation in a Highly Structured and Organic-Matter-Rich Soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 74, n. 1, p. 130-138, 2010.

DRIESSEN, P.; DECKERS, J.; SPAARGAREN, O.; NACHTERGAELE, F. **Lecture notes on the major soils of the world.** Food and Agriculture Organization (FAO), 2000. ISBN 9251046379.

GULDE, S.; CHUNG, H.; AMELUNG, W.; CHANG, C.; SIX, J. Soil Carbon Saturation Controls Labile and Stable Carbon Pool Dynamics. **Soil Science Society of America Journal**, v. 72, n. 3, p. 605-612, 2008.

HOUGHTON, R. A. The Contemporary Carbon Cycle. In: TUREKIAN, H. D. H. K. (Ed.). **Treatise on Geochemistry (Second Edition)**. Oxford: Elsevier, 2014. p.399-435. ISBN 978-0-08-098300-4.

KER, J. C. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, v. 5, n. 1, p. 17-40, 1997.

KONG, A. Y. Y.; SIX, J.; BRYANT, D. C.; DENISON, R. F.; VAN KESSEL, C. The Relationship between Carbon Input, Aggregation, and Soil Organic Carbon Stabilization in Sustainable Cropping Systems. **Soil Science Society of America Journal**, v. 69, n. 4, p. 1078-1085, 2005.

LAL, R. Soil Carbon Sequestration Impacts on Global Climate Change and Food Security. **Science**, v. 304, n. 5677, p. 1623-1627, 2004a.

_____. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. **Geoderma**, v. 123, n. 1-2, p. 1-22, 2004b.

LAL, R. Sequestering carbon and increasing productivity by conservation agriculture. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 70, n. 3, p. 55A-62A, 2015.

LE QUÉRÉ, C.; PETERS, G. P.; ANDRES, R. J.; ANDREW, R. M.; BODEN, T. A.; CIAIS, P.; FRIEDLINGSTEIN, P.; HOUGHTON, R. A.; MARLAND, G.; MORIARTY, R.; SITCH, S.; TANS, P.; ARNETH, A.; ARVANITIS, A.; BAKKER, D. C. E.; BOPP, L.; CANADELL, J. G.; CHINI, L. P.; DONEY, S. C.; HARPER, A.; HARRIS, I.; HOUSE, J. I.; JAIN, A. K.; JONES, S. D.; KATO, E.; KEELING, R. F.; KLEIN GOLDEWIJK, K.; KÖRTZINGER, A.; KOVEN, C.; LEFÈVRE, N.; MAIGNAN, F.; OMAR, A.; ONO, T.; PARK, G. H.; PFEIL, B.; POULTER, B.; RAUPACH, M. R.; REGNIER, P.; RÖDENBECK, C.; SAITO, S.; SCHWINGER, J.; SEGSCHNEIDER, J.; STOCKER, B. D.; TAKAHASHI, T.; TILBROOK, B.; VAN HEUVEN, S.; VIOVY, N.; WANNINKHOF, R.; WILTSHIRE, A.; ZAEHLE, S. Global carbon budget 2013. **Earth Syst. Sci. Data**, v. 6, n. 1, p. 235-263, 2014.

MICHÉLI, E.; SCHAD, P.; SPAARGAREN, O.; DENT, D.; NACHTERGAELE, F. **World reference base for soil resources: 2006: a framework for international classification, correlation and communication**. FAO, 2006. ISBN 9251055114.

REIS, C. E. S. D.; DICK, D. P.; CALDAS, J. D. S.; BAYER, C. Carbon sequestration in clay and silt fractions of Brazilian soils under conventional and no-tillage systems. **Scientia Agricola**, v. 71, n. 4, p. 292-301, 2014.

SÁ, J. C. D. M.; CERRI, C. C.; DICK, W. A.; LAL, R.; FILHO, S. P. V.; PICCOLO, M. C.; FEIGL, B. E. Organic Matter Dynamics and Carbon Sequestration Rates for a Tillage Chronosequence in a Brazilian Oxisol. **Soil Science Society of America Journal**, v. 65, n. 5, p. 1486-1499, 2001.

SÁ, J. C. D. M.; SÉGUY, L.; TIVET, F.; LAL, R.; BOUZINAC, S.; BORSZOWSKI, P. R.; BRIEDIS, C.; DOS SANTOS, J. B.; DA CRUZ HARTMAN, D.; BERTOLONI, C. G.; ROSA, J.; FRIEDRICH, T. Carbon Depletion by Plowing and its Restoration by No-Till Cropping Systems in Oxisols of Subtropical and Tropical Agro-Ecoregions in Brazil. **Land Degradation & Development**, v. 26, n. 6, p. 531-543, 2015.

SANTOS, N. Z. D.; DIECKOW, J.; BAYER, C.; MOLIN, R.; FAVARETTO, N.; PAULETTI, V.; PIVA, J. T. Forages, cover crops and related shoot and root additions in no-till rotations to C sequestration in a subtropical Ferralsol. **Soil and Tillage Research**, v. 111, n. 2, p. 208-218, 2011.

SCHAEFER, C. E. G. R.; FABRIS, J. D.; KER, J. C. Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. **Clay Minerals**, v. 43, n. 1, p. 137-154, 2008.

TIVET, F.; SÁ, J. C. D. M.; LAL, R.; BORSZOWSKI, P. R.; BRIEDIS, C.; DOS SANTOS, J. B.; SÁ, M. F. M.; HARTMAN, D. D. C.; EURICH, G.; FARIAS, A.; BOUZINAC, S.; SÉGUY, L. Soil organic carbon fraction losses upon continuous plow-based tillage and its restoration by diverse biomass-C inputs under no-till in sub-tropical and tropical regions of Brazil. **Geoderma**, v. 209-210, p. 214-225, 2013.

CAPÍTULO 1 – ESTABILIZAÇÃO E SATURAÇÃO DE CARBONO EM SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS: EFEITOS DO MANEJO DO SOLO E AMBIENTE

1.1. RESUMO

Os mecanismos de estabilização e saturação do carbono (C) em Latossolos de ambientes subtropicais e tropicais sob sistemas conservacionistas de manejo ainda são pouco esclarecidos. Dessa maneira os objetivos desse estudo foram: 1) entender os mecanismos que governam a estabilização do C tendo em consideração os sistemas de manejo (plantio direto – PD e preparo convencional – PC) e a vegetação nativa adjacente como referência; b) avaliar o comportamento da saturação de C em cada fração isolada da MOS. A hipótese foi que a manutenção da macroagregação do solo em PD proporciona maior proteção física e menor mineralização do C, resultando na maior capacidade de retenção de C. Nesse estudo foram utilizados solos de experimentos localizados em regiões subtropicais (Ponta Grossa – PG e Londrina – LDN) e tropical (Lucas do Rio Verde – LRV), visando comparar o PC e o PD. O tempo de implantação dos experimentos de manejo no momento da coleta de solo era de 29, 23 e 8 anos para PG, LDN e LRV, respectivamente. Todos os solos foram classificados como Latossolos e o teor de argila de cada área era de 650, 710 e 402 g kg⁻¹ em PG, LDN e LRV, respectivamente. Uma área de vegetação nativa (VN) adjacente a cada experimento foi utilizada como referência para a comparação aos sistemas de manejo. Os solos foram amostrados em sete profundidades (0-5, 5-10, 10-20, 20-40, 40-60, 60-80 e 80-100 cm). Cada solo foi submetido a um esquema de fracionamento físico (granulométrico e densimétrico) e químico para a obtenção de sete frações da MOS. Cada fração da MOS foi relacionada com o C da amostra integral, ajustando a relação para os modelos, linear (não saturação), assintótico (saturação) e exponencial (não saturação). Para PG e LDN, os estoques de C da camada de 0-5 cm do solo foram superiores no PD em seis das sete frações da MOS, sendo que as frações lábeis, cuja estabilização é oriunda da macroagregação, foram as principais responsáveis pelas diferenças entre os manejos. Em LRV as diferenças nos estoques de C do solo entre os manejos de PC e PD foram menos expressivas, ocorrendo somente em duas frações. De uma maneira geral, em todos os locais e manejos, a fração associada aos minerais apresentou comportamento de saturação de C. Em contrapartida, as frações lábeis não tenderam a saturação de C em nenhum local e manejo. O potencial máximo de acúmulo de C na fração associada aos minerais foi de 98,1, 60,2 e 39,1 g kg⁻¹ de silte+argila para PG, LDN e LRV, respectivamente e está distante do conteúdo atual de C para todos os usos, indicando que existe uma capacidade de sequestro de C por um longo período nesses solos altamente intemperizados. A sequência para a retenção máxima de C estimada foi VN > PD > PC. Dessa forma, a manutenção da macroagregação em PD nesses solos altamente intemperizados, através da adição contínua de C via resíduos culturais é o caminho para a proteção física das frações lábeis da MOS, permitindo tempo suficiente para a ocorrência de maior associação com os minerais e aumentando o potencial máximo de retenção de C.

Palavras-chave: frações da MOS, plantio direto, plantio convencional, solos tropicais

CHAPTER 1 - CARBON STABILIZATION AND SATURATION IN HIGHLY WEATHERED SOILS: EFFECT OF TILLAGE SYSTEM AND ENVIRONMENT

1.2. ABSTRACT

Mechanisms of soil organic carbon (SOC) stabilization and saturation in highly weathered are still poorly understood, especially in sub- and tropical environments. Thus, the objectives of this study were understand the mechanisms of SOC stabilization in tillage systems (no-till – NT and conventional till – CT) and evaluate the SOC saturation behavior for each isolated soil organic matter (SOM) fraction. It was hypothesized that the small macroaggregation turnover in NT provide less SOM mineralization and greater effective SOC retention capacity. For this study were used soils from long-term tillage systems, of sub- (Ponta Grossa – PG site and Londrina – LDN site) and tropical (Lucas do Rio Verde – LRV site) environmental and seven depths (0-5, 5-10, 10-20, 20-40, 40-60, 60-80 and 80-100 cm). A native vegetation (NV) adjacent to tillage plots was used as a baseline. Soil was separated in seven SOM fractions, in a physical (size and density separation) and chemical fractionation scheme. Furthermore, each SOM fraction was fitted for linear (non saturation), asymptotic (saturation) and exponential (non saturation) models. At PG and LDN sites, SOC stocks of 0-5 cm layer were greater on PD than that on PC, in six of seven SOM fractions, and the labile fractions, protected by macroaggregation, were the main responsible for the differences between tillage systems. At LRV site, SOC stocks differences between tillage systems were small and it was in just two fraction. Overall, the fraction bound to minerals showed SOC saturation behavior. On the other hand, labile fraction did not show SOC saturation behavior for any site or tillage system. Despite the fraction bound to minerals fitted better the asymptotic model, the maximum SOC retention capacity is still far from the actual SOC content, which indicates a great SOC sequestration capacity for these highly weathered soils. The estimated sequence for the SOC retention capacity was NV > NT > CT. Therefore, small macroaggregation turnover in NT for highly weathered soils, by continuous input of residues, is the way to protect labile SOM fractions. This allows enough time to increase the interactions between SOC with silt+clay minerals and increase the SOC retention capacity.

Key words: SOM fractions, no-till, conventional till, tropical soils

1.3. INTRODUÇÃO

O carbono (C) orgânico tem um papel chave nos ecossistemas terrestres, controlando inúmeras funções no solo, como o aumento da estabilidade de agregados (CARTER, 1992), o aumento da infiltração e a capacidade de armazenamento de água (FRANZLUEBBERS, 2002; RAWLS et al., 2003; KAHN; LAL; ANN-VARUGHESE, 2013), a melhoria no suprimento de nutrientes e a capacidade de troca de cátions (HAYNES, 2005; KIMETU et al., 2008; SÁ et al., 2009) e, atua como substrato para a biota (UCHIDA; NISHIMURA; AKIYAMA, 2012). Entretanto, quando ocorre a conversão da vegetação natural (VN) para sistemas agrícolas que utilizam o revolvimento do solo, como o preparo convencional (PC), ocorre a quebra da estrutura, expondo o C que estava encapsulado no interior dos agregados, favorecendo sua decomposição através da oxidação microbiana (CAMBARDELLA; ELLIOTT, 1993; PUGET; LAL, 2005; SÁ et al., 2015). O manejo contínuo do solo em PC direciona o solo para perdas constantes de C ao longo do tempo (LAL, 1993; LAL, 2001; PRASUHN, 2012). As perdas históricas de C entre 1870 e 2014 devido ao tipo de uso da terra e as mudanças de uso da terra (HOUGHTON, 2014; LE QUÉRE et al., 2014) atingiram 148 Pg C ($1 \text{ Pg} = 1 \times 10^{15} \text{ g} = 1 \text{ bilhão de ton}$).

A matéria orgânica do solo (MOS) tem uma composição complexa e distribuída em diversas frações funcionais do solo (CHRISTENSEN; SØRENSEN, 1985; CHRISTENSEN, 1992; CAMBARDELLA; ELLIOTT, 1993; SIX; ELLIOTT; PAUSTIAN, 1999; BAYER et al., 2001; SÁ et al., 2001). Essas frações têm propriedades específicas e são estabilizadas por três mecanismos: recalcitrância bioquímica da molécula da MOS, proteção física pelos agregados e associação química por interações entre o C e partículas finas do solo (silte, argila, óxidos de Fe e Al) (SOLLINS; HOMANN; CALDWELL, 1996; BALDOCK; SKJEMSTAD, 2000; LÜTZOW et al., 2006). Esses mecanismos protegem o C contra a decomposição microbiana, resultando em diferentes níveis de estabilidade (VON LÜTZOW et al., 2007). Dessa forma, métodos que integram o fracionamento físico, químico e bioquímico da MOS, com sua quantificação, podem promover o avanço do conhecimento a respeito dos mecanismos de estabilização do C, fornecendo uma melhor compreensão de como o manejo do solo influencia sua dinâmica, possibilitando-nos desenvolver estratégias para aumentar o sequestro de C e a mitigação de CO₂ atmosférico.

A proteção química desempenhada pelas interações do C com os minerais tem sido apontada como o principal mecanismo controlador da máxima capacidade de acúmulo de C no solo (CHUNG; GROVE; SIX, 2008; STEWART et al., 2008; JAGADAMMA; LAL, 2010;

STEWART et al., 2012). Esse efeito pode ocorrer uma vez que frações finas do solo possuem área superficial finita, limitando a sorção de C (HASSINK, 1997; SIX et al., 2002). Hassink (1997), estudando uma gama diferenciada de solos de regiões temperadas e tropicais, observou diferenças significativas no conteúdo de C da amostra integral, porém não encontrou diferenças no conteúdo de C na fração associada ao silte+argila. Assim, Hassink propôs a hipótese de que frações finas de solo tem uma capacidade finita de estocar C e que aparentemente deve ser associada com o conteúdo de partículas de silte+argila. Após esse estudo, Six et al. (2002), juntamente com o mecanismo de proteção química, introduziu os mecanismos de proteção física, proteção bioquímica e C não protegido, desenvolvendo um modelo conceitual de estabilização máxima de C no solo, chamado nível de saturação de C. Nesse conceito, após a saturação dos compartimentos químico, físico e bioquímico, acúmulos adicionais de C somente ocorreriam como matéria orgânica particulada (MOP) no compartimento não protegido, o qual é muito sensível ao manejo do solo (STEWART et al., 2008; STEFFENS et al., 2011; STEWART et al., 2012).

Em regiões tropicais e subtropicais, com predominância de solos com argila do tipo 1:1 e óxidos e hidróxidos de Fe a Al, o estudo da saturação de C em experimentos de sistemas de manejo de longa duração são limitados (SANTOS et al., 2011; ZHANG et al., 2012; FENG; PLANTE; SIX, 2013; YAN et al., 2013; REIS et al., 2014). Em um experimento de longa duração (17 anos) na região sul do Brasil, Santos et al. (2011) encontraram uma relação assintótica entre as adições de C via raízes com o C associado aos minerais, provendo evidências de que a saturação de C poderia existir mesmo em solos de região subtropical. Entretanto, nesses estudos a separação da MOS foi realizada em apenas dois compartimentos, caracterizados pelo fracionamento físico obtendo o carbono orgânico particulado (COP) e carbono orgânico associado aos minerais. Entretanto, o fracionamento da MOS integrando procedimentos granulométricos, densimétricos e químicos permite avaliar maior número de compartimentos, o que propicia o melhor entendimento dos mecanismos que afetam o sequestro de C em sistemas de manejo e sua relação com a saturação de C. Além disso, o entendimento sobre a estabilização e saturação do C em diferentes compartimentos irá permitir a determinação do potencial de sequestro de C no solo. Adicionalmente, identificar solos e compartimentos que estão distantes do ponto de saturação abre inúmeras possibilidades de manejar eficientemente o solo visando potencializar o sequestro de C em solos com elevada capacidade em acumular C.

Assim, os objetivos desse estudo foram: (1) compreender os mecanismos que governam a estabilização de C em solos altamente intemperizados sob sistemas de manejo em regiões

tropicais e subtropicais; (2) avaliar o comportamento de saturação de C em cada fração da MOS através do uso de modelos de saturação de C. Assim, será possível avaliar quais frações atingiram ou não a saturação de C ou quando será atingida. A hipótese foi que o aumento e manutenção da macroagregação no PD permite maior proteção física e torna-se o caminho para o maior acúmulo e sequestro de C, aumentando assim a capacidade máxima de estoque de C em solos altamente intemperizados.

1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1. Descrição do local e do uso e manejo do solo

Para o desenvolvimento desse estudo, foram coletadas amostras de solo em três experimentos de longa duração em sistemas de manejo, localizados em ambientes sob clima subtropical e tropical, os quais representaram agroecossistemas brasileiros contrastantes. Os três locais selecionados foram: (1) Ponta Grossa (PG), situada a 865 m de altitude, cujas coordenadas geográficas são 25°09'S–50°09'W, representando o clima subtropical na região Sul do Brasil, (2) Londrina (LDN), situada a 620 m de altitude, cujas coordenadas geográficas são 23°11'S–51°11'W, caracterizada pela transição entre o ambiente subtropical e tropical, e (3) Lucas do Rio Verde (LRV), situado a 380 m de altitude, cujas coordenadas geográficas são 13°00'S–55°58'W, representando um clima tropical típico, localizado na região Centro-oeste do Brasil (Fig. 1.1). Detalhes da descrição desses experimentos foram reportados anteriormente em Sá et al. (2015) e Barreto et al. (2009). Nos três locais, amostras de solo foram coletadas de uma área sob vegetação nativa (VN) adjacente representando o estado original e a referência para as comparações.



FIGURA 1.1. Localização dos experimentos de uso e manejo do solo. Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV)

1.4.1.1. Ponta Grossa

Em PG (estado do Paraná) as amostras de solo foram coletadas na estação experimental do Instituto Agrônômico do Paraná (IAPAR). O clima regional é descrito como subtropical (Cfb, segundo classificação de Koppen), com temperatura média anual de 18,5 °C e precipitação média anual de 1545 mm. O solo da área experimental foi classificado como Latossolo

Vermelho distrófico (EMBRAPA, 2013), derivado de sedimentos clásticos do período Devoniano, caracterizados por materiais retrabalhados de arenitos da formação Furnas e predominância de folhelhos da formação Ponta Grossa. A textura do solo (0-20 cm) é em média composta por 650, 240 e 110 g kg⁻¹ de argila, silte e areia, respectivamente. A VN da região caracteriza-se por cobertura predominantemente herbácea, com elementos arbustivos lenhosos, associando-se a elementos da Floresta Ombrófila, que ocupam posições distintas na paisagem, geralmente nas encostas, vales e matas de galeria, ou em formações arredondadas (capões) (MAACK, 1981).

A conversão da VN para área agrícola foi realizada em 1967 e foi mantida sob pastagem por 10 anos. Em 1978, parte dessa área foi convertida para a produção de culturas anuais, sendo cultivado por 3 anos com soja (*Glycine max*, L.Merril) em PC. O experimento de manejo do solo foi estabelecido em 1981 e inclui dois tratamentos: (1) preparo convencional (PC), que consiste no revolvimento do solo a 20 cm e profundidade, duas vezes ao ano (após a colheita de verão e após a cultura de inverno), seguido de duas gradagens; (2) plantio direto (PD), que consiste na semeadura direta sobre os resíduos da cultura anterior e distúrbio do solo somente na linha de plantio. A sequência de cultivo para os dois manejos foi composta por dois cultivos anuais, sendo que nos últimos dez anos foram seis cultivos de soja e quatro de milho (*Zea mays* L.), no verão, alternado com aveia (*Avena strigosa* Schreb), trigo (*Triticum aestivum* L.) e ervilhaca (*Vicia sativa*), no inverno (Tabela 1.1). As dimensões dos blocos foram 100 x 100 m para o PD e 50 x 140 m para o PC (Fig. 1.2).

Tabela 1.1. Adição acumulada e anual de carbono (C), aportado via resíduos culturais em Ponta Grossa, Londrina e Lucas do Rio Verde.

Local ¹	Uso e manejo do solo ²	Sequência de cultivo ³	Adição de C, Mg ha ⁻¹	
			Acumulada	Anual
PG	PC	S/A – M/A – S/T – S/A + E – S	86,1	3,07
	PD	S/A – M/A – S/T – S/A + E – S	116,1	4,15
LDN	PC	S/TB – M/A – S/T – S/T – S	80,0	3,41
	PD	S/TB – M/A – S/T – S/T – S	82,6	3,51
LRV	PC	S/Al – S/Al – S/Al – S	32,1	4,01
	PD	S/M + B – S/M + B – S/M + B – S	60,8	7,60

¹ Local: Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV);

² Uso e manejo do: preparo convencional (PC) e plantio direto (PD);

³ Culturas na sequência de cultivos: S, soja (*Glycine max*, L.Merril); A, aveia-preta (*Avena strigosa* Schreb); M, milho (*Zea mays* L.); T, trigo (*Triticum aestivum* L.); E, ervilhaca (*Vicia sativa*); TB, tremoço branco (*Lupinus albus* L.); Al, algodão (*Gossypium hirsutum* L.); B, braquiária (*Brachiaria ruziziensis*).

1.4.1.2. Londrina

Em LDN (estado do Paraná), a coleta de solo foi realizada na estação experimental da Embrapa soja. O clima da região é descrito como subtropical (Cfa, segundo classificação de Köppen), com temperatura média anual de 20,7 °C e precipitação média anual de 1622 mm. O solo foi caracterizado como Latossolo Vermelho Eutroférico, formado de basalto. A textura do solo (0-20 cm) foi em média composta por 710, 280 e 10 g kg⁻¹ de argila, silte e areia, respectivamente. A VN consiste de uma vegetação sub-montana secundária e floresta estacional semidecidual, composta por *Trichillia clausenii*, *Euterpe edulis* e *Aspidosperma polyneuron* como espécie dominante (OLIVEIRA-FILHO; RATTER, 1995).

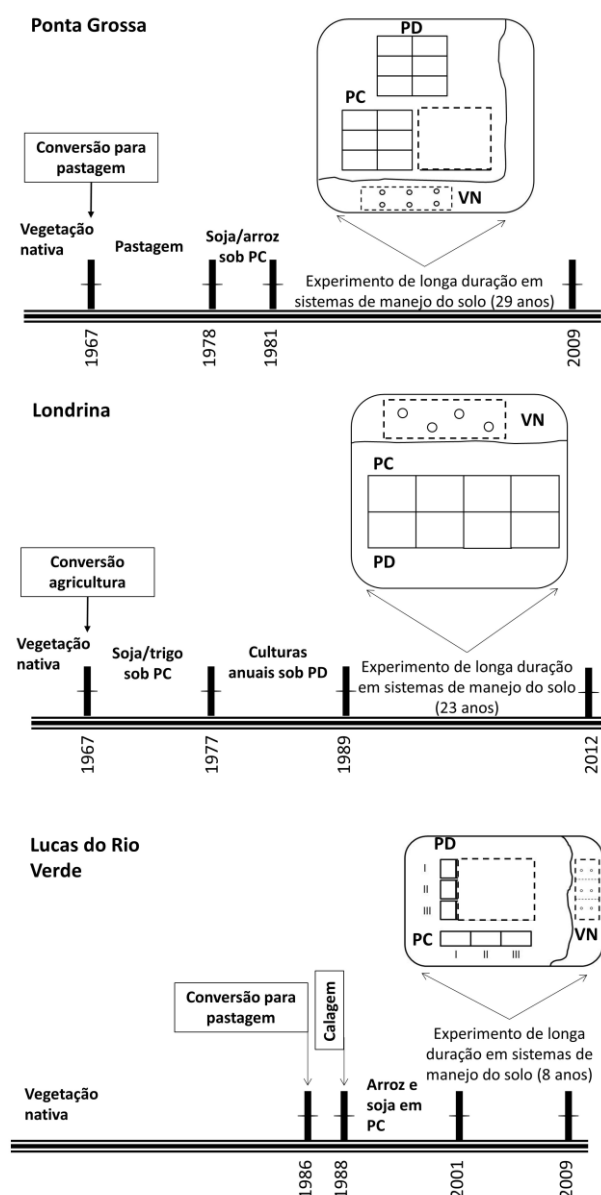


FIGURA 1.2. Cronologia do uso e manejo do solo nas áreas experimentais de Ponta Grossa (IAPAR), Londrina (EMBRAPA soja) e Lucas do Rio Verde (Fundação Rio Verde).

Em 1967, a VN foi convertida para produção agrícola, sendo mantida com o cultivo da soja em PC por 10 anos. Posteriormente, a área foi manejada em PD por 12 anos. O experimento de manejo do solo foi estabelecido em 1989 e inclui dois tratamentos: (i) PC, com aração a 18 cm, seguida por duas gradagens leves a 10 cm de profundidade; (ii) PD, sem revolvimento do solo, exceto na linha de plantio para colocação das sementes. A rotação de culturas dos dois tratamentos foi composta por tremoço branco (*Lupinus albus* L.)/milho–aveia preta/soja–trigo/soja–trigo/soja (Tabela 1.1). As parcelas têm dimensão de 7,5 x 30 m e estão arranjadas em blocos casualizado com quatro repetições (Fig. 1.2).

1.4.1.3. Lucas do Rio Verde

Em LRV (estado do Mato Grosso), as amostras de solo foram coletadas na estação experimental da Fundação Rio Verde. O clima é tropical chuvoso (Aw, de acordo com a classificação de Koppen), com temperatura média anual de 25,2 °C e precipitação média anual de 1950 mm, com uma estação seca definida entre maio e setembro. O solo foi caracterizado como um Latossolo Vermelho-Amarelo, derivado de folhelho e arenito. A textura do solo (0-20 cm) é em média composta por 402, 106 e 492 g kg⁻¹ de argila, silte e areia, respectivamente. A VN da região é o Cerrado que é caracterizada como uma savana tropical, dominado por espécies arbóreas variando de 8 a 20 m de altura.

A VN foi convertida para área agrícola em 1986, sendo manejada em PC por 15 anos. O experimento de manejo foi estabelecido em 2001 e originalmente foi planejado para comparar o sistema de cultivo padrão da região (sucessão soja e algodão (*Gossypium hirsutum* L.) em PC) com PD e diferentes sucessões de culturas. Para esse estudo foram escolhidos dois tratamentos: (i) PC com a sucessão soja e algodão; (ii) PD com soja no verão seguido pelo milho + braquiária (*Brachiaria ruziziensis*) como segundo cultivo (Tabela 1.1). As dimensões dos blocos foram de 216 x 42 e 216 x 252 m para o PD e PC, respectivamente, sendo esse divididos em três sub-parcelas para a coleta das amostras (Fig. 1.2).

1.4.2. Coleta de solo

Amostras de solo foram coletadas em setembro e outubro de 2009 em PG e LRV, respectivamente e em março de 2012 em LDN. No momento das amostragens, a duração dos experimentos em cada local era de 29, 23 e 8 anos para PG, LDN e LRV, respectivamente. As amostras de solo foram coletadas nas profundidades de 0-5, 5-10, 10-20, 20-40, 40-60, 60-80 e 80-100 cm. Em cada parcela foram selecionados quatro pontos de amostragem para constituir as amostras compostas. Após a coleta, o solo foi seco em estufa a 40 °C, moído, passado em

peneira de 2 mm, homogeneizado e estocado em temperatura ambiente até o momento das análises.

1.4.3. Procedimento para o fracionamento e análise de carbono

O fracionamento do solo adotado nesse estudo foi o proposto por Six et al. (2002) e realizado em três etapas (Fig. 1.3).

A primeira etapa envolveu o peneiramento a úmido, para obter três frações: a matéria orgânica particulada grossa (cPOM), com dimensões de 250 a 2000 μm , microagregados (μag) com dimensões entre 53 a 250 μm , e a matéria orgânica associada aos minerais facilmente dispersos (dMin-C) com dimensões < 53 μm . Resumidamente, foram adicionados 20 g de solo (peneirados em peneira de 2 mm) em frascos de plástico de 1 L, juntamente com 200 mL de água destilada e 5 esferas de vidro com 10 mm de diâmetro. Os frascos foram agitados por 2 h em um agitador horizontal em baixa frequência (80 rpm). A suspensão de solo facilmente dispersa foi passada por um conjunto de duas peneiras (250 e 53 μm) e com auxílio de jatos contínuos de água com um borrifador foi efetuada a limpeza. O material retido sobre a peneira de 250 μm foi lavado para a obtenção da fração cPOM. O material passado na peneira de 250 μm e retido na peneira de 53 μm (fração de microagregados - μag) foi separado e usado na segunda etapa de fracionamento. A suspensão de solo transpassada pela peneira de 53 μm (representando a fração de silte+argila) foi transferida para uma proveta de 1 L e floculada com CaCl_2 e esta, representou a fração da matéria orgânica associada aos minerais facilmente dispersos (dMin-C), a qual foi usada na terceira etapa do fracionamento. Todas as frações foram secas em estufa a 40 °C e pesadas. Além disso, nas frações cPOM e dMin-C foi analisado o conteúdo de C.

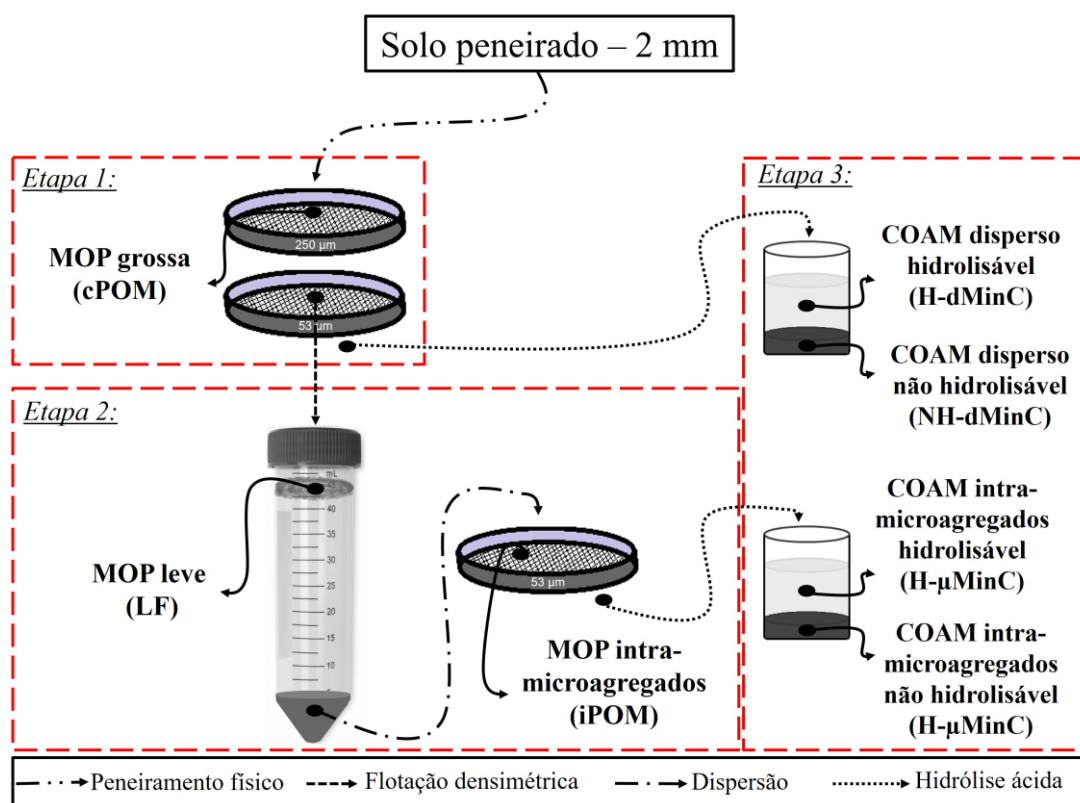


FIGURA 1.3. Desenho esquemático do procedimento do fracionamento utilizado.

A segunda etapa envolveu o fracionamento da fração μag obtida na primeira etapa. Para tanto, todo o material obtido da fração μag foi transferido para tubos de centrifuga de 50 mL e adicionado 30 mL de uma solução densa de politungstato de sódio ($1,85 \text{ g cm}^{-3}$). Após leve agitação manual para promover a suspensão do solo e evitar a ruptura de microagregados, as amostras foram centrifugadas por 20 min a 2000 rpm. O material sobrenadante foi filtrado em filtro de papel e lavado três vezes para a remoção completa de resíduo de politungstato de sódio. O material leve, retido no filtro, foi seco a 40°C , pesado e analisado para obtenção do conteúdo de C que representou a fração da matéria orgânica particulada leve (LF). Após esse procedimento, a fração pesada foi transferida para frascos de plástico de 1 L, juntamente com 200 mL de água destilada, hexametáfosfato de sódio ($5,0 \text{ g L}^{-1}$) e 3 esferas de vidro (10 mm de diâmetro), e submetidas ao repouso em geladeira a 8°C por 16 h. A dispersão completa dos microagregados foi concluída com a agitação das amostras em agitador horizontal a 120 rpm por 4 h. A solução de solo dispersa foi então transpassada em uma peneira de 53 μm para obter a fração de matéria orgânica particulada intramicroagregado ($> 53 \mu\text{m}$, iPOM) e a matéria orgânica associada aos minerais derivada de microagregados ($< 53 \mu\text{m}$, $\mu\text{Min-C}$). Esta última, foi usada na terceira etapa de fracionamento. Ambas as frações foram secas a 40°C , pesadas e determinado o conteúdo de C.

A terceira etapa de fracionamento envolveu a hidrólise ácida da fração de matéria orgânica associada aos minerais, recuperada da primeira etapa (fração dMin-C) e segunda etapa (fração μ Min-C) do fracionamento. Resumidamente, em um béquer de 100 mL contendo 1 g de solo da fração dMin-C ou μ Min-C e 25 mL de HCl (6 mol L^{-1}) foi transferido para um banho-maria, permanecendo por 16 h a 95°C . O solo remanescente da hidrólise foi lavado três vezes com 30 mL de água destilada, seco a 40°C , pesado e determinado o conteúdo de C, representando as frações não hidrolisáveis da MOS (NH-dMin-C e NH- μ Min-C). Por sua vez, as frações hidrolisáveis foram calculadas pela diferença entre o conteúdo de C das frações integrais associadas aos minerais (dMin-C e μ Min-C) com o conteúdo de C das frações não hidrolisáveis da MOS (NH-dMin-C e NH- μ Min-C).

Assim, ao final das três etapas de fracionamento foram obtidas sete frações da MOS, representando diferentes mecanismos de proteção, como descrito a seguir: cPOM (compartimento de C não protegido ou fisicamente protegido por macroagregados), LF (compartimento de C não protegido ou fisicamente protegido por macroagregados), iPOM (compartimento de C fisicamente protegido pelos microagregados), H-dMin-C (compartimento de C quimicamente protegido), NH-dMin-C (compartimento de C bio-quimicamente protegido), H- μ Min-C (compartimento de C físico-quimicamente protegido) e NH- μ Min-C (compartimento de C físico-bio-quimicamente protegido). Além disso, a soma de todas as quatro frações de C associadas ao silte+argila (H-dMin-C, NH-dMin-C, H- μ Min-C e NH- μ Min-C) foi considerada como a fração C-Min.

Em todas as frações, o conteúdo de C foi determinado em amostras finamente moídas ($< 150 \text{ }\mu\text{m}$) através do método de combustão seca usando um determinador elementar de C e N (TruSpec CN, LECO, St Joseph, MI, USA). Os estoques de C de todas as frações foram calculados em massa equivalente (ELLERT; BETTANY, 1995), tomando a massa de solo da VN como referência.

1.4.4. Avaliação da saturação de carbono do solo

O comportamento de saturação de C no solo (amostra integral) é observado no campo ou laboratório quando não ocorre mais acúmulo de C mesmo com adições crescentes de resíduos (CAMPBELL et al., 1991; SIX et al., 2002; CHUNG et al., 2010). Entretanto, a quantificação da distribuição do C derivado das adições de resíduos, entre as frações, é muito difícil devido as diferentes taxas de decomposição entre essas frações. Nesse estudo, a avaliação do comportamento de saturação de C em frações da MOS, foi conduzida conforme proposto por Stewart et al. (2008), onde a saturação de C pode ser avaliada a partir da relação do teor de

C nas frações em relação ao teor de C no solo inteiro. Assim, as relações lineares entre o conteúdo de C da amostra integral com o conteúdo de C da fração, indica que essa fração não está tendendo a saturação de C (Eq. 1, Fig. 1.4), enquanto que em uma relação assintótica entre estas, indica o comportamento de saturação de C para a fração (Eq. 2, Fig. 1.4). Além disso, uma vez que as frações combinadas representam o solo como um todo (amostra integral), a soma do conteúdo de C das frações deve ser igual ao da amostra integral e para compensar um comportamento assintótico (saturação de C) de uma fração, outra fração do mesmo solo deve apresentar uma relação exponencial com a amostra integral (Eq. 3, Fig. 1.4) (STEWART et al., 2008).

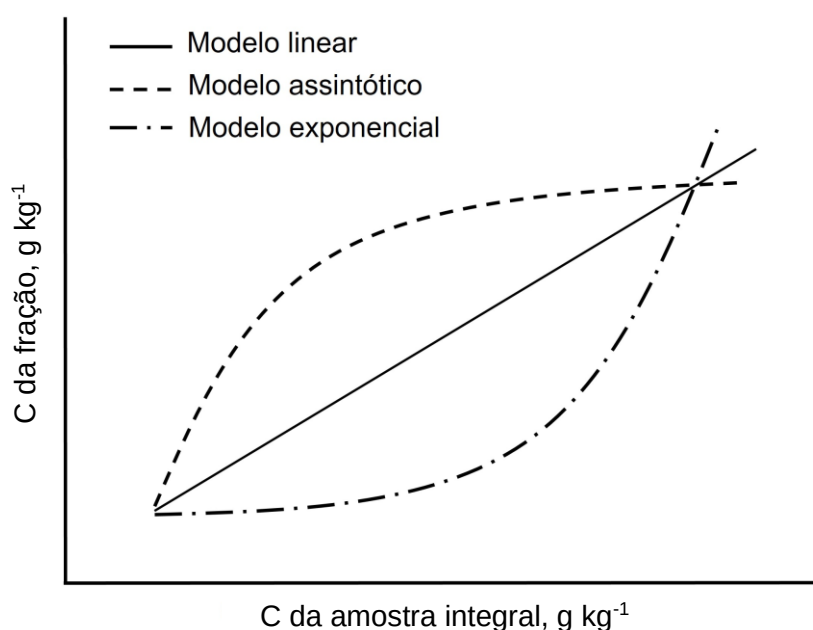


FIGURA 1.4. Representação gráfica dos modelos utilizados para ajustar o C da amostra integral com o C de cada fração.

As equações usadas para avaliar o comportamento de saturação de cada fração, foram então ajustadas entre o conteúdo de C da amostra integral com o conteúdo de C de cada fração, como descritos a seguir:

(i) modelo linear - representando comportamento de não saturação de C;

$$C_{\text{fração}} = \alpha + \beta C_{\text{integral}} \quad (1)$$

onde, $C_{\text{fração}}$ e C_{integral} representam o conteúdo de C (g kg^{-1}) de cada fração e da amostra integral, respectivamente; α e β representam o intercepto e a inclinação da reta do modelo linear, respectivamente.

(ii) modelo assintótico – representando comportamento de saturação de C;

$$C_{\text{fração}} = M (1 - e^{-kC_{\text{integral}}}) \quad (2)$$

onde, M é a máxima capacidade de acúmulo de C de cada fração e (g kg^{-1}) e k é uma constante de primeira ordem.

(iii) modelo exponencial - representando o balanceamento da relação assintótica de uma fração;

$$C_{\text{fração}} = I e^{(g_{\text{integral}})} \quad (3)$$

onde, I é o conteúdo inicial de C (g kg^{-1}) de cada fração e g representa a taxa de crescimento.

Para cada tratamento de cada local, foi ajustado o modelo linear (lin.), o assintótico (max.) e o exponencial (exp.), utilizando o programa SigmaPlot 12.0. O modelo que melhor ajustou a relação entre o conteúdo de C da amostra integral com o C de cada fração foi definido pelo maior valor de F da regressão.

1.4.5. Análise estatística

O estoque de C de cada fração foi analisado independentemente para cada local e camada amostrada. Inicialmente, todos os dados foram considerados normais pelo teste de Shapiro-Wilk. Para os estoques de C das frações realizou-se uma análise de variância (ANOVA) e para os valores de F significativo, as médias foram comparadas pelo teste da diferença mínima significativa (LSD) para o nível de 5% de significância ($P < 0,05$). Todos os testes estatísticos foram realizados usando o programa R (TEAM, 2012).

1.5. RESULTADOS

1.5.1. *Estoque de carbono nas frações da matéria orgânica do solo*

Nesse estudo será dado maior ênfase aos estoques de C nas frações da MOS, uma vez que o estoque de C total (amostra integral) já foi previamente abordado em publicações recentes pelo grupo de pesquisa (TIVET et al., 2013b; SÁ et al., 2015).

1.5.1.1. Ponta Grossa (PG)

A fração de C mais representativa foi a H-dMin-C em todas as camadas e uso e manejo do solo (Tabela 1.2). Essa fração representou em média, cerca de 50% de todo o C e teve a maior proporção com o aumento da profundidade (Figura 1.5). Quando foi considerada a soma de todas as frações associadas aos minerais de tamanho granulométrico silte+argila (H-dMin-C, NH-dMin-C, H-μMin-C e NH-μMin-C), a representatividade no estoque total de C da camada superficial foi de 74 a 93%, e ocorreu conforme a sequência: PD < VN < PC.

Na camada de 0-5 cm, o PD proporcionou estoques de C maiores que o PC em todos as frações, exceto na H-dMin-C, onde os estoques foram iguais (Tabela 1.2). Além disso, O PD e a VN, quando comparados ao PC, tiveram maiores proporções de C na fração lábil (soma das frações cPOM, LF e iPOM). Nessa camada, a proporção de C da fração lábil em relação ao estoque de C total foi de 22%, 26% e 7% para VN, PD e PC, respectivamente (Fig. 1.5). Nesse aspecto, os estoques de C nas frações cPOM, LF e iPOM foram respectivamente 8,7, 5,5 e 4,6 vezes superiores em PD do que PC.

A fração que proporcionou o maior impacto e responsável pela diferença nos estoques de C entre PD e PC, na camada de 0-5 cm, foi a cPOM, correspondendo 31% das diferenças nos estoques de C entre os dois manejos. Se somado toda a fração lábil, essa contribuição atinge 50%. Outras frações que também tiveram contribuição significativa na diferença entre os estoques de C do PD e PC foram a NH-dMin-C e a NH-μMin-C. Por tratar-se de frações com grande acúmulo e estoque de C, a NH-dMin-C e a NH-μMin-C constituíram respectivamente 18 e 21 % das diferenças. Adicionalmente, a VN teve estoque de C expressivos na fração NH-dMin-C, sendo 1,9 e 3,3 vezes maior do que PD e PC, respectivamente.

TABELA 1.2. Estoque de carbono (C) em frações da matéria orgânica do solo (MOS) de amostras de um Latossolo coletadas até 100 cm de profundidade (prof.) afetados pelo uso e manejo do solo em Ponta Grossa.

Prof	Uso e manejo do Solo ¹	Frações da MOS ²							Total
		cPOM	LF	iPOM	H-dMin-C	NH-dMin-C	H-μMin-C	NH-μMin-C	
cm		-----Estoque de C, Mg ha ⁻¹ -----							
0-5	VN	4,80 a ³	3,71 a	0,67 b	13,18 a	11,36 a	4,50 a	3,65 b	41,9 a
	PC	0,57 Bb	0,35 Bc	0,31 Bc	8,59 Ab	3,48 Bc	1,71 Bb	3,14 Bb	18,1 Bc
	PD	4,97 Aa	1,92 Ab	1,40 Aa	8,43 Ab	6,03 Ab	4,67 Aa	4,94 Aa	32,4 Ab
5-10	VN	0,59 a	0,54 a	0,24 b	9,32 a	5,61 a	2,24 ab	2,14 b	20,7 a
	PC	0,35 Aa	0,29 Ba	0,24 Ab	8,09 Aa	3,23 Bb	1,60 Bb	2,75 Bb	16,5 Ba
	PD	0,51 Aa	0,42 Aa	0,48 Ba	8,37 Aa	4,34 Ab	3,01 Aa	3,85 Aa	21,0 Aa
10-20	VN	0,68 a	0,59 a	0,26 b	14,38 a	6,71 a	3,01 a	3,82 b	29,4 a
	PC	0,67 Aa	0,47 Aa	0,51 Aa	16,10 Aa	6,55 Aa	3,16 Ba	5,30 Aa	32,8 Aa
	PD	0,14 Bb	0,43 Aa	0,30 Bb	14,62 Ba	6,55 Aa	3,40 Aa	5,65 Aa	31,1 Aa
20-40	VN	0,86 a	0,81 a	0,36 a	26,85 a	10,53 a	5,64 a	8,64 b	53,7 a
	PC	0,41 Ab	0,41 Ab	0,32 Aa	28,12 Aa	9,11 Aa	4,69 Ba	9,82 Aab	52,9 Aa
	PD	0,33 Ab	0,53 Ab	0,37 Aa	25,59 Ba	9,42 Aa	6,05 Aa	10,91 Aa	53,2 Aa
40-60	VN	0,64 a	0,61 a	0,30 a	23,42 a	7,59 a	3,97 a	7,52a	44,0 a
	PC	0,42 Aa	0,23 Ab	0,23 Aa	26,81 Aa	7,81 Aa	3,83 Aa	8,78Aa	48,1 Aa
	PD	0,52 Aa	0,27 Ab	0,26 Aa	25,20 Aa	8,88 Aa	4,20 Aa	8,46Aa	47,8 Aa
60-80	VN	1,12 a	0,39 a	0,20 ab	18,80 b	6,00 b	3,02 a	6,39 a	35,9 a
	PC	0,49 Aa	0,18 Ab	0,19 Ab	23,37Aa	6,93 Aab	3,37 Aa	7,53 Aa	42,1 Aa
	PD	0,60 Aa	0,19 Ab	0,25 Aa	21,33Aab	9,11 Aa	3,71 Aa	6,82 Aa	42,0 Aa
80-100	VN	0,96 a	0,43 a	0,24 a	17,48 a	5,40 a	2,53 b	5,30 b	32,3 a
	PC	0,47 Aa	0,19 Aa	0,19 Bb	21,67 Aa	6,59 Aa	3,19 Aab	6,70 Aab	39,0 Aa
	PD	0,55 Aa	0,19 Aa	0,26 Aa	19,84 Aa	6,92 Aa	3,60 Aa	7,79 Aa	39,1 Aa
0-100	VN	9,64 a	7,08 a	2,27 b	123,42 a	53,20 a	24,92 ab	37,46 c	258,0 a
	PC	3,38 Bb	2,10 Bb	1,99 Bb	132,75 Aa	43,70 Aa	21,54 Bb	44,03 Ab	249,5 Aa
	PD	7,61 Aa	3,94 Ab	3,31 Aa	123,40 Aa	51,26 Aa	28,63 Aa	48,42 Aa	266,6 Aa

¹Os usos e manejos do solo avaliados foram: vegetação nativa (VN), preparo convencional (PC) e plantio direto (PD).

²cPOM – matéria orgânica particulada grossa; LF – matéria orgânica particulada leve; iPOM – matéria orgânica particulada intramicroagregado; H-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável; NH-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, não hidrolisável; H-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, hidrolisável; NH-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, não hidrolisável.

³Letras minúsculas iguais comparando os sistemas VN, PC e PD, dentro do mesmo local e profundidade e letras maiúsculas iguais, comparando os sistemas PC e PD dentro do mesmo local e profundidade, não diferem entre si pelo teste de LSD (P < 0,05).

Na profundidade de 5-10 cm, a diferença no estoque de C entre os manejos de PD e PC foram menos expressivas, todavia em PD, o estoque de C foi superior em cinco das sete frações (LF, iPOM, NH-dMin-C, H-μMin-C e NH-μMin-C) isoladas da MOS. Por outro lado, na camada de 10-20 cm, o estoque total de C não variou entre PD e PC, embora nas frações cPOM, iPOM e H-dMin-C o estoque de C foi superior em PC do que em PD. Nas profundidades abaixo dos 20 cm os estoques de C nas diversas frações da MOS tiveram pequena variação entre os

manejos de PD e PC. Entretanto, no perfil de 0-100 cm, o PD proporcionou maiores estoques de C em todas as frações lábeis da MOS comparados ao PC, assim como foi para a fração H- μ Min-C.

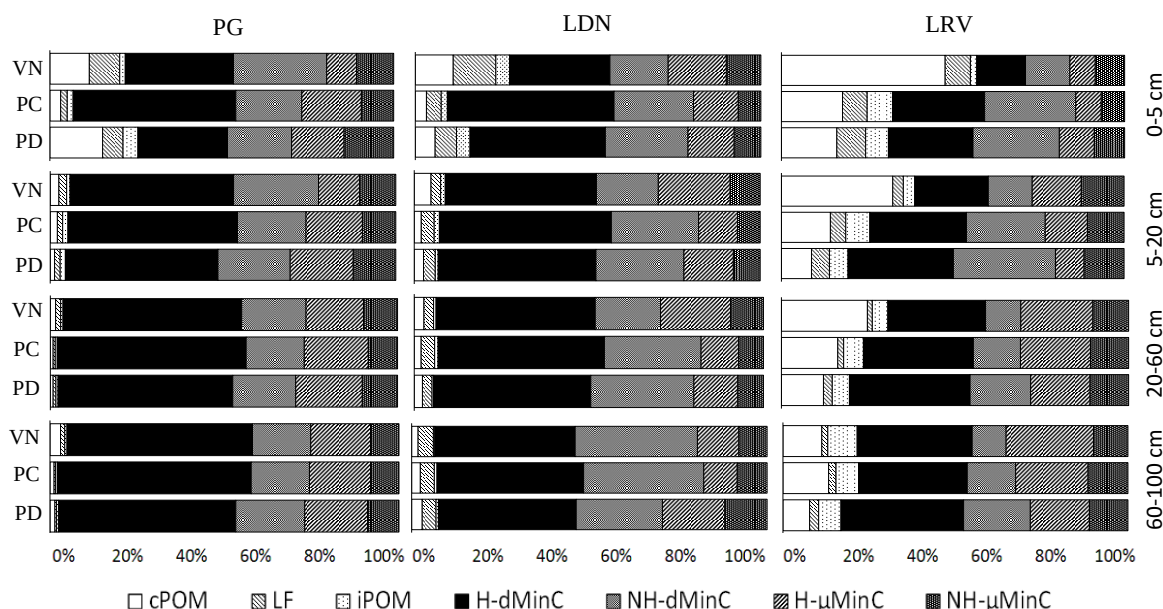


FIGURA 1.5. Distribuição percentual de cada fração da MOS (cPOM – matéria orgânica particulada grossa; LF – matéria orgânica particulada leve; iPOM – matéria orgânica particulada intramicroagregado; H-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável; NH-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, não hidrolisável; H- μ Min-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, hidrolisável; NH- μ Min-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, não hidrolisável) na vegetação nativa (VN), plantio convencional (PC) e plantio direto (PD).

1.5.1.2. Londrina (LDN)

O estoque de C nas frações da MOS na VN foi significativamente superior ao estoque encontrado nos manejos PC e PD das áreas experimentais para todas as frações, e manteve essa tendência até 1m de profundidade (Tabela 1.3). Semelhante ao experimento em PG, a fração mais representativa foi a H-dMin-C, cuja participação no estoque total foi de 43% no perfil de 0-100 cm (média de todos os tratamentos). Se for considerada toda a fração associada ao silte+argila (C-Min), essa proporção no estoque total de C aumenta para 90%.

O estoque de C em PD na profundidade de 0-5 cm, foi superior ao PC, em todas as frações, exceto na H-dMin-C (Tabela 1.3). A maior diferença no estoque de C, entre os sistemas de manejo, ocorreu nas frações lábeis e foram 2,4, 1,9 e 3,0 vezes maiores em PD do que em PC para as frações cPOM, LF e iPOM, respectivamente. Adicionalmente, a proporção de C na fração lábil foi maior na VN e no PD para a camada de 0-5 cm de profundidade, atingindo 27%, 16% e 9% para VN, PD e PC, respectivamente (Fig. 1.5). Em todos os usos e manejos, as proporções de C nas frações lábeis reduziram com a profundidade de amostragem no perfil.

TABELA 1.3. Estoque de carbono (C) em frações da matéria orgânica do solo (MOS) de amostras de um Latossolo coletadas até 100 cm de profundidade (prof.) afetados pelo uso e manejo dos solo em Londrina.

Prof.	Uso e manejo do Solo ¹	Frações da MOS ²							Total
		cPOM	LF	iPOM	H-dMin-C	NH-dMin-C	H-μMin-C	NH-μMin-C	
cm		-----Estoque de C, Mg ha ⁻¹ -----							
0-5	VN	2,55 a ³	2,87 a	0,92 a	6,74 a	3,92 a	2,32 a	3,91 a	23,2 a
	PC	0,24 Bb	0,31 Bb	0,13 Bc	3,50 Ab	1,67 Bb	0,47 Bc	0,94 Bb	7,3 Bb
	PD	0,56 Ab	0,60 Ab	0,38 Ab	3,83 Ab	2,34 Ab	0,75 Ab	1,30 Ab	9,8 Ab
5-10	VN	0,83 a	0,46 a	0,15 a	6,20 a	2,84 a	1,26 a	3,02 a	14,8 a
	PC	0,18 Ab	0,27 Aa	0,10 Ab	3,47 Ab	1,70 Ab	0,42 Bb	0,75 Bb	6,9 Ab
	PD	0,26 Aab	0,26 Aa	0,10 Ab	3,41 Ab	1,87 Ab	0,61 Ab	1,05 Ab	7,6 Ab
10-20	VN	0,91 a	0,53 a	0,33 a	9,49 a	3,58 a	1,85 a	4,45 a	21,1 a
	PC	0,29 Ab	0,57 Aa	0,23 Aab	7,72 Aab	3,98 Aa	1,04 Ab	1,79 Bb	15,6 Ab
	PD	0,36 Ab	0,52 Aa	0,10 Bb	7,09 Ab	3,98 Aa	1,17 Ab	2,24 Ab	15,5 Ab
20-40	VN	0,78 a	0,65 ab	0,19 a	12,77 a	4,96 a	2,45 a	5,69 a	27,5 a
	PC	0,35 Ab	0,75 Aa	0,23 Aa	10,58 Aa	4,87 Aa	1,36 Ab	2,25 Ab	20,4 Ab
	PD	0,41 Aab	0,47 Bb	0,08 Bb	8,38 Aa	5,46 Aa	1,37 Ab	2,40 Ab	18,6 Ab
40-60	VN	0,57 a	0,68 a	0,15 a	9,23 a	4,08 a	2,11 a	3,99 a	20,8 a
	PC	0,35 Aa	0,60 Aa	0,11 Ab	6,12 Ab	4,84 Aa	1,13 Ab	1,51 Ab	14,7Ab
	PD	0,40 Aa	0,49 Ba	0,06 Bc	7,12 Aab	4,72 Aa	1,16 Ab	1,93 Ab	15,9Aab
60-80	VN	0,45 a	0,75 a	0,12 a	6,57 a	3,84 b	2,16 a	3,20 a	17,1 a
	PC	0,30 Aab	0,59 Aa	0,12 Aa	6,29 Aa	4,66 Aab	1,28 Ab	1,41 Ab	14,7 Aa
	PD	0,28 Ab	0,60 Aa	0,05 Bb	5,92 Aa	4,80 Aa	1,08 Ab	1,64 Ab	14,4 Aa
80-100	VN	0,56 a	0,56 a	0,11 a	6,51 a	4,33 a	1,89 a	2,72 a	16,7 a
	PC	0,40 Aab	0,55 Aa	0,09 Aa	5,66 Aa	5,13 Aa	1,18 Aa	1,31 Ab	14,3 Aa
	PD	0,22 Bb	0,60 Aa	0,06 Aa	5,07 Aa	4,77 Aa	1,16 Aa	1,61 Ab	13,5 Aa
0-100	VN	6,64 a	6,50 a	1,97 a	57,51 a	27,53 a	14,03 a	26,97 a	141,2 a
	PC	2,10 Ab	3,64 Ab	1,02 Ab	43,34 Ab	26,84 Aa	6,89 Ab	9,97 Bb	93,8 Ab
	PD	2,49 Ab	3,54 Ab	0,84 Ab	40,81 Ab	27,94 Aa	7,30 Ab	12,17 Ab	95,1 Ab

¹Os usos e manejos do solo avaliados foram: vegetação nativa (VN), preparo convencional (PC) e plantio direto (PD).

²cPOM – matéria orgânica particulada grossa; LF – matéria orgânica particulada leve; iPOM – matéria orgânica particulada intramicroagregado; H-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável; NH-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, não hidrolisável; H-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, hidrolisável; NH-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, não hidrolisável.

³Letras minúsculas iguais comparando os sistemas VN, PC e PD, dentro do mesmo local e profundidade e letras maiúsculas iguais, comparando os sistemas PC e PD dentro do mesmo local e profundidade, não diferem entre si pelo teste de LSD (P < 0,05).

Nas camadas abaixo de 5 cm de profundidade, os estoques de C foram semelhantes nos dois sistemas de manejo, em todas frações da MOS. No perfil de 0-100 cm, o estoque de C na mata foi 50% superior aos sistemas PC e PD e essa diferença ocorreu principalmente nas frações cPOM, H-μMin-C e NH-μMin-C (Tabela 1.3).

1.5.1.3. Lucas do Rio Verde (LRV)

Na camada de 0-5 cm de profundidade a comparação incluindo a VN com o PD e PC demonstrou que o PD e a VN proporcionaram os maiores estoques de C na maioria das frações (Tabela 1.4).

TABELA 1.4. Estoque de carbono (C) em frações da matéria orgânica do solo (MOS) de amostras de um Latossolo coletadas até 100 cm de profundidade (prof.) afetados pelo uso e manejo do solo em Lucas do Rio Verde.

Prof.	Uso e manejo do Solo ¹	Frações da MOS ²							Total
		cPOM	LF	iPOM	H-dMin-C	NH-dMin-C	H-μMin-C	NH-μMin-C	
cm		-----Estoque de C, Mg ha ⁻¹ -----							
0-5	VN	9,01 a ³	1,39 a	0,34 c	2,69 ab	2,44 a	1,61 a	1,40 a	18,9 a
	PC	1,63 Ab	0,66 Ab	0,68 Ab	2,46 Bb	2,43 Ba	0,62 Ab	0,68 Ab	9,2 Ab
	PD	2,04 Ab	1,06 Aa	0,84 Aa	3,11 Aa	3,18 Aa	1,11 Aab	1,29 Aa	12,6 Ab
5-10	VN	3,53 a	0,43 b	0,33 b	2,06 b	1,79 c	1,46 a	1,53 a	11,1 a
	PC	1,49 Ab	0,56 Aab	0,63 Aa	2,39 Ab	2,38 Bb	0,87 Ab	0,80 Ab	9,1 Ab
	PD	0,95 Ab	0,68 Aa	0,58 Aa	3,41 Aa	3,42 Aa	1,01 Aab	0,89 Ab	10,9 Aab
10-20	VN	5,95 a	0,47 a	0,64 a	4,19 b	1,94 b	2,18 a	2,64 a	18,0 a
	PC	1,98 Ab	0,53 Aa	1,08 Aa	4,45 Ab	3,20 Ab	1,71 Aa	2,19 Aab	15,1 Aa
	PD	1,83 Ab	0,97 Aa	1,13 Aa	6,28 Aa	5,97 Aa	2,66 Aa	1,75 Ab	20,6 Aa
20-40	VN	7,60 a	0,42 a	1,16 a	6,99 b	2,92 b	3,16 a	5,47 a	27,7 a
	PC	3,92 Aa	0,38 Aa	1,16 Aa	6,57 Ab	2,97 Bb	2,42 Aa	4,19 Ab	21,6 Ab
	PD	3,32 Aa	0,49 Aa	1,21 Aa	8,69 Aa	4,55 Aa	2,75 Aa	4,05 Ab	25,1 Aab
40-60	VN	4,44 a	0,28 a	1,01 a	6,68 a	2,03 a	1,83 a	4,63 a	20,9 a
	PC	2,39 Ab	0,28 Aa	1,05 Aa	5,72 Ab	2,29 Aa	1,84 Aa	3,63 Aa	17,2 Ab
	PD	1,92 Ab	0,59 Aa	0,92 Aa	6,31 Aab	2,99 Aa	2,04 Aa	3,33 Aa	18,1 Aab
60-80	VN	1,99 a	0,31 a	1,40 a	5,80 a	1,69 b	1,82 a	4,66 a	17,7 a
	PC	1,66 Aa	0,31 Aa	0,95 Aa	4,88 Aa	2,09 Aab	1,87 Aa	3,40 Ab	15,2 Aa
	PD	1,16 Bb	0,40 Aa	0,98 Aa	5,90 Aa	3,08 Aa	1,82 Aa	2,74 Ac	16,1 Aa
80-100	VN	1,80 ab	0,27 c	1,46 a	5,42 a	1,63 b	1,54 a	3,87 a	16,0 a
	PC	2,45 Aa	0,36 Ab	1,08 Aa	4,92 Aa	2,26 Ab	1,71 Aa	3,14 Aa	15,9 Aa
	PD	1,29 Ab	0,43 Aa	1,07 Aa	5,40 Aa	3,07 Aa	1,73 Aa	2,71 Aa	15,7 Aa
0-100	VN	34,32 a	3,57 ab	6,35 a	33,84 b	14,43 c	13,60 a	24,20 a	130,3 a
	PC	15,52 Ab	3,08 Ab	6,63 Aa	31,39 Bb	17,63 Bb	11,06 Aa	18,03 Ab	103,3 Ab
	PD	12,51 Ab	4,63 Aa	6,73 Aa	39,11 Aa	26,25 Aa	13,12 Aa	16,75 Ab	119,1 Aab

¹Os usos e manejos do solo avaliados foram: vegetação nativa (VN), preparo convencional (PC) e plantio direto (PD).

²cPOM – matéria orgânica particulada grossa; LF – matéria orgânica particulada leve; iPOM – matéria orgânica particulada intramicroagregado; H-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável; NH-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, não hidrolisável; H-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, hidrolisável; NH-μMin-C - carbono associado aos minerais derivado de microagregado, não hidrolisável.

³Letras minúsculas iguais comparando os sistemas VN, PC e PD, dentro do mesmo local e profundidade e letras maiúsculas iguais, comparando os sistemas PC e PD dentro do mesmo local e profundidade, não diferem entre si pelo teste de LSD (P < 0,05).

O estoque de C da fração cPOM foi superior na VN quando comparada aos manejos sob PC e PD na camada de 0-5 cm. A fração cPOM representou 48% de todo o estoque de C da VN. Nas áreas experimentais, além da fração cPOM, as frações H-dMin-C e NH-dMin-C tiveram grande impacto no estoque total de C. Na média dos tratamentos PC e PD, a soma dessas três frações representou 67% de todo o estoque de C. Na camada de 0-5 cm as frações lábeis tiveram maior contribuição no estoque total de C quando comparadas com PG e LDN e foram responsáveis por 57, 31 e 32 % do estoque total de C na VN, PD e PC, respectivamente. Essa contribuição reduziu conforme a maior profundidade de amostragem em todos os tratamentos, mesmo assim, na camada abaixo de 40 cm essa fração foi responsável por mais de 20 % do estoque total de C de todos os tratamentos (Fig. 1.5).

1.5.2. Evidências de saturação de C em função do agroecossistema

Em todos os locais e para todos usos e manejos do solo, as frações H-dMin-C e C-Min foram as que melhor se ajustaram ao modelo assintótico de saturação de C (Tabela 1.5). Em PG, além dessas frações, a fração H- μ Min-C também se ajustou melhor para esse modelo de saturação nos manejos de PC e PD. Entretanto, na VN essa fração se ajustou melhor ao modelo linear. Nesse local, o melhor ajuste encontrado para as frações não hidrolisáveis (NH-dMin-C e NH- μ Min-C) foi o linear em todos os usos e manejos. Nas frações cPOM e LF, o melhor ajuste para todos os usos e manejos foi o exponencial. Além disso, para os manejos sob PC e PD, o modelo exponencial também apresentou melhor ajuste para a fração iPOM, enquanto para VN o modelo linear teve o melhor ajuste para essa fração (Tabela 1.5).

Em LDN, as frações H-dMin-C e C-Min se ajustaram melhor para o modelo de saturação no uso da VN e no manejo de PD. Em contrapartida, nenhuma fração se ajustou ao modelo de saturação no manejo sob PC. Nesse manejo, com exceção da fração cPOM que se ajustou ao modelo exponencial, todas as frações se ajustaram ao modelo linear. Assim como em PG, as duas frações não hidrolisáveis, de todos os usos e manejos, se ajustaram melhor pelo modelo linear. Todavia, no uso da VN e no manejo de PD todas as frações lábeis se ajustaram melhor ao modelo exponencial.

TABELA 1.5. Melhores ajustes entre o conteúdo de carbono do solo da amostra integral com o conteúdo de C de cada fração da matéria orgânica do solo (MOS) em cada uso e manejo do solo, nos locais de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).

Local	Frações da MOS ¹	Uso e manejo do solo ²		
		VN	PC	PD
PG	cPOM	Exp. (2319) ³	Exp. (23,9)	Exp. (2376)
	LF	Exp. (8332)	Exp. (309,5)	Exp. (2887)
	iPOM	Lin. (286,6)	Exp. (114,4)	Exp. (678,4)
	H-dMin-C	Max. (1629)	Max. (666,4)	Max. (48,6)
	NH-dMin-C	Lin. (682,7)	Lin. (197,3)	Lin. (229,1)
	H-μMin-C	Lin. (65,0)	Max. (111,1)	Max. (173,6)
	NH-μMin-C	Lin. (1656)	Lin. (345,7)	Lin. (1129)
	C-Min	Max. (3950)	Max. (1494)	Max. (656,7)
LDN	cPOM	Exp. (1869)	Exp. (9,28)	Exp. (241,3)
	LF	Exp. (609,1)	Lin. (64,0)	Exp. (68,5)
	iPOM	Exp. (322,9)	Lin. (83,3)	Exp. (1151)
	H-dMin-C	Max. (137,7)	Lin. (677,4)	Max. (389,6)
	NH-dMin-C	Lin. (366,1)	Lin. (49,6)	Lin. (314,5)
	H-μMin-C	Max. (525,7)	Lin. (66,7)	Lin. (1807)
	NH-μMin-C	Lin. (195,0)	Lin. (103,0)	Lin. (400,7)
	C-Min	Max. (951,0)	Lin. (841,5)	Max. (6985)
LRV	cPOM	Lin. (285,6)	Exp. (89,0)	Exp. (36,4)
	LF	Exp. (386,4)	Exp. (1357)	Exp. (609,0)
	iPOM	NS (0,99)	Lin. (176,7)	Exp. (218,8)
	H-dMin-C	Max. (90,9)	Max. (769,6)	Max. (187,2)
	NH-dMin-C	Lin. (78,1)	Lin. (348,6)	Lin. (93,5)
	H-μMin-C	Max. (13,4)	NS (0,66)	NS (5,8)
	NH-μMin-C	Max. (46,0)	Max. (14,8)	Max. (69,8)
	C-Min	Max. (157,1)	Max. (726,9)	Max. (398,7)

¹Usos e manejos do solo avaliados: vegetação nativa (VN), plantio convencional (PC) e plantio direto (PD).

²cPOM – matéria orgânica particulada grossa; LF – matéria orgânica particulada leve; iPOM – matéria orgânica particulada intramicroagregado; H-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável; NH-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, não hidrolisável; H-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, hidrolisável; NH-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, não hidrolisável; C-Min – carbono associado aos minerais (soma das frações H-dMin-C, NH-dMin-C, H-μMin-C e NH-μMin-C).

³Os números dentro dos parênteses são os valores de F da regressão entre os conteúdos de C da amostra integral com o C de cada fração e foram usados para a escolha do melhor ajuste dos modelos (linear – Lin.; assintótico – Max.; exponencial – Exp.; NS – não se ajustou a nenhum modelo).

Em LRV assim como em PG e LDN, as frações H-dMin-C e C-Min em todos os usos e manejos tiveram melhor ajuste pelo modelo de saturação. Além disso, nesse local a fração NH-μMin-C também foi mais bem ajustada pelo modelo de saturação para todos os usos e manejos. Em PD, o melhor ajuste para as três frações lábeis foi o exponencial, enquanto que para o PC

as frações cPOM e LF foram melhores ajustadas pelo modelo exponencial e a fração iPOM pelo modelo linear. Sob a VN, somente a fração LF foi melhor ajustada pelo modelo exponencial.

A determinação da máxima retenção de C no solo em todos os locais e usos e manejos foi realizada nas frações que se ajustaram ao modelo de saturação de C (Tabela 1.6). Considerando a fração C-Min como a soma de todas as frações de C associadas ao silte+argila (H-dMin-C, NH-dMin-C, H-μMin-C e NH-μMin-C) e que também se ajustou ao modelo de saturação em todos os locais e usos e manejos, essa foi considerada como a fração de referência para a determinação do potencial máximo de retenção de C no solo por longo período. Sendo assim, a retenção máxima de C em PG para esta fração foi de acordo com a sequência: VN = 115,1 g C kg⁻¹ da fração > PD = 78,6 g C kg⁻¹ da fração > PC = 68,2 g C kg⁻¹ da fração. Em LDN, o manejo sob PC não se ajustou ao modelo assintótico para a fração C-Min, o que impossibilitou o cálculo da retenção máxima. Para os demais tipos de uso do solo a retenção máxima de C foi: VN = 58,2 g C kg⁻¹ da fração sendo > PD = 46,0 g C kg⁻¹ da fração. Em LRV a sequência de retenção máxima foi PD = 30,4 g C kg⁻¹ da fração > PC = 25,9 g C kg⁻¹ da fração > VN = 20,3 g C kg⁻¹ da fração (Tabela 1.6).

TABELA 1.6. Estimativa do conteúdo máximo de retenção de C (g kg⁻¹) nas frações da matéria orgânica do solo (MOS) que apresentaram tendência de saturação de C, em cada uso e manejo do solo, nos locais de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).

Local	Uso e manejo do solo ¹	Frações da MOS ²							
		cPOM	LF	iPOM	H-dMin-C	NH-dMin-C	H-μMin-C	NH-μMin-C	C-Min
----- g C kg ⁻¹ da fração -----									
PG	VN	<i>l/e</i> ³	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	27,8	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	115,1
	PC	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	16,6	<i>l/e</i>	17,8	<i>l/e</i>	68,2
	PD	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	22,0	<i>l/e</i>	11,5	<i>l/e</i>	78,6
LDN	VN	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	18,4	<i>l/e</i>	17,1	<i>l/e</i>	58,2
	PC	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>
	PD	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	27,2	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	46,0
LRV	VN	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	5,8	<i>l/e</i>	2,8	5,1	20,3
	PC	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	7,9	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	1,8	25,9
	PD	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	7,8	<i>l/e</i>	<i>l/e</i>	3,2	30,4

¹Usos e manejos do solo avaliados: vegetação nativa (VN), plantio convencional (PC) e plantio direto (PD).

²cPOM – matéria orgânica particulada grossa; LF – matéria orgânica particulada leve; iPOM – matéria orgânica particulada intramicroagregado; H-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável; NH-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, não hidrolisável; H-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, hidrolisável; NH-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, não hidrolisável; C-Min – carbono associado aos minerais (soma das frações H-dMin-C, NH-dMin-C, H-μMin-C e NH-μMin-C).

³Os dados foram melhor ajustados pelos modelos linear ou exponencial.

Para a determinação do potencial máximo de retenção de C na fração associada aos minerais (C-Min) em cada local, foram utilizados os dados de todos os usos e manejos do solo em conjunto para ajustar o modelo de saturação (Fig. 1.6).

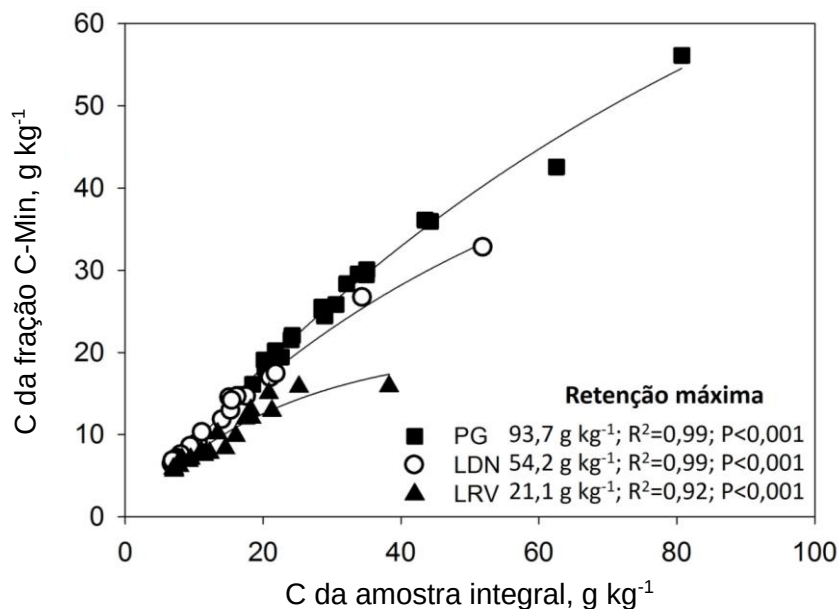


FIGURA 1.6. Ajuste do modelo de saturação de C (assintótico) para a fração associada aos minerais (C-Min), considerando todos os usos e manejos de solo em conjunto, nos locais de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).

Dessa forma, para cada local foi obtido um valor único de retenção máxima de C: em PG = 93,7 g C kg⁻¹ da fração e foi > LDN = 54,2 g C kg⁻¹ da fração e > LRV = 21,1 g C kg⁻¹ da fração. Considerando o conteúdo de silte+argila (955, 900 e 540 g kg⁻¹ para PG, LDN e LRV, respectivamente), a capacidade máxima de retenção de C estimada para cada local foi: PG = 98,1 g C kg⁻¹ silte+argila, LDN = 60,2 g C kg⁻¹ silte+argila e LRV = 39,1 g C kg⁻¹ silte+argila.

1.6. DISCUSSÃO

1.6.1. Mecanismos de proteção do carbono do solo em sistemas de manejo

Os sistemas de manejo conservacionistas conduzidos sem o revolvimento do solo e com a manutenção dos resíduos culturais sobre a superfície do solo, têm sido enfatizados como uma estratégia para promover o sequestro de C (DICK, 1983; SÁ et al., 2001; BAYER et al., 2002; BAYER et al., 2006; SÁ et al., 2015). No presente estudo, nos três ambientes com distintas condições edafoclimáticas, variando de clima subtropical até tropical, o PD proporcionou maior acúmulo de C quando comparado ao PC na maioria das frações, principalmente na camada superficial. O maior acúmulo de C nas camadas superficiais em manejos sem revolvimento do solo é bem conhecido e devido ao fato dos resíduos serem depositados em superfície e ocorrer um fluxo de C descendente no perfil do solo nesses sistemas (SÁ; LAL, 2009).

Apesar do manejo do solo ter afetado praticamente todas as frações na camada superficial, o maior impacto ocorreu nas frações mais lábeis (cPOM, LF e iPOM) e principalmente em PG e LDN. De maneira geral, os estoques de C nessas frações obedeceram a seguinte sequência: VN > PD > PC. As perdas devido a conversão da VN para PC, nas frações cPOM, LF e iPOM, foram de 88, 91 e 55 % para PG e de 91, 89 e 86 % para LDN. Em LRV, somente as frações cPOM e LF sofreram perdas em decorrência da conversão, com decréscimos de 82 e 53% nas frações cPOM e LF, respectivamente. A queda drástica nas frações lábeis da MOS ocorreu no PC devido a quebra dos agregados pelo cultivo, e favorecida pelo ambiente oxidativo resultante da maior entrada de oxigênio e maior exposição dessas frações ao ataque microbiano que anteriormente estavam fisicamente protegidas (PES et al., 2011). Em contraste, em todos os locais o PD recompôs parte do C lábil perdido pela conversão. A metodologia de fracionamento realizada nesse trabalho, promove na primeira etapa a ruptura de macroagregados e liberação da MOS associada a eles (Fig. 1.3). Dessa forma, pode-se afirmar que as frações cPOM e LF se encontravam protegidas dentro de macroagregados ou livres (desprotegidas) entre agregados. Assim, o maior estoque de C nessas duas frações nos sistemas PD e em VN demonstra a importância da proteção física proporcionada pela macroagregação para o acúmulo de C.

Em PD, o não revolvimento aliado à proteção da superfície do solo pelos resíduos vegetais criando um fluxo constante de C (TIVET et al., 2013a; SÁ et al., 2014; SÁ et al., 2015), cria ambiente favorável para a maior estabilização da macroagregação. Estudos anteriores realizados nos mesmos locais desse estudo, reportaram maior diâmetro médio ponderado (DMP) e maior distribuição de macroagregados extra-grandes (8-19 mm) em PD do que em PC

(BARRETO et al., 2009; TIVET et al., 2013a). A proteção do C lábil por esses agregados acontece devida à inacessibilidade ao ataque enzimático ou até mesmo devido a um ambiente que dificulta a atividade microbiana devido a menor taxa de oxigenação dentro do agregado (DUNGAIT et al., 2012). Isso permite o acúmulo de C em frações mais grosseiras, originadas principalmente dos resíduos adicionados, as quais são extremamente sensíveis e facilmente mineralizadas se não associadas a um mecanismo de proteção (GREGORICH et al., 2006; TAN et al., 2007; PINHEIRO et al., 2015).

Além da maior manutenção de C lábil, o processo de proteção das frações cPOM e LF pelos macroagregados promovem o caminho para o processo de estabilização do C no solo por longo período. Uma vez fisicamente protegidas, essas frações cPOM e LF podem posteriormente servir como substrato microbiano ou como núcleo para a formação de microagregados estáveis dentro de macroagregados (SIX; ELLIOTT; PAUSTIAN, 1999, 2000; DENEFF et al., 2007), promovendo aumento substancial na estabilização do C através da incorporação e transformação das frações mais lábeis para iPOM (DENEFF et al., 2007; ZOTARELLI et al., 2007; DU et al., 2015). Nesse estudo, o maior estoque de C encontrado nas frações iPOM da camada superficial em PD nos ambientes de PG e LDN confirmam essa premissa. Adicionalmente, a elevada proteção física promovida pelos microagregados dentro dos macroagregados, permite tempo suficiente para a iPOM interagir com a superfície de partículas minerais, direcionando para uma proteção físico-química. Esse mecanismo promove o aumento da estabilidade e o tempo de permanência do C no solo (BALABANE; PLANTE, 2004; DENEFF et al., 2004; DIECKOW et al., 2009a; CONCEIÇÃO; DIECKOW; BAYER, 2013; PLAZA et al., 2013). Nesse estudo, o efeito do manejo com essa interação físico-química pôde ser confirmado nas frações H- μ Min-C e NH- μ Min-C, uma vez que o C relacionado a essas frações está associado ao silte+argila retirados de dentro de microagregados. O maior estoque de C nessas frações em PD comparado ao PC, tanto nos experimentos de PG e LDN, confirma que nesses solos o manejo conservacionista por longo período, promove o aumento nas frações lábeis e também nas frações mais estáveis da MOS, atestando que o sequestro de C no solo será por longo período.

O processo de transformação dos resíduos culturais em cPOM e LF, gerando a migração posterior dessas frações para o interior dos microagregados com a estabilização da iPOM, é progressivo, contínuo e dependente da manutenção da agregação. Vários estudos têm demonstrado que as frações cPOM e LF são mais jovens e estão associadas aos resíduos recentes. A fração iPOM é mais estabilizada e associada a resíduos mais decompostos (GOLCHIN et al., 1994; GREGORICH et al., 2006; PANETTIERI et al., 2014). Esse processo

de transformações bioquímicas ocorre progressivamente com a degradação preferencial do O-alquil de polissacarídeos ficando mais preservada em compostos ricos em alquil (ceras, resinas, cutina e suberina) e C aromático (lignina) (PLAZA et al., 2012; COURTIER-MURIAS et al., 2013; BOENI et al., 2014). Benbi; Boparai; Brar (2014) reportaram também que a relação C/N diminui de acordo com essa transformação, indicando um envelhecimento progressivo da MOS. Além disso, Tivet et al. (2013b) observaram aumento no índice de humificação de acordo com a diminuição no tamanho de agregados, mostrando maior idade e transformação do C associado aos microagregados. Isso foi mais evidente na mata e PD do que PC, indicando que o preparo do solo, ao promover a oxidação rápida do C lábil, não permite tempo hábil para a migração das frações mais lábeis para dentro dos microagregados, dificultando assim o envelhecimento e a maior estabilização da MOS. Portanto, as frações cPOM e LF, devido a sua extrema sensibilidade à mineralização (TAN et al., 2007; BENBI; BOPARAI; BRAR, 2014; PINHEIRO et al., 2015), são altamente dependentes da macroagregação para ter a possibilidade de envelhecer e migrar para dentro de microagregados. Dessa forma, a manutenção de C nas frações lábeis promovidas pelo PD, com a preservação de compostos mais ricos em O-alquil, o qual é biologicamente mais disponível para a microbiota, permite também o aumento da biomassa microbiana e da atividade enzimática, como β -glucosidase, arylsulfatase e fosfatase, representando aumento da qualidade do solo (BABUJIA et al., 2010; BALOTA et al., 2014; PANETTIERI et al., 2014).

Além do maior estoque de C nas frações associadas ao silte+argila intramicroagregados, a maior estabilidade do C em PD também foi confirmada pelo maior estoque de C nas frações não hidrolisáveis (NH-dMin-C e NH- μ Min-C) em todos os locais nesse sistema. Conceitualmente essa fração não hidrolisável com HCl 6 mol L⁻¹ está associada a maior estabilidade bioquímica da molécula orgânica da MOS, sendo sua composição formada por compostos quimicamente mais recalcitrantes (SILVEIRA et al., 2008). Conforme Six et al. (2002), essa estabilidade pode ser devido à complexidade do resíduo que a formou ou obtida por processos de condensação e complexação durante a decomposição. No entanto, Paul et al. (2006) demonstraram que essa fração pode ser alterada em resposta ao manejo e que não pode ser considerada como um compartimento passivo da MOS. Segundo os mesmos autores, o resultado demonstra que outros mecanismos, além da complexidade bioquímica, estão atuando na estabilização do C nessa fração. De acordo com Von Lützow et al. (2007), o C nessa fração pode estar ainda estabilizado por interações com minerais ou através da inacessibilidade física.

Os maiores estoques de C na fração não hidrolisável nos ambientes de VN e PD desse estudo pode estar associado ao encapsulamento do C com partículas de argila, favorecida por

ambientes sem revolvimento, promovendo a formação de subestruturas altamente estáveis de tamanho silte, dificultando a hidrólise ácida (PLANTE et al., 2006a). Além disso, a maior resistência do C à hidrólise ácida nesses ambientes pode ser um indicativo da maior associação orgânica-mineral, cujo aumento da intensidade é aumentado com o tempo, favorecida pela proteção dos agregados (DENEFF et al., 2004; DIECKOW et al., 2009b). Esses fenômenos podem estar ocorrendo tanto nas frações não hidrolisáveis facilmente dispersa (NH-dMin-C) quanto na associada aos microagregados (NH-μMin-C). Assim, o maior estoque de C nas frações não hidrolisáveis em PD mostra que o sistema tem a capacidade de sequestrar C por um longo período, pois a elevada estabilização dessa fração promove maior resistência à ação de enzimas, o que estabelece maior meia vida do C no solo.

Outro aspecto importante desse trabalho foi o elevado estoque e contribuição da fração cPOM no estoque total de C na VN de LRV. Neste caso, preconizamos a hipótese que esse efeito foi promovido devido a: 1) o estoque de C nesse ambiente nativo está próximo da saturação levando ao acúmulo principalmente de frações lábeis. Essa hipótese será discutida mais detalhada na próxima seção; 2) o baixo pH nesse solo altamente intemperizado promoveu a redução da atividade microbiana e com isso a redução da mineralização da MOS. Essa hipótese é baseada em vários trabalhos que demonstram a diminuição do desenvolvimento e da atividade da biomassa microbiana com a diminuição do pH (KEMMITT et al., 2006; ACIEGO PIETRI; BROOKES, 2009; ROUSK; BROOKES; BÅÅTH, 2009). De acordo com esses trabalhos, em valores de pH abaixo de 4,0-4,5 os níveis de Al^{3+} trocável e livre aumentam consideravelmente, resultado em efeitos de toxidez para a microbiota. Na VN de LRV o pH ($CaCl_2$) da camada de 0-5 cm foi de 3,7 (dados não apresentados). Além disso, Funakawa et al. (2014) mostrou que a baixa atividade microbiana, devido ao baixo pH, levou a diminuição da velocidade de decomposição (valor k), favorecendo o acúmulo da fração grossa da MOS. Por outro lado, em ambientes agrícolas que recebem calagem, tais como o PD e PC de LRV, o pH é aumentado e consequentemente a biomassa e atividade microbiana (GARBUIO et al., 2011), que leva a maior mineralização da MOS.

1.6.2. Saturação de C afetada pelo ambiente e pelo manejo do solo

Estudos a respeito do comportamento da saturação de C no solo em ambientes subtropicais e tropicais são ainda incipientes. Os resultados desse estudo demonstraram que houve a tendência de saturação de C para os três locais estudados, mesmo que restrito a algumas frações. Sabendo que esses locais variam em clima (e.g. subtropical e tropical), textura e

mineralogia do solo, etc, fica comprovado que tendências de saturação de C pode ser identificado numa gama muito grande de tipos de solos e ambientes.

O processo de saturação de C no solo é geralmente vinculado às associações químicas entre o C com os minerais de silte, argila e óxidos de Fe e Al (HASSINK, 1997; FENG; PLANTE; SIX, 2013). Isso ocorre, uma vez que a adsorção de C nesses minerais é controlada pela disponibilidade finita de área superficial reativa, o que leva a uma capacidade máxima de estabilização do C (SIX et al., 2002; STEWART et al., 2007). No presente estudo, essa tendência de saturação de C vinculado aos minerais ficou evidenciado através da fração H-dMin-C. Essa fração foi ajustada pelo modelo de saturação de C para todos os ambientes e usos e manejos do solo, exceção apenas no manejo sob PC em LDN. Conforme o modelo de fracionamento utilizado nesse estudo, a fração H-dMin-C está associada ao silte+argila que são facilmente dispersos e hidrolisáveis. O compartimento de C associado a essa fração possui proteção química através associação com os minerais Six et al. (2002). Resultados semelhantes foram encontrados por Stewart et al. (2008) em diversos tipos de solos nos EUA e Canadá. Em um esquema de fracionamento semelhante ao utilizado nesse trabalho, Stewart e colaboradores constataram que as frações do compartimento sob proteção química (silte e argila facilmente dispersos hidrolisáveis) foram as que se ajustaram ao modelo de saturação de C no maior número de ambientes. Dessa forma, os resultados desse estudo corroboram o efeito limitado de proteção química de C proporcionada pelos minerais.

Apesar de ser bem conhecido o efeito positivo da textura do solo na estabilização de C (PLANTE et al., 2006b), outros mecanismos podem atuar na proteção química, alterando a predição de saturação de C. Nesse estudo a capacidade máxima estimada para a estabilização de C para a fração H-dMin-C foi diferente em cada ambiente. Mesmo considerando as diferenças na textura do solo, os ambientes de PG e LDN proporcionaram maior capacidade máxima de retenção de C do que LRV. Esse resultado se opõe aos reportados por Hassink (1997), o qual preconizou que a capacidade máxima de proteção de C está relacionada basicamente com a massa de silte+argila (textura do solo). Entretanto, o presente estudo é compatível com os reportados por outros autores que atribuem além da textura do solo como fatores preponderantes na proteção química do C, outros atributos mineralógicos como tipo de argila, área superficial específica e teores de óxidos de Fe e Al (SIX et al., 2002; KÖGEL-KNABNER et al., 2008; FENG; PLANTE; SIX, 2013; BEARE et al., 2014). Além disso, condições climáticas que favorecem a mineralização da MOS (temperatura e umidade) podem afetar a predição da capacidade de retenção máxima de C (ANGERS et al., 2011). Nesse sentido, o ambiente tropical, quente e úmido de LRV resultou na menor estimativa de

estabilização máxima de C na fração H-dMin-C do que nos ambientes subtropicais de PG e LDN e, pode estar relacionada às condições climáticas que favorecem a mineralização da MOS ou às diferenças mineralógicas. Reis et al. (2014) estimaram maior capacidade de retenção de C em um Latossolo Bruno do que em um Latossolo Vermelho e atribuíram parte desse resultado à maior quantidade de goetita e gibsitita encontradas no Latossolo Bruno, em detrimento da maior quantidade de caulinita e hematita no Latossolo Vermelho. Dessa forma, será oportuno estudos subsequentes para comprovar a hipótese da influência da mineralogia do solo na estimativa de estabilização máxima de C entre os ambientes aqui estudados.

Além da fração H-dMin-C, a fração C-Min (soma de todas as frações associadas ao silte+argila) apresentou valores diferenciados de potencial máximo de retenção de C entre os três ambientes estudados. Esses valores foram de 98,1, 60,2 e 39,1g C kg⁻¹ silte+argila, para PG, LDN e LRV respectivamente. Em outra situação da região sul do Brasil em um Latossolo, Diekow et al. (2005) encontraram 48,8 C kg⁻¹ argila de retenção máxima de C. Entretanto, Roscoe et al. (2001) reportaram em um experimento na região do Cerrado, que a retenção máxima de C atingiu 32,5 C kg⁻¹ argila. Recentemente, Reis et al. (2014) reportaram que a capacidade máxima de retenção de C na fração argila variou de 25 a 72 g kg⁻¹ em dois Latossolos também da região sul do Brasil e foram influenciadas pelo tipo e manejo do solo. Dessa forma, os resultados desse estudo confirmam a hipótese de que o máximo potencial de sequestro de C na fração associada aos minerais (silte+argila) é definido não apenas pelas condições físico-químicas do solo, mas por vários fatores que atuam em conjunto.

Em contraste à fração associada aos minerais, as frações lábeis de C não apresentaram comportamento de saturação de C em nenhum uso do solo e local, uma vez que foram ajustadas pelos modelos lineares e exponenciais. Esses resultados indicam que a saturação de C ocorre primeiramente nas frações mais finas e após a saturação do compartimento associado ao silte+argila, as frações lábeis serão as que continuarão a acumular C. Corroborando esse estudo, Diekow et al. (2005) reportaram uma relação exponencial entre o C total e a fração particulada da MOS em um estudo no sul do Brasil com diferentes adições de C (envolvendo gramíneas e leguminosas) e a fertilização com N. Também com o viés da rotação de culturas, Santos et al. (2011) na região sul do Brasil encontraram tendências de saturação de C somente na fração associadas aos minerais, demonstrando relação linear entre a fração particulada e a adição anual de raízes. Em dois estudos realizados nos EUA, Chung; Grove; Six (2008) e Kong et al. (2005) reportaram que as adições crescentes de C resultaram no acúmulo de C no solo e que este, ocorreu principalmente devido a estabilização em pequenos macroagregados, uma vez que o acúmulo de C associado as frações finas do solo não era mais incrementado. Outro ponto de

vista foi reportado por Gulde et al. (2008), comentando que a saturação de C ocorre somente nos micros e não nos macroagregados. Concluíram que a saturação de C acontece de forma hierárquica, iniciando na fração associada aos minerais seguindo para os microagregados e posteriormente para os macroagregados.

O acúmulo de C direcionado para as frações grosseiras da MOS em solos se aproximando da saturação de C nas frações finas pôde ser observado na VN de LRV, visto que nesta situação o acúmulo de C no estoque total se deu principalmente devido a fração cPOM. Na VN de LRV, a capacidade máxima de retenção de C para a fração associada ao silte+argila foi de $20,3 \text{ g kg}^{-1}$ enquanto que o conteúdo de C encontrado na camada de 0-5 cm foi de $15,9 \text{ g kg}^{-1}$. Neste caso, o déficit de saturação (diferença entre a capacidade máxima de retenção e o conteúdo atual de C) para a VN de LRV é de apenas $4,4 \text{ g kg}^{-1}$. Em contrapartida, nesse mesmo local, os déficits de saturação de C para PD e PC na camada de 0-5 cm são de $14,6$ e $13,8 \text{ g kg}^{-1}$, respectivamente. Comparativamente, o déficit de saturação da camada de 0-5 cm na VN de PG e LD são de $59,0$ e $25,4 \text{ g kg}^{-1}$, respectivamente. Dessa forma, o menor déficit de saturação de C da fração associada aos minerais na VN de LRV, aliado a sua elevada acidez do solo, está promovendo o acúmulo de C nas frações mais grosseiras da MOS.

O elevado déficit de saturação de C encontrado na VN de PG e LDN, ilustram que mesmo em ambientes não perturbados, onde o estoque de C está em equilíbrio entre ganhos e perdas, ainda não atingiram o potencial máximo de retenção de C e possuem a capacidade extra de estocar C no solo (FENG; PLANTE; SIX, 2013). Além disso, não pode ser descartada a hipótese de que a estimativa da máxima capacidade de retenção de C para a VN com o uso do modelo de saturação pode ter sido superestimada, uma vez que parte de uma curva de saturação pode ter o comportamento linear (STEWART et al., 2008).

Os resultados desse trabalho mostraram que em PG e LRV, o PD teve maior potencial de retenção de C na fração associada aos minerais em comparação com o PC. Em LDN, o manejo sob PC teve o ajuste linear entre o C da amostra integral com a fração C-Min, o que não permitiu a estimativa da máxima capacidade de retenção de C. Os resultados de outros estudos em regiões temperadas e subtropicais também apontaram o PD com a maior capacidade de retenção de C no solo (STEWART et al., 2007; REIS et al., 2014). De acordo com Stewart et al. (2007), a diferença na estimativa da máxima estabilização de C entre tipos de manejos, pode ser considerada como uma capacidade de estabilização efetiva, mesmo em solos com características texturais e mineralógicas semelhantes. Assim, apenas solos sob condições ideais, onde as taxas de decomposição do C são mínimas, podem atingir a teórica saturação de C, uma vez que solos perturbados de alguma maneira ou com baixa adição de C não alcançariam o

potencial máximo de estabilização de C para aquele determinado ambiente (STEWART et al., 2007; CASTELLANO et al., 2015).

O maior potencial máximo de retenção de C em PD está associado ao longo período sem perturbação desse solo favorecendo as interações de ligações fortes (orgânica-mineral) e fracas (orgânica-orgânica) conforme o modelo zonal (KLEBER; SOLLINS; SUTTON, 2007). Além disso, a elevada proteção física promovida pela formação e manutenção de macroagregados em PD possibilita a migração do C das frações lábeis para dentro dos microagregados. Dessa forma, a maior proteção do C dentro dos microagregados possibilita tempo suficiente para a maior interação com a superfície de partículas minerais, promovendo a proteção físico-química do C, aumentando sua estabilidade e refletindo na maior capacidade de estabilização efetiva (BALABANE; PLANTE, 2004; DENEFF et al., 2004; DIECKOW et al., 2009a; CONCEIÇÃO; DIECKOW; BAYER, 2013; PLAZA et al., 2013). Assim, a maior proteção física em resposta a maior agregação em PD, pode ser considerada como um fator chave para maior capacidade de retenção de C nesse sistema.

1.7. CONCLUSÃO

A adoção e manutenção do PD constituiu-se em uma estratégia eficiente para a promoção do acúmulo de C nas frações da MOS frações lábeis na camada superficial do solo em decorrência da maior proteção física nos macroagregados para essa fração. A menor mineralização da MOS em PD, em resposta a sua maior proteção física, resulta no aumento do potencial máximo efetivo de retenção de C. Em todos os locais, a fração associada aos minerais apresentou a tendência de saturação de C, contrariamente às frações lábeis. No entanto, o ponto de saturação de C está ainda longe do conteúdo atual de C dos sistemas agrícolas mesmo para a fração associada aos minerais. Isto ocorreu principalmente nas camadas mais profundas, indicando elevado potencial de sequestro de C para esses solos. A identificação desse potencial torna-se importante, porque irá permitir a criação de estratégias de manejo baseados em sistemas com elevado aporte de resíduos tanto da parte aérea e principalmente de raízes, cuja resposta no sequestro de C será positiva por longo período. Dessa forma, a manutenção dos macroagregados na camada superficial no PD é um fator chave para a sustentabilidade do sistema agrícola, visto que proporciona maior estoque e maior potencial de acúmulo de C em sistemas conservacionistas.

1.8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACIEGO PIETRI, J. C.; BROOKES, P. C. Substrate inputs and pH as factors controlling microbial biomass, activity and community structure in an arable soil. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 41, n. 7, p. 1396-1405, 2009.
- ANGERS, D. A.; ARROUAYS, D.; SABY, N. P. A.; WALTER, C. Estimating and mapping the carbon saturation deficit of French agricultural topsoils. **Soil Use and Management**, v. 27, n. 4, p. 448-452, 2011.
- BABUJIA, L. C.; HUNGRIA, M.; FRANCHINI, J. C.; BROOKES, P. C. Microbial biomass and activity at various soil depths in a Brazilian oxisol after two decades of no-tillage and conventional tillage. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 42, n. 12, p. 2174-2181, 2010.
- BALABANE, M.; PLANTE, A. F. Aggregation and carbon storage in silty soil using physical fractionation techniques. **European Journal of Soil Science**, v. 55, n. 2, p. 415-427, 2004.
- BALDOCK, J. A.; SKJEMSTAD, J. O. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. **Organic Geochemistry**, v. 31, n. 7-8, p. 697-710, 2000.
- BALOTA, E. L.; YADA, I. F.; AMARAL, H.; NAKATANI, A. S.; DICK, R. P.; COYNE, M. S. Long-term land use influences soil microbial biomass P and S, phosphatase and arylsulfatase activities, and S mineralization in a Brazilian Oxisol. **Land Degradation & Development**, v. 25, n. 4, p. 397-406, 2014.
- BARRETO, R. C.; MADARI, B. E.; MADDOCK, J. E. L.; MACHADO, P. L. O. A.; TORRES, E.; FRANCHINI, J.; COSTA, A. R. The impact of soil management on aggregation, carbon stabilization and carbon loss as CO₂ in the surface layer of a Rhodic Ferralsol in Southern Brazil. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 132, n. 3-4, p. 243-251, 2009.
- BAYER, C.; MARTIN-NETO, L.; MIELNICZUK, J.; PAVINATO, A.; DIECKOW, J. Carbon sequestration in two Brazilian Cerrado soils under no-till. **Soil and Tillage Research**, v. 86, n. 2, p. 237-245, 2006.
- BAYER, C.; MARTIN-NETO, L.; MIELNICZUK, J.; PILLON, C. N.; SANGOI, L. Changes in Soil Organic Matter Fractions under Subtropical No-Till Cropping Systems. **Soil Science Society of America Journal**, v. 65, p. 1473-1478, 2001.
- BAYER, C.; MIELNICZUK, J.; MARTIN-NETO, L.; ERNANI, P. Stocks and humification degree of organic matter fractions as affected by no-tillage on a subtropical soil. **Plant and Soil**, v. 238, n. 1, p. 133-140, 2002.
- BEARE, M. H.; MCNEILL, S. J.; CURTIN, D.; PARFITT, R. L.; JONES, H. S.; DODD, M. B.; SHARP, J. Estimating the organic carbon stabilisation capacity and saturation deficit of soils: a New Zealand case study. **Biogeochemistry**, v. 120, n. 1-3, p. 71-87, 2014.

BENBI, D. K.; BOPARAI, A. K.; BRAR, K. Decomposition of particulate organic matter is more sensitive to temperature than the mineral associated organic matter. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 70, n. 0, p. 183-192, 2014.

BOENI, M.; BAYER, C.; DIECKOW, J.; CONCEIÇÃO, P. C.; DICK, D. P.; KNICKER, H.; SALTON, J. C.; MACEDO, M. C. M. Organic matter composition in density fractions of Cerrado Ferralsols as revealed by CPMAS ¹³C NMR: Influence of pastureland, cropland and integrated crop-livestock. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 190, n. 0, p. 80-86, 2014.

CAMBARDELLA, C. A.; ELLIOTT, E. T. Carbon and Nitrogen Distribution in Aggregates from Cultivated and Native Grassland Soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 57, n. 4, p. 1071-1076, 1993.

CAMPBELL, C. A.; ZENTNER, R. P.; BOWREN, K. E.; TOWNLEY-SMITH, L.; SCHNITZER, M. Effect of crop rotations and fertilization on soil organic matter and some biochemical properties of a thick Black Chernozem. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 71, n. 3, p. 377-387, 1991.

CARTER, M. R. Influence of reduced tillage systems on organic matter, microbial biomass, macro-aggregate distribution and structural stability of the surface soil in a humid climate. **Soil and Tillage Research**, v. 23, n. 4, p. 361-372, 1992.

CASTELLANO, M. J.; MUELLER, K. E.; OLK, D. C.; SAWYER, J. E.; SIX, J. Integrating Plant Litter Quality, Soil Organic Matter Stabilization and the Carbon Saturation Concept. **Global Change Biology**, p. n/a-n/a, 2015.

CHRISTENSEN, B. Physical Fractionation of Soil and Organic Matter in Primary Particle Size and Density Separates. In: STEWART, B. A. (Ed.). **Advances in Soil Science**: Springer New York, v.20, 1992. cap. 1, p.1-90. (Advances in Soil Science). ISBN 978-1-4612-7724-8.

CHRISTENSEN, B. T.; SØRENSEN, L. H. The distribution of native and labelled carbon between soil particle size fractions isolated from long-term incubation experiments. **Journal of Soil Science**, v. 36, n. 2, p. 219-229, 1985.

CHUNG, H.; GROVE, J. H.; SIX, J. Indications for Soil Carbon Saturation in a Temperate Agroecosystem. **Soil Science Society of America Journal**, v. 72, n. 4, p. 1132-1139, 2008.

CHUNG, H.; NGO, K. J.; PLANTE, A.; SIX, J. Evidence for Carbon Saturation in a Highly Structured and Organic-Matter-Rich Soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 74, n. 1, p. 130-138, 2010.

CONCEIÇÃO, P. C.; DIECKOW, J.; BAYER, C. Combined role of no-tillage and cropping systems in soil carbon stocks and stabilization. **Soil and Tillage Research**, v. 129, n. 0, p. 40-47, 2013.

COURTIER-MURIAS, D.; SIMPSON, A. J.; MARZADORI, C.; BALDONI, G.; CIAVATTA, C.; FERNÁNDEZ, J. M.; LÓPEZ-DE-SÁ, E. G.; PLAZA, C. Unraveling the long-term stabilization mechanisms of organic materials in soils by physical fractionation and NMR spectroscopy. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 171, n. 0, p. 9-18, 2013.

DENEF, K.; SIX, J.; MERCKX, R.; PAUSTIAN, K. Carbon Sequestration in Microaggregates of No-Tillage Soils with Different Clay Mineralogy. **Soil Science Society of America Journal**, n. 6, 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**, v. 39, n. 5, p. 1165-1172, 2007.

DICK, W. A. Organic Carbon, Nitrogen, and Phosphorus Concentrations and pH in Soil Profiles as Affected by Tillage Intensity. **Soil Science Society of America Journal**, v. 47, n. 1, p. 102-107, 1983.

DIECKOW, J.; BAYER, C.; CONCEIÇÃO, P. C.; ZANATTA, J. A.; MARTIN-NETO, L.; MILORI, D. B. M.; SALTON, J. C.; MACEDO, M. M.; MIELNICZUK, J.; HERNANI, L. C. Land use, tillage, texture and organic matter stock and composition in tropical and subtropical Brazilian soils. **European Journal of Soil Science**, v. 60, n. 2, p. 240-249, 2009a.

DIECKOW, J.; BAYER, C.; CONCEIÇÃO, P. C.; ZANATTA, J. A.; MARTIN-NETO, L.; MILORI, D. B. M.; SALTON, J. C.; MACEDO, M. M.; MIELNICZUK, J.; HERNANI, L. C. Land use, tillage, texture and organic matter stock and composition in tropical and subtropical Brazilian soils. **European Journal of Soil Science**, v. 60, n. 2, p. 240-249, 2009b.

DIEKOW, J.; MIELNICZUK, J.; KNICKER, H.; BAYER, C.; DICK, D.; KÖGEL-KNABNER, I. Carbon and nitrogen stocks in physical fractions of a subtropical Acrisol as influenced by long-term no-till cropping systems and N fertilisation. **Plant and Soil**, v. 268, n. 1, p. 319-328, 2005.

DU, Z.; REN, T.; HU, C.; ZHANG, Q. Transition from intensive tillage to no-till enhances carbon sequestration in microaggregates of surface soil in the North China Plain. **Soil and Tillage Research**, v. 146, p. 26-31, 2015.

DUNGAIT, J. A. J.; HOPKINS, D. W.; GREGORY, A. S.; WHITMORE, A. P. Soil organic matter turnover is governed by accessibility not recalcitrance. **Global Change Biology**, v. 18, n. 6, p. 1781-1796, 2012.

ELLERT, B. H.; BETTANY, J. R. Calculation of organic matter and nutrients stored in soils under contrasting management regimes. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 75, n. 4, p. 529-538, 1995.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Centro Nacional de Pesquisa de Solos: Rio de Janeiro, 2013. 353.

FENG, W.; PLANTE, A. F.; SIX, J. Improving estimates of maximal organic carbon stabilization by fine soil particles. **Biogeochemistry**, v. 112, n. 1-3, p. 81-93, 2013.

FRANZLUEBBERS, A. J. Water infiltration and soil structure related to organic matter and its stratification with depth. **Soil and Tillage Research**, v. 66, n. 2, p. 197-205, 2002.

FUNAKAWA, S.; FUJII, K.; KADONO, A.; WATANABE, T.; KOSAKI, T. Could Soil Acidity Enhance Sequestration of Organic Carbon in Soils? In: HARTEMINK, A. E. e MCSWEENEY, K. (Ed.). **Soil Carbon**: Springer International Publishing, 2014. cap. 22, p.209-216. (Progress in Soil Science). ISBN 978-3-319-04083-7.

GARBUIO, F. J.; JONES, D. L.; ALLEONI, L. R. F.; MURPHY, D. V.; CAIRES, E. F. Carbon and Nitrogen Dynamics in an Oxisol as Affected by Liming and Crop Residues under No-Till. **Soil Science Society of America Journal**, n. 5, p. 1723-1730, 2011.

GOLCHIN, A.; OADES, J. M.; SKJEMSTAD, J. O.; CLARKE, P. Study of free and occluded particulate organic matter in soils by solid state ^{13}C Cp/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy. **Soil Research**, v. 32, n. 2, p. 285-309, 1994.

GREGORICH, E. G.; BEARE, M. H.; MCKIM, U. F.; SKJEMSTAD, J. O. Chemical and Biological Characteristics of Physically Uncomplexed Organic Matter. **Soil Science Society of America Journal**, n. 3, p. 975-985, 2006.

GULDE, S.; CHUNG, H.; AMELUNG, W.; CHANG, C.; SIX, J. Soil Carbon Saturation Controls Labile and Stable Carbon Pool Dynamics. **Soil Science Society of America Journal**, v. 72, n. 3, p. 605-612, 2008.

HASSINK, J. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. **Plant and Soil**, v. 191, n. 1, p. 77-87, 1997.

HAYNES, R. J. Labile Organic Matter Fractions as Central Components of the Quality of Agricultural Soils: An Overview. In: (Ed.). **Advances in Agronomy**: Academic Press, v. Volume 85, 2005. p.221-268. ISBN 0065-2113.

HOUGHTON, R. A. The Contemporary Carbon Cycle. In: TUREKIAN, H. D. H. K. (Ed.). **Treatise on Geochemistry (Second Edition)**. Oxford: Elsevier, 2014. p.399-435. ISBN 978-0-08-098300-4.

JAGADAMMA, S.; LAL, R. Distribution of organic carbon in physical fractions of soils as affected by agricultural management. **Biology and Fertility of Soils**, v. 46, n. 6, p. 543-554, 2010.

KAHLON, M. S.; LAL, R.; ANN-VARUGHESE, M. Twenty two years of tillage and mulching impacts on soil physical characteristics and carbon sequestration in Central Ohio. **Soil and Tillage Research**, v. 126, n. 0, p. 151-158, 2013.

KEMMITT, S. J.; WRIGHT, D.; GOULDING, K. W. T.; JONES, D. L. pH regulation of carbon and nitrogen dynamics in two agricultural soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 38, n. 5, p. 898-911, 2006.

KIMETU, J.; LEHMANN, J.; NGOZE, S.; MUGENDI, D.; KINYANGI, J.; RIHA, S.; VERCHOT, L.; RECHA, J.; PELL, A. Reversibility of Soil Productivity Decline with Organic Matter of Differing Quality Along a Degradation Gradient. **Ecosystems**, v. 11, n. 5, p. 726-739, 2008.

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**, v. 85, n. 1, p. 9-24, 2007.

KÖGEL-KNABNER, I.; GUGGENBERGER, G.; KLEBER, M.; KANDELER, E.; KALBITZ, K.; SCHEU, S.; EUSTERHUES, K.; LEINWEBER, P. Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 171, n. 1, p. 61-82, 2008.

KONG, A. Y. Y.; SIX, J.; BRYANT, D. C.; DENISON, R. F.; VAN KESSEL, C. The Relationship between Carbon Input, Aggregation, and Soil Organic Carbon Stabilization in Sustainable Cropping Systems. **Soil Science Society of America Journal**, v. 69, n. 4, p. 1078-1085, 2005.

LAL, R. Tillage effects on soil degradation, soil resilience, soil quality, and sustainability. **Soil and Tillage Research**, v. 27, n. 1-4, p. 1-8, 1993.

LAL, R. Soil degradation by erosion. **Land Degradation & Development**, v. 12, n. 6, p. 519-539, 2001.

LE QUÉRE, C.; PETERS, G. P.; ANDRES, R. J.; ANDREW, R. M.; BODEN, T. A.; CIAIS, P.; FRIEDLINGSTEIN, P.; HOUGHTON, R. A.; MARLAND, G.; MORIARTY, R.; SITCH, S.; TANS, P.; ARNETH, A.; ARVANITIS, A.; BAKKER, D. C. E.; BOPP, L.; CANADELL, J. G.; CHINI, L. P.; DONEY, S. C.; HARPER, A.; HARRIS, I.; HOUSE, J. I.; JAIN, A. K.; JONES, S. D.; KATO, E.; KEELING, R. F.; KLEIN GOLDEWIJK, K.; KÖRTZINGER, A.; KOVEN, C.; LEFÈVRE, N.; MAIGNAN, F.; OMAR, A.; ONO, T.; PARK, G. H.; PFEIL, B.; POULTER, B.; RAUPACH, M. R.; REGNIER, P.; RÖDENBECK, C.; SAITO, S.; SCHWINGER, J.; SEGSCHNEIDER, J.; STOCKER, B. D.; TAKAHASHI, T.; TILBROOK, B.; VAN HEUVEN, S.; VIOVY, N.; WANNINKHOF, R.; WILTSHIRE, A.; ZAEHLE, S. Global carbon budget 2013. **Earth System Science Data Discussions**, v. 6, n. 1, p. 235-263, 2014.

LÜTZOW, M. V.; KÖGEL-KNABNER, I.; EKSCHMITT, K.; MATZNER, E.; GUGGENBERGER, G.; MARSCHNER, B.; FLESSA, H. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. **European Journal of Soil Science**, v. 57, n. 4, p. 426-445, 2006.

MAACK, R. Classificação do clima do Estado do Paraná. **Livraria José Olímpio Editora SA, Rio de Janeiro, Brazil**, 1981.

OLIVEIRA-FILHO, A. T.; RATTER, J. A. A study of the origin of central Brazilian forests by the analysis of plant species distribution patterns. **Edinburgh Journal of Botany**, v. 52, n. 02, p. 141-194, 1995.

PANETTIERI, M.; KNICKER, H.; MURILLO, J. M.; MADEJÓN, E.; HATCHER, P. G. Soil organic matter degradation in an agricultural chronosequence under different tillage regimes evaluated by organic matter pools, enzymatic activities and CPMAS ¹³C NMR. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 78, n. 0, p. 170-181, 2014.

PAUL, E. A.; MORRIS, S. J.; CONANT, R. T.; PLANTE, A. F. Does the Acid Hydrolysis–Incubation Method Measure Meaningful Soil Organic Carbon Pools? **Soil Science Society of America Journal**, v. 70, n. 3, p. 1023, 2006.

PES, L. Z.; AMADO, T. J. C.; LA SCALA JR, N.; BAYER, C.; FIORIN, J. E. The primary sources of carbon loss during the crop-establishment period in a subtropical Oxisol under contrasting tillage systems. **Soil and Tillage Research**, v. 117, n. 0, p. 163-171, 2011.

PINHEIRO, E. F. M.; DE CAMPOS, D. V. B.; BALIEIRO, F. D.; DOS ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G. Tillage systems effects on soil carbon stock and physical fractions of soil organic matter. **Agricultural Systems**, v. 132, n. 0, p. 35-39, 2015.

PLANTE, A. F.; CONANT, R. T.; PAUL, E. A.; PAUSTIAN, K.; SIX, J. Acid hydrolysis of easily dispersed and microaggregate-derived silt- and clay-sized fractions to isolate resistant soil organic matter. **European Journal of Soil Science**, v. 57, n. 4, p. 456-467, 2006a.

PLANTE, A. F.; CONANT, R. T.; STEWART, C. E.; PAUSTIAN, K.; SIX, J. Impact of Soil Texture on the Distribution of Soil Organic Matter in Physical and Chemical Fractions. **Soil Science Society of America Journal**, v. 70, n. 1, p. 287, 2006b.

PLAZA, C.; COURTIER-MURIAS, D.; FERNÁNDEZ, J. M.; POLO, A.; SIMPSON, A. J. Physical, chemical, and biochemical mechanisms of soil organic matter stabilization under conservation tillage systems: A central role for microbes and microbial by-products in C sequestration. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 57, n. 0, p. 124-134, 2013.

PLAZA, C.; FERNÁNDEZ, J. M.; PEREIRA, E. I. P.; POLO, A. A Comprehensive Method for Fractionating Soil Organic Matter Not Protected and Protected from Decomposition by Physical and Chemical Mechanisms. **CLEAN – Soil, Air, Water**, v. 40, n. 2, p. 134-139, 2012.

PRASUHN, V. On-farm effects of tillage and crops on soil erosion measured over 10 years in Switzerland. **Soil and Tillage Research**, v. 120, n. 0, p. 137-146, 2012.

PUGET, P.; LAL, R. Soil organic carbon and nitrogen in a Mollisol in central Ohio as affected by tillage and land use. **Soil and Tillage Research**, v. 80, n. 1–2, p. 201-213, 2005.

RAWLS, W. J.; PACHEPSKY, Y. A.; RITCHIE, J. C.; SOBECKI, T. M.; BLOODWORTH, H. Effect of soil organic carbon on soil water retention. **Geoderma**, v. 116, n. 1–2, p. 61-76, 2003.

REIS, C. E. S. D.; DICK, D. P.; CALDAS, J. D. S.; BAYER, C. Carbon sequestration in clay and silt fractions of Brazilian soils under conventional and no-tillage systems. **Scientia Agricola**, v. 71, n. 4, p. 292-301, 2014.

ROSCOE, R.; BUURMAN, P.; VELTHORST, E. J.; VASCONCELLOS, C. A. Soil organic matter dynamics in density and particle size fractions as revealed by the ¹³C/¹²C isotopic ratio in a Cerrado's oxisol. **Geoderma**, v. 104, n. 3–4, p. 185-202, 2001.

ROUSK, J.; BROOKES, P. C.; BÅÅTH, E. Contrasting soil pH effects on fungal and bacterial growth suggest functional redundancy in carbon mineralization. **Applied and Environmental Microbiology**, v. 75, n. 6, p. 1589-1596, 2009.

SÁ, J. C. D. M.; CERRI, C. C.; DICK, W. A.; LAL, R.; FILHO, S. P. V.; PICCOLO, M. C.; FEIGL, B. E. Organic Matter Dynamics and Carbon Sequestration Rates for a Tillage Chronosequence in a Brazilian Oxisol. **Soil Science Society of America Journal**, v. 65, n. 5, p. 1486-1499, 2001.

SÁ, J. C. D. M.; CERRI, C. C.; LAL, R.; DICK, W. A.; DE CASSIA PICCOLO, M.; FEIGL, B. E. Soil organic carbon and fertility interactions affected by a tillage chronosequence in a Brazilian Oxisol. **Soil and Tillage Research**, v. 104, n. 1, p. 56-64, 2009.

SÁ, J. C. D. M.; LAL, R. Stratification ratio of soil organic matter pools as an indicator of carbon sequestration in a tillage chronosequence on a Brazilian Oxisol. **Soil and Tillage Research**, v. 103, n. 1, p. 46-56, 2009.

SÁ, J. C. D. M.; SÉGUY, L.; TIVET, F.; LAL, R.; BOUZINAC, S.; BORSZOWSKI, P. R.; BRIEDIS, C.; DOS SANTOS, J. B.; DA CRUZ HARTMAN, D.; BERTOLONI, C. G.; ROSA, J.; FRIEDRICH, T. Carbon Depletion by Plowing and its Restoration by No-Till Cropping Systems in Oxisols of Subtropical and Tropical Agro-Ecoregions in Brazil. **Land Degradation & Development**, v. 26, n. 6, p. 531-543, 2015.

SÁ, J. C. D. M.; TIVET, F.; LAL, R.; BRIEDIS, C.; HARTMAN, D. C.; DOS SANTOS, J. Z.; DOS SANTOS, J. B. Long-term tillage systems impacts on soil C dynamics, soil resilience and agronomic productivity of a Brazilian Oxisol. **Soil and Tillage Research**, v. 136, p. 38-50, 2014.

SANTOS, N. Z. D.; DIECKOW, J.; BAYER, C.; MOLIN, R.; FAVARETTO, N.; PAULETTI, V.; PIVA, J. T. Forages, cover crops and related shoot and root additions in no-till rotations to C sequestration in a subtropical Ferralsol. **Soil and Tillage Research**, v. 111, n. 2, p. 208-218, 2011.

SILVEIRA, M. L.; COMERFORD, N. B.; REDDY, K. R.; COOPER, W. T.; EL-RIFAI, H. Characterization of soil organic carbon pools by acid hydrolysis. **Geoderma**, v. 144, n. 1-2, p. 405-414, 2008.

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**, v. 241, n. 2, p. 155-176, 2002.

SIX, J.; ELLIOTT, E. T.; PAUSTIAN, K. Aggregate and Soil Organic Matter Dynamics under Conventional and No-Tillage Systems. **Soil Science Society of America Journal**, v. 63, n. 5, p. 1350-1358, 1999.

_____. Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 32, n. 14, p. 2099-2103, 2000.

SOLLINS, P.; HOMANN, P.; CALDWELL, B. A. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. **Geoderma**, v. 74, n. 1-2, p. 65-105, 1996.

STEFFENS, M.; KÖLBL, A.; SCHÖRK, E.; GSCHREY, B.; KÖGEL-KNABNER, I. Distribution of soil organic matter between fractions and aggregate size classes in grazed semiarid steppe soil profiles. **Plant and Soil**, v. 338, n. 1-2, p. 63-81, 2011.

STEWART, C. E.; FOLLETT, R. F.; WALLACE, J.; PRUESSNER, E. G. Impact of Biosolids and Tillage on Soil Organic Matter Fractions: Implications of Carbon Saturation for Conservation Management in the Virginia Coastal Plain. **Soil Science Society of America Journal**, v. 76, n. 4, p. 1257-1267, 2012.

STEWART, C. E.; PAUSTIAN, K.; CONANT, R. T.; PLANTE, A. F.; SIX, J. Soil carbon saturation: concept, evidence and evaluation. **Biogeochemistry**, v. 86, n. 1, p. 19-31, 2007.

STEWART, C. E.; PLANTE, A. F.; PAUSTIAN, K.; CONANT, R. T.; SIX, J. Soil Carbon Saturation: Linking Concept and Measurable Carbon Pools. **Soil Science Society of America Journal**, v. 72, n. 2, p. 379-392, 2008.

TAN, Z.; LAL, R.; OWENS, L.; IZAURRALDE, R. C. Distribution of light and heavy fractions of soil organic carbon as related to land use and tillage practice. **Soil and Tillage Research**, v. 92, n. 1-2, p. 53-59, 2007.

TEAM, R. C. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria., 2012.

TIVET, F.; SÁ, J. C. D. M.; LAL, R.; BRIEDIS, C.; BORSZOWSKI, P. R.; DOS SANTOS, J. B.; FARIAS, A.; EURICH, G.; HARTMAN, D. D. C.; NADOLNY JUNIOR, M.; BOUZINAC, S.; SÉGUY, L. Aggregate C depletion by plowing and its restoration by diverse biomass-C inputs under no-till in sub-tropical and tropical regions of Brazil. **Soil and Tillage Research**, v. 126, p. 203-218, 2013a.

TIVET, F.; SÁ, J. C. D. M.; LAL, R.; MILORI, D. M. B. P.; BRIEDIS, C.; LETOURMY, P.; PINHEIRO, L. A.; BORSZOWSKI, P. R.; HARTMAN, D. D. C. Assessing humification and organic C compounds by laser-induced fluorescence and FTIR spectroscopies under conventional and no-till management in Brazilian Oxisols. **Geoderma**, v. 207-208, p. 71-81, 2013b.

UCHIDA, Y.; NISHIMURA, S.; AKIYAMA, H. The relationship of water-soluble carbon and hot-water-soluble carbon with soil respiration in agricultural fields. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 156, p. 116-122, 2012.

VON LÜTZOW, M.; KÖGEL-KNABNER, I.; EKSCHMITT, K.; FLESSA, H.; GUGGENBERGER, G.; MATZNER, E.; MARSCHNER, B. SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 39, n. 9, p. 2183-2207, 2007.

YAN, X.; ZHOU, H.; ZHU, Q. H.; WANG, X. F.; ZHANG, Y. Z.; YU, X. C.; PENG, X. Carbon sequestration efficiency in paddy soil and upland soil under long-term fertilization in southern China. **Soil and Tillage Research**, v. 130, p. 42-51, 2013.

ZHANG, W.; XU, M.; WANG, X.; HUANG, Q.; NIE, J.; LI, Z.; LI, S.; HWANG, S.; LEE, K. Effects of organic amendments on soil carbon sequestration in paddy fields of subtropical China. **Journal of Soils and Sediments**, v. 12, n. 4, p. 457-470, 2012.

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**, v. 95, n. 1–2, p. 196-206, 2007.

CAPÍTULO 2 – SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS PODEM SER SATURADOS EM C? ESTUDO DE INCUBAÇÃO POR LONGO PERÍODO

2.1. RESUMO

O carbono (C) orgânico do solo controla inúmeros ciclos biogeoquímicos nos ecossistemas terrestres. As informações a respeito do potencial de acúmulo de C em solos altamente intemperizados e quando o ponto de saturação de C pode ser alcançado, ainda são escassos. Esse estudo foi baseado na hipótese de que em solos altamente intemperizados (Latosolos), o maior potencial de acúmulo de C está localizado em camadas subsuperficiais do solo e este acúmulo pode ser controlado pela escassez de nutrientes. Esse estudo, realizado em um experimento de incubação de longa duração (30 meses e equivalente a 2,5 anos), teve os seguintes objetivos: (1) avaliar o impacto das emissões de C-CO₂ nas variações de C do solo durante a incubação e (2) avaliar a eficiência do acúmulo de C nas camadas mais profundas do solo onde ocorre a escassez de nutrientes. O estudo de incubação foi constituído por quatro níveis de adições de C-resíduos (0, 6, 12 e 24 Mg C ha⁻¹) adicionados aos 0, 10 e 20 meses, em três camadas de solo (0-20, 20-40 e 40-100 cm) e em três Latossolos de distintas regiões (Ponta Grossa – PG, Londrina – LDN e Lucas do Rio Verde – LRV). A emissão de C-CO₂ foi 19, 9 e 7 % maior na camada de 0-20 do que na de 40-100 cm para PG, LDN e LRV e essa emissão foi associada ao elevado estoque de C antecedente ao experimento e a fertilidade do solo, resultando no maior desenvolvimento e atividade microbiana. Para todos os locais e camadas foi encontrado uma relação linear entre a adição acumulada de C-resíduos com o estoque de C após 30 meses de incubação, indicando que o ponto de saturação de C ainda não foi alcançado e que os solos ainda possuem uma elevada capacidade de acúmulo de C. Os resultados também indicaram maior eficiência de acúmulo de C derivado de resíduos na camada de 0-20 cm do que nas camadas subsuperficiais, indicando que outros fatores, além do déficit de saturação, são importantes para o acúmulo de C. Os resultados permitem afirmar que nas camadas subsuperficiais de solos altamente intemperizados, a escassez de nutrientes, principalmente P, Ca²⁺ e Mg²⁺, são os fatores limitantes para o acúmulo de C. Essa constatação abre uma importante discussão, uma vez que solos altamente intemperizados ocupam uma grande área no globo e podem possuir um enorme potencial de mitigação de CO₂. Portanto, o maior desafio será a identificação de estratégias que promovam o acúmulo de C em camadas até 1 m de profundidade caracterizadas pela escassez de nutrientes.

Palavras-chave: carbono do solo, eficiência de acúmulo de C, escassez de nutrientes, Latossolos

CHAPTER 2 – CAN HIGHLY WEATHERED SOILS BE C SATURATED? A LONG-TERM INCUBATION STUDY

2.2. ABSTRACT

Soil organic carbon (C) controls many biogeochemical cycles in global ecosystems. No-till However, the information about the potential of highly weathered soils to accumulate C, and when the C saturation point may occur is scarce. This study was based on the hypothesis that in highly weathered Oxisols, the large potential to store C is located in the sub-soil than in surface layers and the accumulation potential is associated with nutrient scarcity. This study, performed in a long-term incubation experiment (30 months), had the follow objectives: (i) assess the effect of CO₂-C emission on C variation during soil incubation; and (ii) evaluate the C accumulation efficiency in the deep soil layers with nutrient scarcity. The incubation study was performed by four amount of C inputs (0, 6, 12 and 24 Mg C ha⁻¹) added at 0, 10 and 20-months, in three soil layers (0-20, 20-40 and 40-100 cm), for three highly Brazilian weathered Oxisols (Ponta Grossa – PG, Londrina – LDN and Lucas do Rio Verde – LRV. CO₂-C emission was 19.0, 9.0 and 7.0 % higher in the 0-20 cm than those in 40-100 cm layer for PG, LDN and LRV sites respectively, which was associate with higher pre-existing C and fertility status. For all sites and layers, there was a positive and linear relationship between cumulative C inputs with C stock. These results show the C saturation point is not yet achieved and indicate a high C sequestration capacity in these highly weathered soils. The data also indicate a higher C accumulation efficiency for 0-20 cm than those in deep layers, indicating that factors other than C saturation deficit also are important to C accumulation. We conclude that in deep soil layers of highly weathered soils, low pH and nutrient scarcity, especially by P, Ca²⁺ and Mg²⁺, was the driving force to limiting C accumulation. This affirmation open an important discussion because these soils occupy a large area in the world and can be a large sink to mitigate atmospheric CO₂-C. Therefore, major challenge lies in identifying strategies to promote more C in deep soil layers characterized by nutrient scarcity.

Key words: soil carbon, C accumulation efficiency, nutrient scarcity, Oxisol

2.3. INTRODUÇÃO

O estoque de carbono (C) orgânico do solo é governado por dois fatores principais: a entrada de resíduos controlada pela produção primária líquida, e pela taxa de decomposição devido ao processo de oxidação do C pela microbiota (LÜTZOW et al., 2006). Nesse sentido, vários estudos, conduzidos em diversos tipos de solos e ambientes, têm demonstrado que o acúmulo de C responde de forma linear às adições de C-resíduos (LARSON et al., 1972; KONG et al., 2005; BAYER et al., 2006; KUNDU et al., 2007; SÁ et al., 2014; SÁ et al., 2015). Entretanto, alguns estudos também têm indicado uma resposta nula em camadas superficiais do solo no acúmulo de C após longo período de adições de C (CAMPBELL et al., 1991; GULDE et al., 2008; CHUNG et al., 2010). Essa ausência na relação entre o acúmulo de C e as adições de C indica o estado finito da capacidade de acúmulo de C no solo, sugerindo a ocorrência do nível de saturação de C (SIX et al., 2002). A maioria desses estudos reportando a saturação de C foram conduzidos em solos com elevado conteúdo de C e localizados em regiões temperadas (GULDE et al., 2008; STEWART et al., 2008; CHUNG et al., 2010; STEWART et al., 2012; POIRIER et al., 2013; FENG et al., 2014). Esses solos possuem baixo déficit de saturação de C – diferença entre o potencial teórico de saturação com o conteúdo atual de C conforme postulado por Stewart et al. (2007). Entretanto, em solos altamente intemperizados o conhecimento sobre os mecanismos e ponto de saturação de C ainda são escassos (SANTOS et al., 2011; REIS et al., 2014).

Os solos altamente intemperizados ocupam 23 % da superfície nos trópicos (MICHÉLI et al., 2006), e representam elevado potencial em sequestrar C com impacto em escala global. Do ponto de vista químico, mineralógico e na estabilização do C, esses solos são muito diferentes dos solos desenvolvidos em regiões temperadas (SPOSITO, 2008). Solos altamente intemperizados são caracterizados pelas argilas do tipo 1:1 (caulinita), apresentando elevado conteúdo de óxidos e hidróxidos de Fe e Al (hematita, goetita e gibsitita) e a formação de cargas negativas dependente do pH (SCHAEFER; FABRIS; KER, 2008). Além disso, os Latossolos caracterizam-se pela baixa fertilidade natural, com elevada acidez e concentração de alumínio trocável (Al^{3+}), baixo conteúdo de bases trocáveis (Ca^{2+} e Mg^{2+}) e escassez de fósforo (P), principalmente em camadas subsuperficiais do solo (PAVAN; BINGHAM; PRATT, 1982; RITCHEY; SILVA; COSTA, 1982; CAIRES et al., 1998; CAIRES et al., 2005; SÁ et al., 2009). Como resposta a essas restrições, a atividade da biomassa microbiana pode ser severamente restringida (CLEVELAND; TOWNSEND; SCHMIDT, 2002).

Nos últimos anos, ensaios de incubação em laboratório têm proporcionado grande avanço no conhecimento dos mecanismos e processos que envolvem a migração, estabilização e saturação de C no solo (STEWART et al., 2008; KIMETU et al., 2009; POIRIER et al., 2013). Além disso, forneceram as bases para o entendimento dos efeitos da saturação de C, permitindo uma oportunidade de avaliar o impacto das adições de C-resíduos na estabilização de C de solos com diferentes déficits de saturação de C (STEWART et al., 2008). Estudos de incubação em laboratório, baseados no controle de fatores que afetam o desenvolvimento da biomassa microbiana (temperatura e umidade), permitem o ajuste das condições para a criação de um ambiente ótimo para a ciclagem de C (JASTROW; AMONETTE; BAILEY, 2007; CURTIN; BEARE; HERNANDEZ-RAMIREZ, 2012). Adicionalmente, experimentos de incubação de longa duração são importantes para acessar simultaneamente os fluxos de CO₂ e as variações de C, baseados em adições de C-resíduos (KUZUYAKOV, 2011).

O presente estudo foi conduzido para testar a hipótese de que o maior potencial de acúmulo de C em solos altamente intemperizados, está localizado nas camadas subsuperficiais do solo que são pobres em C e este potencial de acúmulo é parcialmente governado pela escassez de nutrientes. Para verificar essa hipótese, amostras de solos foram obtidas de unidades experimentais há longo período em plantio direto (PD) (enquadrado no conceito que incluem os três pilares: ausência de revolvimento, cobertura permanente e diversificação de culturas) de experimentos de longa duração em sistemas de manejo. As camadas amostradas foram: 0-20, 20-40 e 40-100 cm. Esses tratamentos e profundidades amostradas possuem conteúdo de C e atributos de fertilidade contrastante, possibilitando as condições necessárias para o aprofundamento sobre os mecanismos que governam a saturação de C no solo. Assim, os objetivos desse estudo foram: (1) avaliar as variações de C relacionado com as emissões de C-CO₂ nas camadas amostradas do solo, em resposta a adição de C-resíduos e (2) avaliar a eficiência de acúmulo de C e o potencial de saturação de C em camadas de solos altamente intemperizados de regiões tropicais e subtropicais do Brasil.

2.4. MATERIAIS E MÉTODOS

2.4.1. Localização e descrição geral

Para a realização desse estudo foram escolhidos três experimentos de longa duração em PD em Latossolos, localizados em agroecossistemas contrastantes no Brasil. Os locais selecionados foram: (a) Ponta Grossa (PG), representando uma região subtropical no sul do Brasil; (b) Londrina (LDN), caracterizado por um ambiente de transição entre o clima subtropical e tropical e (c) Lucas do Rio Verde (LRV), representando um clima tropical típico. Detalhes adicionais dos experimentos de campo foram descritos no capítulo 1 (vide pág. 26-29).

2.4.2. Coleta de solo e procedimento de incubação

Amostras de solos foram obtidas em 2009 em PG e LRV, e 2012 em LDN nas camadas de 0-20, 20-40 e 40-100 cm de profundidade. Os solos foram secos em estufa a 40 °C, moídos, passados em peneira de 2 mm e estocados em sacos plásticos a temperatura ambiente. Antes do início de experimento de incubação, os solos foram analisados para a determinação das frações granulométricas do solo para definir a classe textural do solo, os atributos de fertilidade, o C-lábil, o C associado aos minerais (C-min) e o déficit de saturação de C (Tabela 2.1).

TABELA 2.1. Dados de atributos da fertilidade e textura do solo, estoque de carbono lábil (C-lábil) e associado aos minerais (C-min) e déficit de saturação de carbono (DSC) nos solos de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV) anterior ao período de incubação.

Local	Camada	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	P- mehlich	N	C	Areia	Silte	Argila	C-lábil	C-min	DSC
	-- cm --	CaCl ₂	--cmol _c kg ⁻¹ --		mg kg ⁻¹			g kg ⁻¹				Mg ha ⁻¹	
PG	0-20	4,9	4,3	2,5	6,7	2,5	42,4	44	316	640	22,4	72,6	0,3
PG	20-40	4,6	2,1	1,5	3,7	1,3	27,5	42	258	700	3,2	56,8	16,2
PG	40-100	4,8	1,8	1,4	3,3	0,8	21,4	40	240	720	3,4	47,6	25,5
LDN	0-20	5,1	4,7	2,6	7,3	1,5	17,9	11	229	760	5,4	37,6	37,4
LDN	20-40	5,1	3,5	1,6	5,1	0,7	9,7	7	313	710	1,4	22,6	52,6
LDN	40-100	5,3	3,4	1,7	5,1	0,4	7,3	7	273	720	1,2	16,2	59,0
LRV	0-20	5,0	3,1	1,7	4,8	1,4	18,5	517	43	440	16,9	33,5	9,9
LRV	20-40	4,6	0,9	0,7	1,6	0,9	10,5	472	48	480	6,3	20,0	26,2
LRV	40-100	4,6	0,6	0,6	1,1	0,7	7,5	423	57	520	3,0	14,8	34,5

O experimento de incubação foi realizado em um delineamento experimental inteiramente casualizado, em arranjo fatorial 3 x 4, com três repetições (Fig. 2.1). Os fatores que constituíram o experimento foram: a) amostras de três camadas do solo: 0-20, 20-40 e 40-

100 cm de profundidade, representando a superfície e subsuperfície do perfil; e b) quatro taxas de adição de C-resíduo: 0, 6, 12 e 24 Mg C ha⁻¹. As taxas de adição de C-resíduo foram definidas com base em estudos anteriores (TIVET et al., 2013b), que indicaram a adição anual média de C nos locais desse estudo, variando de 5 a 8 Mg ha⁻¹. Dessa forma, a dose de 6 Mg C ha⁻¹ representa a média e foram incluídas duas taxas adicionais (2 e 4 vezes superior a média) para testar a dinâmica de saturação de C. As adições de C-resíduo foram aplicadas em três etapas durante o período de incubação, descritas a seguir: (1) no momento de instalação do experimento de incubação e refere-se ao tempo = 0 meses. Nesse momento foi adicionado resíduos de aveia-preta (*Avena strigosa* Schreb) cuja relação C/N era de 22,1; (2) após 10 meses do início da incubação, foi adicionado resíduos de soja (*Glicine max* (L) Merrill) cuja relação C/N era de 19,4 e (3) após 20 meses do início da incubação, foi novamente adicionado resíduos de aveia-preta. Ao final dos 30 meses de incubação (equivalente a 2,5 anos), a quantidade total de C-resíduo adicionada foi de 0, 18, 36 e 72 Mg C ha⁻¹.

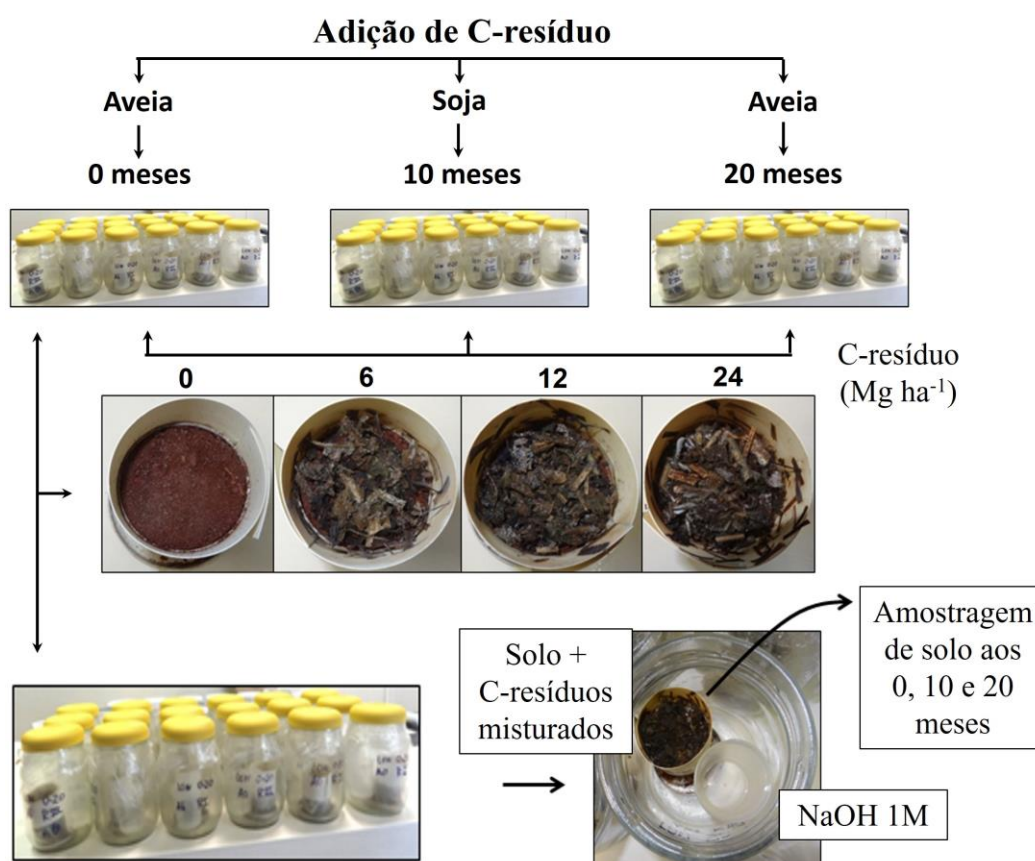


FIGURA 2.1. Resumo do experimento de incubação.

Disposição dos frascos em delineamento inteiramente casualizado, em arranjo fatorial 3 x 4, com três repetições. Aos 0, 10 e 20 meses foram adicionados resíduos de aveia, soja e aveia, respectivamente, nas taxas de 0, 6, 12 e 24 Mg C ha⁻¹ alcançando a adição acumulada de 0, 18, 36 e 72 Mg C ha⁻¹ ao final dos 30 meses de incubação. Avaliações periódicas da emissão de C-CO₂ foram realizados através da captura de CO₂ com NaOH e titulação com HCl. Aos 5, 10, 20 e 30 meses foi coletado solos para análise dos estoques de carbono.

Os frascos para incubação foram constituídos de 40 g de solo (para cada um dos três locais e três camadas) misturados a cada taxa de C-resíduo (cortado em pedaços de 2 a 8 mm), os quais foram alocados em potes de vidro de 1 L com vedação total. Durante o período de incubação, os frascos foram mantidos no escuro, com temperatura controlada (28 ± 2 °C) e a umidade do solo foi mantida na capacidade de campo. A determinação da capacidade de campo (CC) foi realizada através do preenchimento de uma proveta de 100 mL com solo (peneirado 2 mm) e posterior umedecimento para que a frente de molhamento atingisse 40 a 50 % do volume do solo. A proveta foi coberta com papel alumínio e deixada em repouso por 12 horas para atingir o equilíbrio. Uma amostra de solo do meio da proveta foi pesada (peso úmido), seca em estufa a 105 °C e pesada novamente (peso seco). A CC (%) foi determinada pelo uso da equação: $CC = (\text{peso úmido} / \text{peso seco}) / \text{peso seco} \times 100$. A manutenção do volume de água nos frascos foi controlada com o peso de cada frasco (peso inicial conhecido e na capacidade de campo) e adicionado a quantidade necessária para da capacidade de campo.

2.4.3. Emissão de C-CO₂

A determinação da emissão de C-CO₂ das amostras incubadas seguiu o procedimento proposto por Jenkinson; Powlson (1976). Resumidamente, em cada tratamento, foi adicionado um béquer com 10 mL de solução de NaOH (1 mol L⁻¹) ao lado da amostra de solo, os quais foram alocados dentro de um frasco de vidro de 1L, fechado hermeticamente. O C-CO₂ foi capturado na solução de NaOH e os carbonatos foram precipitados com uma solução de BaCl₂. A emissão de C-CO₂ foi determinada por titulação do excesso de NaOH com o uso de HCl (0,5 mol L⁻¹) e fenolftaleína como indicador. Frascos de controle, somente com NaOH, foram usados como branco para corrigir os resultados. Durante o período de incubação, a emissão de C-CO₂ foi determinada em três fases: 1ª fase – adição de resíduos de aveia (0 – 10 meses de incubação): determinações realizadas aos 2, 4, 9, 15, 36, 75, 114, 150, 179, 212, 241, 274 e 317 dias do início da incubação; 2ª fase – adição de resíduos de soja (10 – 20 meses de incubação): determinações realizadas aos 319, 322, 326, 336, 352, 378, 410, 445, 479, 504, 536, 561 e 589 dias do início da incubação; 3ª fase – adição de resíduos de aveia (20 – 30 meses de incubação) – determinações realizadas aos 592, 595, 599, 605, 614, 631, 661, 690, 723, 760, 788, 822, 855 e 871 dias do início da incubação. A cada data de leitura, os frascos contendo a solução de NaOH eram substituídos por outro com nova solução.

2.4.4. Determinação do carbono do solo e cálculos

Ao final de cada fase de incubação (10, 20 e 30 meses), cada tratamento foi coletado de forma destrutiva e secos a 40 °C. Os resíduos não decompostos e remanescentes (> 2 mm) foram removidos e o solo foi finamente moído (< 150 µm) para análise de C.

O conteúdo de C foi determinado por combustão seca em um determinador elementar de CN (TruSpec CN, LECO, St Joseph, MI, USA). Estudos prévios não acusaram a presença de carbonatos nesses solos (SÁ et al., 2013), e o carbono total determinado por combustão seca foi considerado como carbono orgânico do solo. Os estoques de C determinados para cada tratamento, foram calculados com base no conteúdo de C, densidade do solo e espessura da camada. Nesse estudo de incubação o cálculo do estoque foi corrigido pela massa equivalente da camada de 0-20 considerando a densidade do solo de 1,2 Mg m⁻³ (média de 10 repetições). O cálculo para as demais profundidades foi proporcional a camada de 0-20.

A variação no estoque de C do solo após o período de incubação (Δ estoque de C) foi calculado para cada tratamento através da eq. 1:

$$\Delta \text{ estoque de C} = \text{estoque de } C_n - \text{estoque de } C_i \quad (\text{Eq.1})$$

onde, Δ *estoque de C* é variação no estoque de C do solo, expresso em Mg ha⁻¹, após cada período *n* de incubação; *estoque de C_n* é o estoque de C do solo medido aos 10, 20 e 30 meses após o início de incubação (*C₁₀*, *C₂₀* e *C₃₀*); *estoque de C_i* é estoque de C do solo medido no início do experimento.

==> Exemplo (PG, camada de 0-20 cm, adição de 0 Mg C ha⁻¹):

==> O estoque de C do solo após 30 meses de incubação (*C₃₀*) foi de 91,2 Mg ha⁻¹ e o estoque inicial foi de 102,7 Mg ha⁻¹, então:

==> Δ *estoque de C* = 91,2 – 102,7 = - 11,5 Mg ha⁻¹

O Δ *estoque de C* do tratamento sem adição de C-resíduo serviu como referência para o cálculo do estoque acumulado de C que foi derivado da adição de C-resíduos, após o período total de incubação (30 meses), eq. 2.

$$\text{Estoque de C-DRC} = \Delta \text{ estoque de } C_{\text{taxas}} - \Delta \text{ estoque de } C_{\text{controle}} \quad (\text{Eq. 2})$$

onde, *estoque de C-DRC* é o estoque de C, expresso em Mg ha⁻¹, derivado somente da adição de C-resíduos após o período de incubação; Δ *estoque de C_{taxas}* é a variação do estoque de C nos tratamentos com adição de taxas diferenciadas de C-resíduo (18, 32 e 72 Mg C ha⁻¹); Δ *estoque de C_{controle}* é a variação do estoque de C no tratamento sem adição de C-resíduo (0 Mg C ha⁻¹).

==> Exemplo (PG, camada de 0-20 cm):

==> O Δ estoque de C_{taxas} para adição de 72 Mg C ha^{-1} foi de $2,6 \text{ Mg ha}^{-1}$ e Δ estoque de $C_{controle}$ (adição de 0 Mg C ha^{-1}) foi de $-11,5 \text{ Mg ha}^{-1}$, então:

==> estoque de C-DRC = $2,6 - (-11,5) = 14,1 \text{ Mg ha}^{-1}$

A eficiência de acúmulo de C (estoque) foi calculada através do estoque de C-DRC com a taxa de adição de C-resíduos e foi expressa como porcentagem (%), eq. 3.

$$\text{Eficiência de acúmulo de C-DRC} = (\text{estoque de C-DRC} / \text{taxa de C-resíduo}) \times 100 \quad (\text{Eq. 3})$$

onde, *eficiência de acúmulo de C* é a porcentagem do C-resíduo adicionado que foi convertido em C do solo; *estoque de C-DRC* é o estoque de C derivado de determinada taxa de adição de C-resíduos; *taxa de C-resíduo* é a taxa de C-resíduo adicionada para a obtenção do referido *estoque de C-DRC*.

==> Exemplo (PG, camada de 0-20 cm):

==> O estoque de C-DRC para a taxa de 72 Mg C ha^{-1} foi de $14,1 \text{ Mg ha}^{-1}$, então:

==> eficiência de acúmulo de C = $(14,1 / 72) \times 100 = 19,6 \%$

O déficit de saturação de C para todos os locais e camadas foi calculado usando o valor da capacidade máxima protetiva da fração silte+argila para solos 1:1 proposto por Six et al. (2002) e o conteúdo atual de C, eq. 4.

$$\text{Déficit de saturação de C} = \text{capacidade protetiva} - \text{estoque de C} \quad (\text{Eq. 4})$$

onde, *déficit de saturação de C* é a diferença entre o nível teórico de saturação de C com o conteúdo atual de C; *conteúdo de C* é o conteúdo de C associado aos minerais (silte+argila); *capacidade protetiva* = $0,26 \times (\% \text{ silte} + \text{argila}) + 5,5$ (Six et al., 2002).

2.4.5. Análise estatística

Os dados foram analisados de forma independente para cada local. Todos os dados foram distribuídos de forma normal pelo teste de Shapiro-Wilk. A emissão acumulada de C-CO₂ e a eficiência de acúmulo de C-DRC foram submetidos a análise de variância (ANOVA) e quando os valores de F foram significativos, as médias foram comparadas pelo teste de LSD ao nível de 5 % de probabilidade ($P < 0,05$). Para avaliar a variação temporal do C ao longo do período de incubação, foi realizada uma análise independente para cada local e camada. Assim, as médias dos estoques de C em cada período de incubação e dentro de cada adição de C-resíduo

foram comparadas pela diferença mínima significativa (LSD, $P < 0,05$). Regressão linear foi usada para determinar a relação entre o estoque de C do solo antecedente ao experimento e o déficit de saturação de C com a emissão acumulada de C-CO₂. Para avaliar o comportamento de saturação de C nos solos, regressões lineares foram ajustadas entre as adições de C-resíduos com os estoques de C do solo após o período de incubação, para todos os locais e camadas. Além disso, foram realizadas a correlação de Pearson e a análise de componentes principais (PCA) entre os atributos da fertilidade, o déficit de saturação de C, a eficiência de acúmulo de C-DRC e a emissão acumulada de C-CO₂. Todos os cálculos estatísticos foram realizados através do programa R (TEAM, 2012).

2.5. RESULTADOS

2.5.1. Propriedades do solo

Os resultados das amostras de solo antes da incubação, constataram marcante decréscimo nos atributos de fertilidade (Ca^{2+} , Mg^{2+} e P) e incremento na acidez com o aumento da profundidade para os três locais, com ênfase em LRV (Tabela 2.1). Em todos os locais, os estoques de C antecedente ao experimento, de C-lábil e de C-Min foram superiores na camada de 0-20 cm do que nas camadas de 20-40 e 40-100 cm de profundidade, representando uma amplitude desses atributos ao longo do perfil, cujo déficit de saturação de C cresceu com o aumento da profundidade.

2.5.2. Emissão de C-CO₂

Após 30 meses de incubação a emissão acumulada de C-CO₂ sofreu interação entre a adição de C-resíduo e as camadas de solo ($P < 0,05$) (Tabela 2.2).

TABELA 2.2. Emissão acumulada de C-CO₂ após o período de 30 meses de incubação em resposta às adições acumuladas de C-resíduo e camadas de solo de Ponta Grossa, Londrina e Lucas do Rio Verde.

Local	Camada	Adição acumulada de C-resíduo, Mg ha ⁻¹				Coeficiente angular da regressão linear ²
		0	18	36	72	
	cm	----- Mg C-CO ₂ ha ⁻¹ -----				
Ponta Grossa	0-20	8,4 a ¹	19,2 a	27,1 a	40,7 a	1,32 ³
	20-40	3,9 b	15,2 b	23,8 b	38,3 b	1,41
	40-100	3,3 b	14,2 c	23,9 b	38,8 b	1,46
Londrina	0-20	4,4 a	16,3 a	25,5 a	39,8 a	1,45
	20-40	3,9 a	14,8 b	23,9 b	38,7 b	1,43
	40-100	2,6 b	14,2 b	25,0 a	37,4 c	1,43
Lucas do Rio verde	0-20	3,9 a	14,3 a	23,4 a	37,4 a	1,38
	20-40	3,4 a	13,9 a	22,2 b	36,2 b	1,35
	40-100	2,1 b	11,8 b	22,0 b	37,9 a	1,49

¹ Letras iguais comparando camadas dentro de cada local e adição de C-resíduo não diferem entre si pelo teste de LSD ($P < 0,05$).

² Regressão linear ajustou as adições de C-resíduo dentro de cada local e camada.

³ Valores de P para as regressões lineares foram $< 0,001$ para todos os locais e camadas.

A emissão acumulada de C-CO₂ foi superior na camada de 0-20 cm do que a camada de 40-100 cm, exceto em LDN na adição acumulada de 36 Mg C ha⁻¹ e em LRV na adição acumulada de 72 Mg C ha⁻¹. A emissão acumulada de C-CO₂ na camada de 0-20 cm (média das adições de C-resíduos), foi 19, 9 e 7 % superior do que na camada de 40-100 cm em PG,

LDN e LRV, respectivamente. Além disso, na camada de 0-20 cm em PG a emissão acumulada de C-CO₂ foi de 8,4 Mg ha⁻¹ no tratamento sem adição de C-resíduo, sendo duas vezes superior as emissões em LDN e LRV, para a mesma camada e mesma adição de C-resíduo. Constatou-se relação linear positiva ($P < 0,001$) em todos os locais e camadas, entre as adições de C-resíduo e a emissão acumulada de C-CO₂ (Tabela 2.2). Também, a emissão acumulada de C-CO₂ mostrou relação linear positiva com o estoque de C antecedente ao experimento (C-CO₂ (Mg ha⁻¹) = 0,048 C antecedente ao experimento (Mg ha⁻¹) + 18,3; $R^2 = 0,69$; $P < 0,001$; Fig. 2.2).

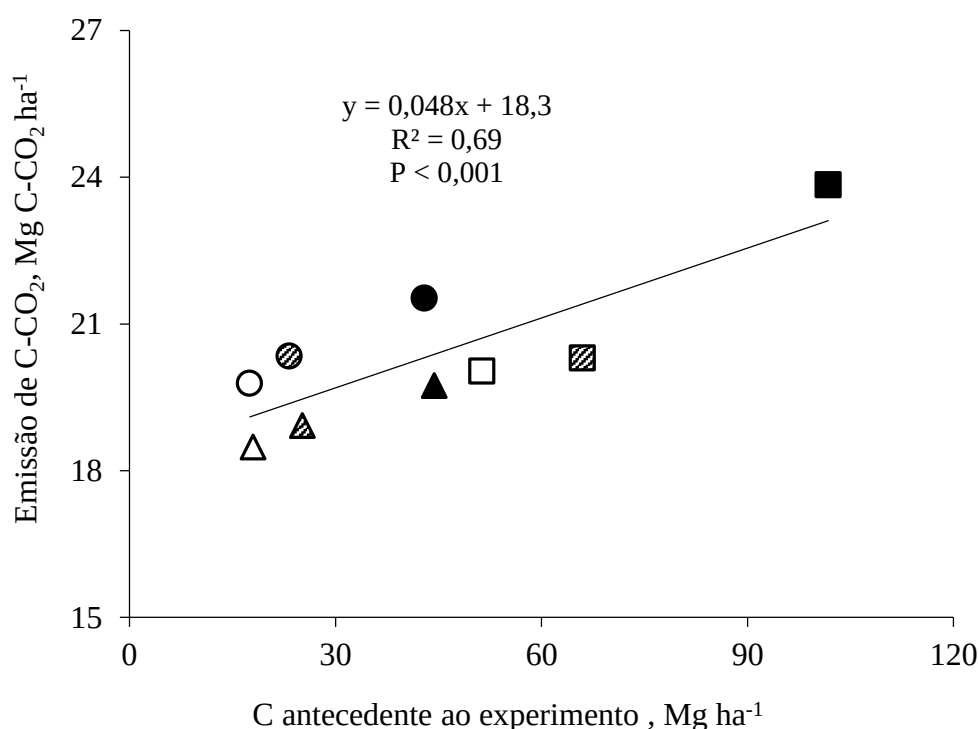


FIGURA 2.2 Relação linear entre a emissão acumulada de C-CO₂ (média das adições de C-resíduo dentro das camadas de 0-20, 20-40 e 40-100 cm) com o estoque de C antecedente ao experimento nas camadas de 0-20, 20-40 e 40-100 cm do solo. □ representa Ponta Grossa, ○ representa Londrina e Δ representa Lucas do Rio Verde. Símbolos preenchidos representam a camada de 0-20 cm, hachurados representam a camada de 20-40 cm e sem preenchimento representam a camada de 40-100 cm.

A emissão de C-CO₂ respondeu de forma similar ao longo do experimento de incubação em todos os locais, camadas e adições de C-resíduo. Assim, a cada adição de C-resíduo nas épocas definidas (0, 10 e 20 meses), ocorreu elevada taxa inicial de emissão, especialmente nas primeiras três semanas. Posteriormente, iniciou-se a estabilização na taxa de emissão, e a curva de emissão acumulada teve um comportamento assintótico (Fig. 2.3).

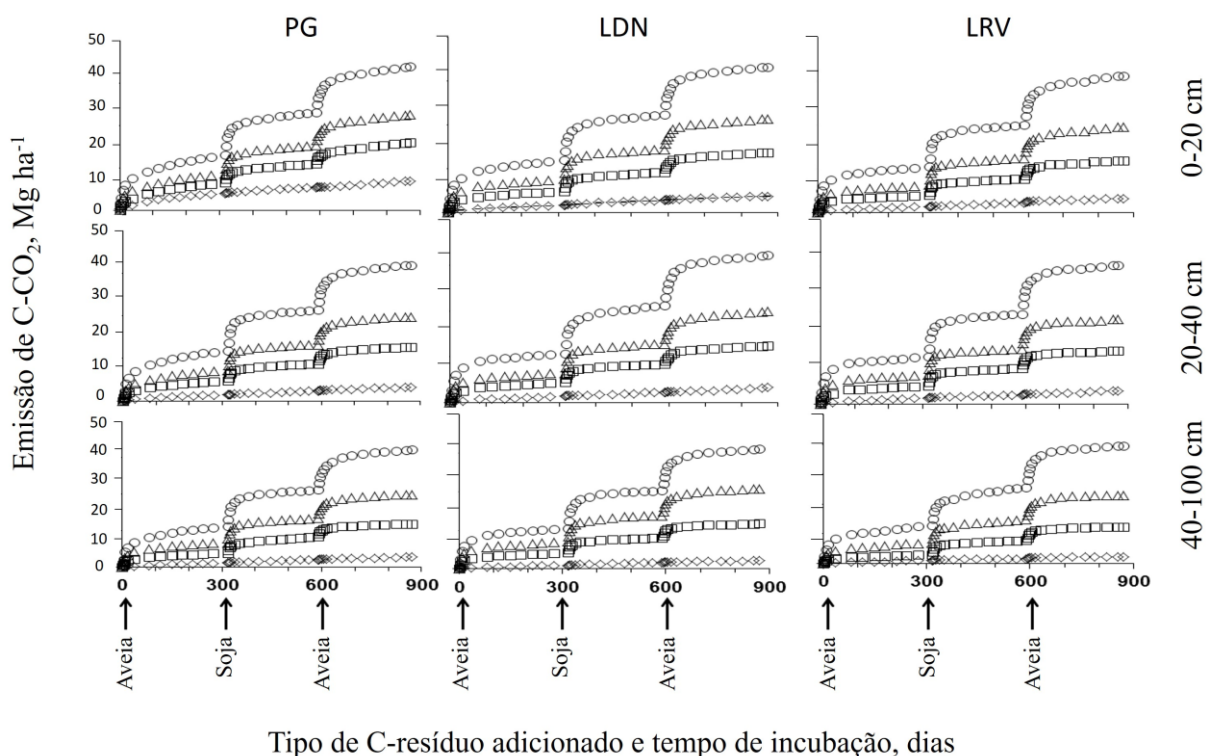


FIGURA 2.3. Emissão de C-CO₂ de amostras de solos coletadas nas camadas de 0-20, 20-40 e 40-100 cm (Ponta Grossa – PG, Londrina – LDN e Lucas do Rio Verde – LRV) em resposta a adições de C-resíduo (◇, □, △ e ○ representa 0, 6, 12 e 24 Mg ha⁻¹, respectivamente) durante o período de 30 meses (2,5 anos) de incubação.

2.5.3. Alteração no estoque de carbono durante o período de incubação

A variação nos estoques de C no solo durante o período de incubação teve comportamento diferenciado entre locais e profundidades amostradas (Fig. 2.4). No tratamento sem adição de C-resíduo, o delta estoque (Δ estoque) de C foi negativo na camada de 0-20 cm. Ao final dos 30 meses ocorreu em todos os locais a perda de C na camada de 0-20 cm referente a adição 0 Mg C-resíduo ha⁻¹. A amplitude variou entre os locais e foi de 11,5, 3,1 e 5,8 Mg ha⁻¹ em PG, LDN e LRV, respectivamente (Fig. 2.4). Em PG, LDN e LRV essas perdas representaram 11,2 %, 7,1 % e 12,2 % em relação ao estoque inicial antes do experimento de incubação. Embora as perdas de C nas camadas de 20-40 e 40-100 cm no tratamento controle tenham seguido a mesma tendência, estas foram menores e significativas somente em PG. Em PG, nas três camadas (0-20, 20-40 e 40-100 cm) o Δ estoque de C teve um ganho significativo em resposta a maior adição acumulada de C-resíduo (72 Mg ha⁻¹), sendo de 2,6, 3,3 e 6,2 Mg ha⁻¹, respectivamente (Fig. 2.4). Em LDN, a maior taxa de adição de C-resíduos resultou no maior ganho de C ao final da incubação comparada aos outros locais. Esse aumento de estoque de C foi de 10,5, 11,4 e 13,4 Mg ha⁻¹ nas camadas de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, respectivamente.

(Fig. 2.4). Em LRV, na maior taxa de adição de C-resíduo, o Δ estoque de C (após 30 meses) foi positivo para todas as camadas, sendo de 3,7, 10,5 e 7,0 Mg ha^{-1} nas camadas de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, respectivamente.

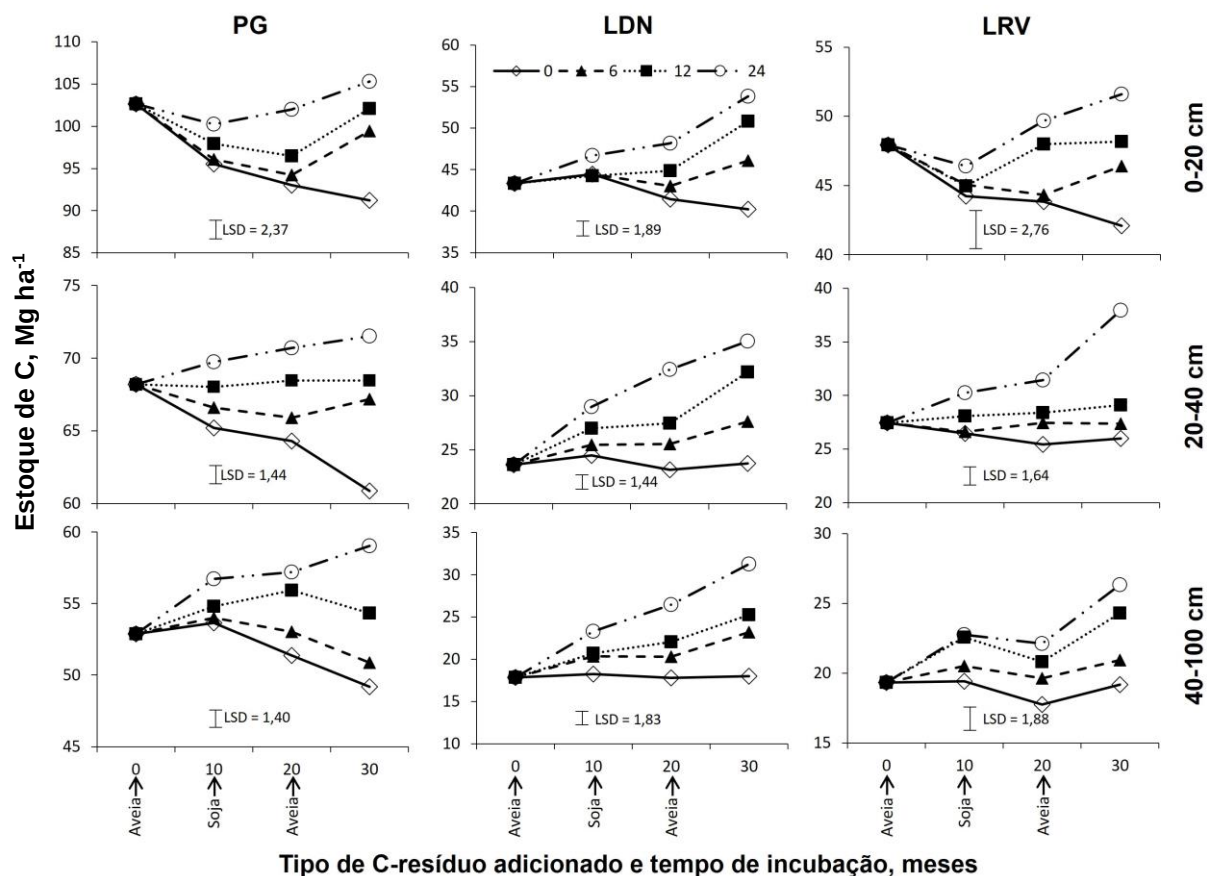


FIGURA 2.4. Variação temporal do estoque de C durante o período de incubação, em resposta às taxas de adição de C-resíduo (0, 6, 12 e 24 Mg C ha^{-1}) em três camadas de solos (0-20, 20-40 e 40-100 cm) de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV). As barras verticais representam a diferença mínima significativa (LSD, $P < 0,05$) da variação temporal (entre cada período de incubação) dentro de cada adição de C-resíduo.

Após 30 meses de incubação, foi constatada relação linear positiva entre a adição acumulada de C-resíduo e o estoque de C em todos os locais e para todas as camadas de solo (Fig. 2.5). Esse resultado confirma que os solos em estudo ainda não atingiram o ponto de saturação de C e ainda apresentam uma resposta linear às adições de C-resíduo. Para PG e LDN, os maiores coeficientes angulares foram encontrados na camada de 0-20 cm e para LRV, na camada de 20-40 cm.

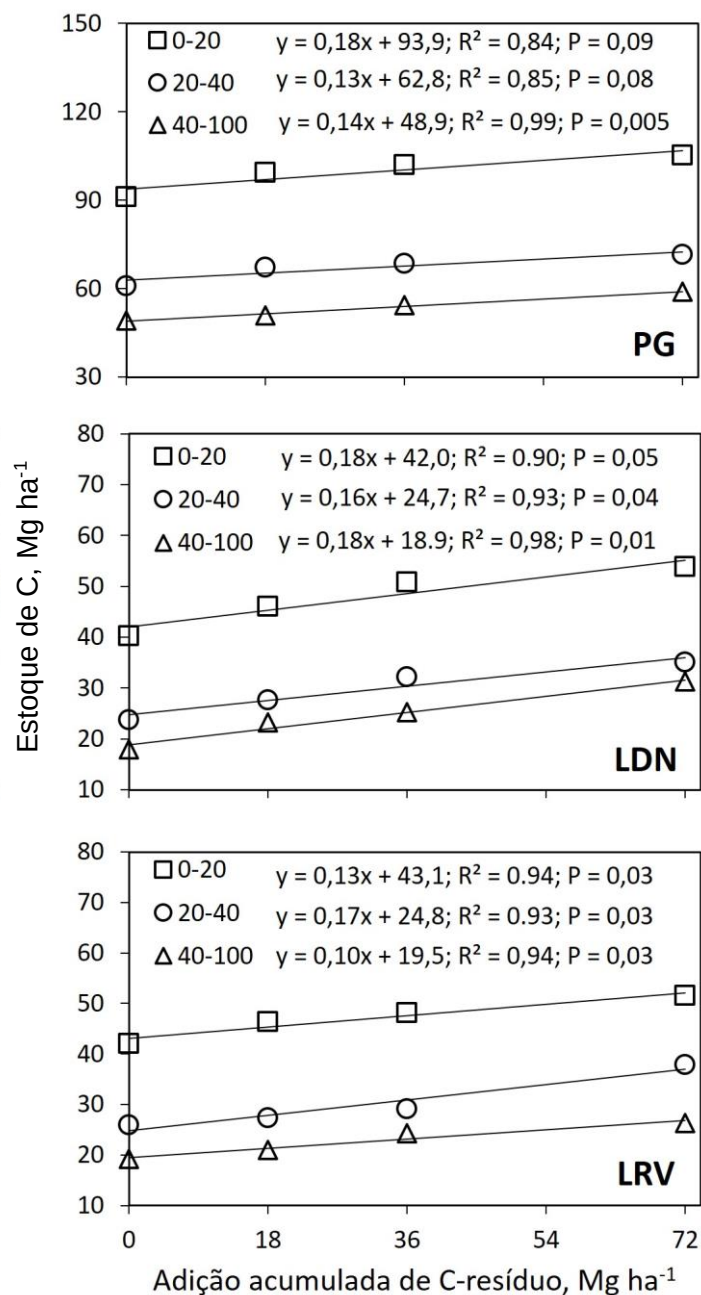


FIGURA 2.5. Relação entre a adição acumulada de C-resíduo e o estoque de C no solo após 30 meses de incubação em solos de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).

2.5.4. Eficiência de acúmulo de C derivado dos resíduos culturais

Após 30 meses de incubação, a maior eficiência de acúmulo de C-DRC em PG, LDN e LRV, foi constatada na camada de 0-20 comparadas a 20-40 e 40-100 cm, nas adições de 18 e 36 Mg ha⁻¹ (Tabela 2.3). A maior taxa de adição de C-resíduo (72 Mg ha⁻¹) não resultou em diferenças na eficiência de acúmulo de C-DRC entre as camadas, em nenhum dos locais, indicando que as maiores diferenças na eficiência de acúmulo de C-DRC foram com as menores taxas de adição de C-resíduo (Tabela 2.3).

TABELA 2.3. Eficiência de acúmulo de carbono derivado de resíduos (C-DRC) de diferentes camadas de solo em resposta a adição de C-resíduo, em um ensaio de incubação de longo período (30 meses).

Local	Camada	Adição acumulada de C-resíduo, Mg ha ⁻¹			Coeficiente angular ²	P
		18	36	72		
	cm	----- % -----				
Ponta Grossa	0-20	45,8 a ¹	30,2 a	19,6 ns	-0,825	0,001
	20-40	35,1 b	21,1 ab	14,8	-0,626	0,001
	40-100	9,3 c	14,2 b	13,7	0,119	0,470
Londrina	0-20	32,4 a	29,3 ns	18,9 ns	-0,462	0,005
	20-40	21,6 b	23,4	15,7	-0,222	0,142
	40-100	28,8 ab	20,2	18,4	-0,310	0,046
Lucas do Rio verde	0-20	24,0 a	16,9 a	13,2ns	-0,334	0,012
	20-40	7,6 b	8,7 b	16,6	0,314	0,018
	40-100	9,8 b	14,2 ab	9,9	-0,028	0,821

¹ Letras iguais comparando camadas dentro de cada local e adição de C-resíduos não diferem entre si pelo teste de LSD (P < 0,05).

² Regressão linear ajustou as adições de C-resíduo dentro de cada local e camada.

Maior eficiência de acúmulo de C-DRC em resposta as maiores adições de C-resíduo resultaram relações inversas entre essas duas variáveis. Isso ocorreu nas camadas de 0-20 e 20-40 cm, em PG e LRV e nas camadas de 0-20 e 40-100 cm, em LDN (Tabela 2.3).

2.5.5. Efeito dos atributos da fertilidade do solo e déficit de saturação de C na eficiência no acúmulo de C derivado dos resíduos culturais

Os coeficientes de correlação de Pearson indicaram elevada e significativa correlação entre atributos da fertilidade do solo, eficiência de acúmulo de C-DRC e emissão de C-CO₂ (Tabela 2.4). O maior coeficiente de correlação de Pearson para a eficiência de acúmulo de C-DRC foi com os atributos de fertilidade (P, Ca²⁺ e Mg²⁺) e com a emissão acumulada de C-CO₂ (P < 0,001). Entretanto, o pH e déficit de saturação de C não se correlacionaram com a eficiência de acúmulo de C-DRC. Além disso, a emissão acumulada de C-CO₂ correlacionou-se com os atributos de fertilidade e com o C e N iniciais (Tabela 2.4).

Adicionalmente, a análise de componentes principais (PCA) revelou que o primeiro componente principal (PC1 = 65,8 %) e o segundo componente principal (PC2 = 28,5 %) explicaram 94,3 % da variação total dos dados (Fig. 2.6). A emissão acumulada de C-CO₂, os conteúdos de Ca²⁺, Mg²⁺ e P e a eficiência de acúmulo de C-DRC foram as variáveis com maior peso na PC1. Portanto, ficou evidente que quanto melhor a fertilidade do solo maior foi a eficiência de acúmulo de C-DRC (LDN na camada de 0-20 cm) e maior emissão de C-CO₂ (PG na camada de 0-20 cm). Por outro lado, nas camadas subsuperficiais que apresentam baixa

fertilidade (ex: LRV, 20-40 e 40-100 cm) foram as que promoveram a menor eficiência de acúmulo de C-DRC e menor emissão de C-CO₂.

TABELA 2.4. Coeficientes de correlação de Pearson entre a eficiência de acúmulo de carbono derivado dos resíduos (Efi-C) e a emissão acumulada de C-CO₂ (C-CO₂) com os atributos da fertilidade do solo¹ e déficit de saturação de carbono (DSC).

Variáveis	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	V% ^b	P	C	N	DSC	Efic-C
Efic-C	0,48 ^{ns}	0,87***	0,90***	0,76*	0,88***	0,62 ^{ns}	0,69*	-0,19 ^{ns}	-
C-CO ₂	0,30 ^{ns}	0,77**	0,87***	0,57 ^{ns}	0,81**	0,81**	0,84***	-0,42 ^{ns}	0,88***

¹ Todos os atributos de fertilidade (pH, Ca²⁺, Mg²⁺, V%, P, C e N) foram determinados antes do início do experimento

² % de saturação de bases (V%) = 100 (Ca²⁺ + Mg²⁺ + K⁺) / CTC a pH 7.

*, **, ***, ^{ns} representam valores de P de Pearson de < 0,05, < 0,01 e < 0,001 % e não significativo, respectivamente.

Embora se esperava que a análise de PCA pudesse discriminar a relação do déficit de saturação com o acúmulo de C, constatou-se que o déficit de saturação não explicou as alterações na eficiência de acúmulo de C-DRC.

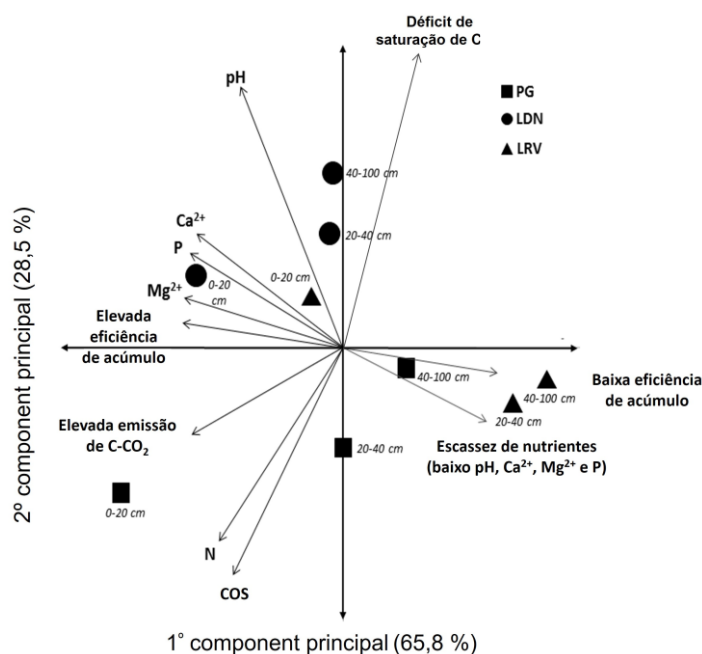


FIGURA 2.6. Análise de componentes principais (PCA) envolvendo a eficiência de acúmulo de carbono derivado dos resíduos culturais, a emissão acumulada de C-CO₂, o déficit de saturação de carbono e os atributos da fertilidade em amostras de três camadas de Latossolos de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV) incubadas por 30 meses.

2.6. DISCUSSÃO

2.6.1. *Influência do déficit de saturação de C e das emissões de C-CO₂ no estoque de C do solo*

A elevada emissão de C-CO₂ da camada superficial do solo (0-20 cm) nesse estudo reflete a resposta às condições favoráveis para o desenvolvimento e a atividade da biomassa microbiana comparada as camadas de 20-40 e 40-100 cm. A elevada concentração de C-lábil na camada de 0-20 cm (Tabela 2.1), em resposta ao longo período em PD dos três locais experimentais (TIVET et al., 2013a; TIVET et al., 2013c; PANETTIERI et al., 2014; SÁ et al., 2014), serviu como substrato facilmente acessível e a microbiota do solo pôde usá-lo como energia para seu crescimento (LIU et al., 2006; UCHIDA; NISHIMURA; AKIYAMA, 2012). O elevado conteúdo de C-lábil, aliado a adição e a mistura de C-resíduos frescos em condições adequadas de temperatura e umidade durante a incubação, estimulou a biomassa microbiana do solo e, direcionando para as maiores emissões de C-CO₂ (BARRETO et al., 2009; ZAKHAROVA et al., 2014; EBERWEIN et al., 2015). A elevada relação entre o estoque C antecedente ao experimento com a emissão acumulada de C-CO₂ encontrada nesse estudo suporta essa hipótese. Em um ensaio de incubação com solos muito argilosos, Kimetu et al. (2009) constaram que a elevada emissão de C-CO₂ foi verificada em solos com elevado conteúdo de C, fato este que os autores atribuíram a elevada atividade microbiana nesses solos. Outro fator a ser considerado é a baixa capacidade protetiva em solos com baixo déficit de saturação de C (HASSINK, 1997; SIX et al., 2002; STEWART et al., 2007). Nesse estudo, o baixo déficit de saturação encontrado na camada superficial do solo, aliado a elevada emissão de C-CO₂, confirma o efeito da saturação de C sobre a estabilização de C no solo, corroborando Hassink (1996). Isso indica que camadas superficiais do solo com elevado conteúdo de C possuem menor capacidade de proteção, resultando em elevadas taxas de mineralização em decorrência do resíduo fresco adicionado. Esse efeito é resultado da diminuição das forças de ligação, indicando que nessas condições a fração argila do solo possui menos sítios de ligação, devido a quantidade finita de superfícies reativas (SPOSITO, 2008). Essa propriedade do solo é a base do conceito de saturação de C, interferindo na sua estabilização (HASSINK, 1997; SIX et al., 2002).

O efeito do déficit de saturação de C na estabilização do C do solo também pôde ser observado através da variação do estoque de C ao longo dos 30 meses de incubação no tratamento sem adição de C-resíduo. Em todos os locais, a menor mineralização de C (vista pelo menor Δ estoque de C) nas camadas de 20-40 e 40-100 cm em relação à camada de 0-20 cm, indica maior proteção do C em solos com maior déficit de saturação de C. O aumento da

estabilidade do C com o aumento da profundidade, ocorre devido ao incremento da proporção e força na ligação entre a MOS com os minerais, os quais possuem maior quantidade de sítios reativos de ligação disponíveis em solos com elevado déficit de saturação de C, como ocorre em geral nas camadas subsuperficiais (HASSINK, 1997; SCHRUMPF et al., 2013). Em solos altamente intemperizados como os Latossolos, a estabilização de C em camadas mais profundas do solo podem ser ainda maiores. Esses solos são dominados por argilas de baixa atividade e óxidos de Fe e Al que possuem alta capacidade de ligação com a MOS. Alguns estudos conduzidos em solos intemperizados indicam que a estabilização do C em camadas subsuperficiais é primariamente mediado por óxidos de Al e, principalmente óxidos de Fe (DICK et al., 2005; KÖGEL-KNABNER et al., 2008; RUMPEL; KÖGEL-KNABNER, 2010). O provável elevado conteúdo de óxidos de Fe e Al nos Latossolos desse estudo, associados com o baixo pH nas camadas de 20-40 e 40-100 cm, promoveram uma condição especial para a proteção do C. Além disso, o baixo conteúdo de C inicial nas camadas mais profundas e a escassez de nutrientes como o P, Ca^{2+} e Mg^{2+} limitaram o aumento da atividade microbiana, o que resultou em menor mineralização do C (CLEVELAND; REED; TOWNSEND, 2006; FONTAINE et al., 2007). Esse argumento está suportado pelos resultados referentes a menor emissão de C-CO₂ nessas camadas.

Apesar da maior emissão de C-CO₂ e maior mineralização de C nos tratamentos sem adição de C-resíduo, a camada de 0-20 cm mostrou maior eficiência de acúmulo de C-DRC. Esse resultado indica que na camada superficial os micro-organismos foram mais eficientes na ciclagem de nutrientes e na conversão de C dos resíduos para o solo. A hipótese que a elevada atividade microbiana nessa camada proporcionou maior quantidade de C metabolizado e transformado em C do solo (STEWART et al., 2008; ZHOU et al., 2011; BASTIDA et al., 2013). Além disso, outros estudos demonstram que produtos microbianos produzidos da decomposição de resíduos são os principais precursores para a formação e estabilização da MOS (MILTNER et al., 2012; COTRUFO et al., 2013; LUDWIG et al., 2015). Adicionalmente, Cotrufo et al. (2013) reportaram que o C é estabilizado por longo período quando os produtos microbianos são estabilizados através de fortes associações químicas com a superfície dos minerais através de interações com óxidos de Fe e Al e cátions polivalentes. Assim, outros fatores além do déficit de saturação de C podem influenciar o acúmulo de C por longo período em solos altamente intemperizados.

Era esperado nesses Latossolos altamente intemperizados, devido ao déficit de saturação de C positivo em todos os locais e camadas, uma elevada capacidade de retenção adicional de C-resíduo. Essa hipótese foi confirmada pelas relações lineares positivas entre as adições de C-

resíduo com o estoque de C ao final do experimento, indicando a não saturação de C em todos os locais e camadas amostradas. Esse resultado aponta a direção contrária aos encontrados em solos de regiões temperadas em alguns experimentos de campo dos quais não mostraram acúmulo adicional de C com aumentos nas adições de C-resíduo (STEWART et al., 2007; GULDE et al., 2008; CHUNG et al., 2010; LI; EVANYLO, 2013). Essa ausência de resposta em decorrência das adições de C-resíduo no acúmulo de C indica que o solo atingiu o nível de saturação de C (SIX et al., 2002). A principal razão atribuída para a ausência de acúmulo está relacionada ao elevado estoque C, o que pode ser explicado pelas elevadas adições de C-resíduo ou maior conservação do C no solo devido a taxa de mineralização mais baixas encontradas nas regiões sob clima temperado (SCHIMEL et al., 1994).

Similar aos resultados encontrados nesse estudo, há outros que também reportaram relação linear entre as adições de C com o acúmulo de C no solo (KONG et al., 2005; BAYER et al., 2006; POIRIER et al., 2013; FENG et al., 2014; SÁ et al., 2015). Feng et al. (2014) e Poirier et al. (2013) justificaram esse resultado como uma resposta ao grande déficit de saturação de C nesses solos, em decorrência do elevado conteúdo de argila, proporcionando elevada área superficial específica, associado às baixas adições de C-resíduo. Assim, o aumento linear no estoque de C com o aumento da adição de C-resíduo, apresentado nesse estudo, enfatiza que o solo não teve comportamento de saturação de C, mesmo na adição acumulada de 72 Mg ha⁻¹ após 30 meses de incubação. Este fato, indica um elevado potencial de sequestro de C, sugerindo a saturação de C nesses solos altamente intemperizados irá levar um longo período para ser atingida. É importante ressaltar que os resultados desse estudo, foram obtidos de solos coletados em unidades experimentais em PD de experimentos de longa duração. Assim, podemos afirmar que possivelmente em solos degradados e/ou áreas cultivadas em PC associado ao monocultivo, o potencial em sequestrar C é ainda mais elevado.

2.6.2. Escassez de nutrientes em solos altamente intemperizados como fator controlador para o acúmulo de C em camadas profundas do solo

A teoria da saturação de C indica a elevada capacidade de sequestro e a elevada eficiência de acúmulo de C quando o déficit de saturação de C no solo é elevado (SIX et al., 2002; STEWART et al., 2007). Esse postulado é sustentado basicamente pela finita capacidade protetiva da fração argila (HASSINK, 1997) e, portanto, finita capacidade em acumular C no solo. Entretanto, nesse estudo, a maior eficiência de acúmulo de C na camada superficial, comparado as camadas subsuperficiais, indica que outros mecanismos, além do déficit de saturação de C, estão afetando o acúmulo e estabilização de C desses solos altamente

intemperizados. Essa tendência conflita com a hipótese inicial de que nas camadas mais profundas do perfil, as quais possuem maior déficit de saturação de C, haveria a maior eficiência de acúmulo de C do que camadas superficiais mais ricas em C. Foi assumido que a maior eficiência de acúmulo de C na camada superficial do solo é o resultado da maior atividade biológica nessa camada, fazendo com que o C-resíduo adicionado fosse mais metabolizado e estabilizado como C no solo (STEWART et al., 2008; ZHOU et al., 2011; BASTIDA et al., 2013). Resultados similares foram reportados por Poirier et al. (2013) em um experimento de incubação com um solo muito argiloso. Estes autores observaram maior retenção de C na camada superficial do solo, a qual possuía elevada atividade microbiológica, quando menores taxas de C-resíduo ($<10 \text{ g C kg}^{-1}$ solo) eram adicionadas. Adicionalmente, outros estudos têm reportado estreita correlação entre a biomassa microbiana e o C estável do solo, enfatizando o papel da microbiota na transformação do C-resíduo adicionado em uma fração de C mais estável (BRADFORD et al., 2013; KIRKBY et al., 2013).

A maior atividade microbiana e a maior eficiência de acúmulo de C na camada superficial do solo (0-20 cm) em relação as camadas subsuperficiais (20-40 e 40-100 cm) sugere uma resposta da escassez de nutrientes em camadas mais profundas dos solos altamente intemperizados. Essa hipótese é suportada pela elevada correlação positiva entre os atributos da fertilidade (P, Ca^{2+} e Mg^{2+}) com a emissão de C- CO_2 e com a eficiência de acúmulo de C encontrada nesse estudo. Além disso, as amostras de LRV (20-40 e 40-100 cm) que tiveram as correlações negativas mais evidentes com os atributos da fertilidade na análise de PCA, foram as que tiveram a menor eficiência de acúmulo de C, reforçando a hipótese de que a escassez de nutrientes é um fator controlador com elevado impacto no acúmulo de C em solos altamente intemperizados.

É bem reconhecido que C é o principal fator limitante para o crescimento microbiano, entretanto, quando o C é adicionado ao solo, outros nutrientes como o N, P e S podem tornar-se limitantes, afetando o desenvolvimento e atividade da biomassa microbiana, principalmente em solos com escassez (GRIFFITHS; SPILLES; BONKOWSKI, 2012; MANZONI et al., 2012; KIRKBY et al., 2013). Por exemplo, alguns estudos reportaram desenvolvimento limitado da biomassa microbiana em solos com baixas reservas de nutrientes (CLEVELAND; TOWNSEND; SCHMIDT, 2002; ALLEN; SCHLESINGER, 2004; VINHAL-FREITAS et al., 2012). Em estudo realizado em solos sob florestas tropicais na Costa Rica, Cleveland; Townsend; Schmidt (2002), demonstraram que a adição de C juntamente com P promoveu a maior atividade microbiana quando comparada aos tratamentos sem adição de P. Esse efeito foi evidente e expressivo em um *Oxisol* pobre em P, mas não constatado em um *Molisol* rico em

P. Este fato indica que o aumento da atividade microbiana estava relacionado com o aumento da disponibilidade de P. Nesse estudo ocorreu um decréscimo na eficiência de acúmulo de C devido a baixa disponibilidade de P, Ca^{2+} e Mg^{2+} . Esse resultado demonstra a menor atividade microbiana influenciada pela escassez desses nutrientes nesses Latossolos. Por outro lado, a eficiência de acúmulo de C aumentou com o aumento da disponibilidade de P, Ca^{2+} e Mg^{2+} , seguindo a ordem 0-20 > 20-40 = 40-100 cm. A baixa eficiência de acúmulo de C em solos com baixas reservas de nutrientes deve ser em função da constante relação estequiométrica de C:N:P:S da MOS (KIRKBY et al., 2011) resultando em baixa formação da MOS e baixa eficiência de humificação em solos com escassez de nutrientes (MANZONI et al., 2012; KIRKBY et al., 2013; KIRKBY et al., 2014). Kirkby et al. (2013) reportaram incrementos de duas a oito vezes na eficiência de acúmulo de C através da adição de N, P e S, comparado ao tratamento controle. Além disso, o maior incremento na eficiência de acúmulo de C com a adição de nutrientes, foi encontrada em solos com baixo conteúdo de C comparado com aqueles com elevado conteúdo de C, indicando maior potencial de sequestro em solos pobres em C, quando os nutrientes não são limitantes. Adicionalmente, quando resíduos frescos são adicionados em solos com escassez de nutrientes, a microbiota pode imobilizar parte dos nutrientes da MOS para promover a decomposição desse resíduo adicionado, promovendo um efeito *priming* (CREAMER et al., 2014; KIRKBY et al., 2014). Por outro lado, solos com adequados níveis de nutrientes acentuam a formação de MOS, principalmente com elevada adição de C-resíduo (BRADFORD; FIERER; REYNOLDS, 2008; KIRKBY et al., 2013; KIRKBY et al., 2014).

Esse estudo também demonstrou que apesar da escassez de nutrientes ter afetado o acúmulo de C nesses solos altamente intemperizados, outros mecanismos podem influenciar nesse processo. Por exemplo, elevadas adições de C-resíduo, promoveram menor eficiência de acúmulo de C, resultando em uma relação linear negativa entre os dois fatores. Além disso, as maiores diferenças na eficiência de acúmulo de C entre as camadas de solo foram observadas nas menores taxas de adição de C-resíduo. A hipótese é que o acúmulo de C na maior taxa de adição de C-resíduo foi limitado pelo efeito da saturação da conversão de C pela microbiota em C. Esses resultados estão de acordo com Six et al. (2002) e Stewart et al. (2007), que modelaram o efeito da saturação de C sobre a dinâmica do C no solo e mostraram uma diminuição na sua estabilização em resposta ao aumento da adição de C-resíduo. Portanto, os resultados reportados nesse estudo demonstram algum efeito da saturação de C no acúmulo de C, mesmo em solos altamente intemperizados, indicando que esse mecanismo pode ser um controlador no sequestro de C quando a fertilidade do solo é aumentada. Essa interação entre a adição de nutrientes com

os efeitos da saturação do C sobre o acúmulo de C, foi demonstrado anteriormente por Kirkby et al. (2013), os quais reportaram que o incremento no acúmulo de C pela adubação foi maior em solos com baixo do que com alto conteúdo de C.

Apesar do maior déficit de saturação ocorrer em camadas mais profundas do solo (20-40 e 40-100 cm), a adição isolada de C-resíduo nesses locais não foi suficiente para alcançar o máximo potencial de sequestro de C, sendo limitado pela escassez de nutrientes. Embora os resultados obtidos contradizem a hipótese inicial, é importante ressaltar que a melhoria da fertilidade nas camadas profundas poderá aumentar o potencial de acúmulo de C. Os resultados da correlação de Pearson e PCA suportam essa afirmação. Nesse sentido, o desafio para o futuro é identificar as técnicas mais econômicas e eficientes para viabilizar o aumento da fertilidade em camadas profundas do solo e também aumentar a eficiência do acúmulo de C nessas camadas. Dessa forma, algumas estratégias para o aumento da fertilidade e da eficiência de acúmulo de C nas camadas subsuperficiais poderiam ser enfatizadas: (a) aplicação de calcário e gesso para, aumentar Ca^{2+} e Mg^{2+} ajudando na formação de pontes catiônicas com o C conforme reportado por Briedis et al. (2012), aumentar o conteúdo de S-SO_4^{2-} (CHURKA BLUM; CAIRES; ALLEONI, 2013) e a disponibilidade de P em solos ácidos (ARIAS; FERNÁNDEZ, 2001); (b) incluir culturas na rotação que exsudem elevadas quantidades de ácidos orgânicos (ex: citrato, malato e oxalato) capazes de bloquear sítios de ligação do P com óxidos de Fe e Al (JOHNSON; LOEPPERT, 2006; SOUZA et al., 2014) e/ou liberar P orgânico pouco lábil (ex: exudatos de fosfatase) (HINSINGER et al., 2011); (c) aumento da eficiência de aquisição de P pela promoção da maior associação com micorrizas arbusculares (JANSA; MOZAFAR; FROSSARD, 2005; SMITH et al., 2011) e pela introdução de espécies com vigoroso sistema radicular e elevada quantidade de pêlos radiculares com capacidade de explorar as camadas mais profundas do solo (LAMBERS et al., 2006; LYNCH, 2011). A decomposição dos fungos e raízes aumentam a ciclagem de P, melhorando sua disponibilidade (LUDOVICI; KRESS, 2006; COSTA et al., 2010); (d) inoculação do solo com micro-organismos como *Pennicilium sp.* (RICHARDSON et al., 2011) e *Mortierella sp.* (OSORIO; HABTE, 2013) capazes de exsudar ácidos que promovem a liberação de P ligado a minerais. Esses cenários também permitem oportunidades para a expansão da área sob agricultura conservacionista, baseada em adição elevada e variada de C-resíduos, promovendo o sequestro de C e uma agricultura mais resiliente.

2.7. CONCLUSÃO

Os resultados desse estudo demonstraram que solos altamente intemperizados de regiões distintas do Brasil e manejados há longo período em PD, ainda estão distantes da saturação de C constituindo-se em potencial sumidouro de CO₂. A maior eficiência de conversão de C observada na camada superficial do solo rica em C, contraria à nossa primeira hipótese da maior conversão de C em camadas subsuperficiais, com elevado déficit de saturação de C. A elevada atividade microbiana aliada a boa fertilidade do solo, promovem na camada de 0-20 cm de profundidade condições adequadas para uma eficiente ciclagem de C. Por outro lado, a escassez de nutrientes (Ca²⁺, Mg²⁺ e P) constituiu-se em um fator determinante da baixa eficiência de conversão de C nas camadas subsuperficiais dos solos estudados. Dessa forma, a ampliação das reservas nutricionais em subsolo, é uma estratégia que pode ser muito eficiente para aumentar a eficiência de conversão do C nessas camadas de solo que possuem elevado déficit de saturação, proporcionando um elevado potencial para o sequestro de C em solos altamente intemperizados.

2.8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, A. S.; SCHLESINGER, W. H. Nutrient limitations to soil microbial biomass and activity in loblolly pine forests. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 36, n. 4, p. 581-589, 2004.

ARIAS, J. S.; FERNÁNDEZ, P. G. Changes in phosphorus adsorption in a Paleixerult amended with limestone and/or gypsum. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, v. 32, n. 5-6, p. 751-758, 2001.

BARRETO, R. C.; MADARI, B. E.; MADDOCK, J. E. L.; MACHADO, P. L. O. A.; TORRES, E.; FRANCHINI, J.; COSTA, A. R. The impact of soil management on aggregation, carbon stabilization and carbon loss as CO₂ in the surface layer of a Rhodic Ferralsol in Southern Brazil. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 132, n. 3-4, p. 243-251, 2009.

BASTIDA, F.; TORRES, I. F.; HERNÁNDEZ, T.; BOMBACH, P.; RICHNOW, H. H.; GARCÍA, C. Can the labile carbon contribute to carbon immobilization in semiarid soils? Priming effects and microbial community dynamics. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 57, p. 892-902, 2013.

BAYER, C.; LOVATO, T.; DIECKOW, J.; ZANATTA, J. A.; MIELNICZUK, J. A method for estimating coefficients of soil organic matter dynamics based on long-term experiments. **Soil and Tillage Research**, v. 91, n. 1-2, p. 217-226, 2006.

BRADFORD, M.; KEISER, A.; DAVIES, C.; MERSMANN, C.; STRICKLAND, M. Empirical evidence that soil carbon formation from plant inputs is positively related to microbial growth. **Biogeochemistry**, v. 113, n. 1-3, p. 271-281, 2013.

BRADFORD, M. A.; FIERER, N.; REYNOLDS, J. F. Soil carbon stocks in experimental mesocosms are dependent on the rate of labile carbon, nitrogen and phosphorus inputs to soils. **Functional Ecology**, v. 22, n. 6, p. 964-974, 2008.

BRIEDIS, C.; SÁ, J. C. D. M.; CAIRES, E. F.; NAVARRO, J. D. F.; INAGAKI, T. M.; BOER, A.; NETO, C. Q.; FERREIRA, A. D. O.; CANALLI, L. B.; SANTOS, J. B. D. Soil organic matter pools and carbon-protection mechanisms in aggregate classes influenced by surface liming in a no-till system. **Geoderma**, v. 170, p. 80-88, 2012.

CAIRES, E. F.; ALLEONI, L. R. F.; CAMBRI, M. A.; BARTH, G. Surface Application of Lime for Crop Grain Production Under a No-Till System. **Agronomy Journal**, v. 97, p. 791-798, 2005.

CAIRES, E. F.; CHUEIRI, W. A.; MADRUGA, E. F.; FIGUEIREDO, A. Alterações de características químicas do solo e resposta da soja ao calcário e gesso aplicados na superfície em sistema de cultivo sem preparo do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 22, p. 27-34, 1998.

CAMPBELL, C. A.; ZENTNER, R. P.; BOWREN, K. E.; TOWNLEY-SMITH, L.; SCHNITZER, M. Effect of crop rotations and fertilization on soil organic matter and some biochemical properties of a thick Black Chernozem. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 71, n. 3, p. 377-387, 1991.

CHUNG, H.; NGO, K. J.; PLANTE, A.; SIX, J. Evidence for Carbon Saturation in a Highly Structured and Organic-Matter-Rich Soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 74, n. 1, p. 130-138, 2010.

CHURKA BLUM, S.; CAIRES, E. F.; ALLEONI, L. R. F. Lime and phosphogypsum application and sulfate retention in subtropical soils under no-till system. **Journal of soil science and plant nutrition**, v. 13, p. 279-300, 2013.

CLEVELAND, C. C.; REED, S. C.; TOWNSEND, A. R. Nutrient regulation of organic matter decomposition in a tropical rain forest. **Ecology**, v. 87, n. 2, p. 492-503, 2006.

CLEVELAND, C. C.; TOWNSEND, A. R.; SCHMIDT, S. K. Phosphorus Limitation of Microbial Processes in Moist Tropical Forests: Evidence from Short-term Laboratory Incubations and Field Studies. **Ecosystems**, v. 5, n. 7, p. 680-691, 2002.

COSTA, S. E. V. G. A.; SOUZA, E. D.; ANGHINONI, I.; FLORES, J. P. C.; VIEIRA, F. C. B.; MARTINS, A. P.; FERREIRA, E. V. O. Patterns in phosphorus and corn root distribution and yield in long-term tillage systems with fertilizer application. **Soil and Tillage Research**, v. 109, n. 1, p. 41-49, 2010.

COTRUFO, M. F.; WALLENSTEIN, M. D.; BOOT, C. M.; DENEFF, K.; PAUL, E. The Microbial Efficiency-Matrix Stabilization (MEMS) framework integrates plant litter decomposition with soil organic matter stabilization: do labile plant inputs form stable soil organic matter? **Global Change Biology**, v. 19, n. 4, p. 988-995, 2013.

CREAMER, C. A.; JONES, D. L.; BALDOCK, J. A.; FARRELL, M. Stoichiometric controls upon low molecular weight carbon decomposition. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 79, n. 0, p. 50-56, 2014.

CURTIN, D.; BEARE, M. H.; HERNANDEZ-RAMIREZ, G. Temperature and Moisture Effects on Microbial Biomass and Soil Organic Matter Mineralization. **Soil Science Society of America Journal**, v. 76, n. 6, p. 2055-2067, 2012.

DICK, D. P.; NUNES GONÇALVES, C.; DALMOLIN, R. S. D.; KNICKER, H.; KLAMT, E.; KÖGEL-KNABNER, I.; SIMÕES, M. L.; MARTIN-NETO, L. Characteristics of soil organic matter of different Brazilian Ferralsols under native vegetation as a function of soil depth. **Geoderma**, v. 124, n. 3-4, p. 319-333, 2005.

EBERWEIN, J. R.; OIKAWA, P. Y.; ALLSMAN, L. A.; JENERETTE, G. D. Carbon availability regulates soil respiration response to nitrogen and temperature. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 88, p. 158-164, 2015.

FENG, W.; XU, M.; FAN, M.; MALHI, S. S.; SCHOENAU, J. J.; SIX, J.; PLANTE, A. F. Testing for soil carbon saturation behavior in agricultural soils receiving long-term manure amendments. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 94, n. 3, p. 281-294, 2014.

FONTAINE, S.; BAROT, S.; BARRE, P.; BDIQUI, N.; MARY, B.; RUMPEL, C. Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. **Nature**, v. 450, n. 7167, p. 277-80, 2007.

GRIFFITHS, B.; SPILLES, A.; BONKOWSKI, M. C:N:P stoichiometry and nutrient limitation of the soil microbial biomass in a grazed grassland site under experimental P limitation or excess. **Ecological Processes**, v. 1, n. 1, p. 1-11, 2012.

GULDE, S.; CHUNG, H.; AMELUNG, W.; CHANG, C.; SIX, J. Soil Carbon Saturation Controls Labile and Stable Carbon Pool Dynamics. **Soil Science Society of America Journal**, v. 72, n. 3, p. 605-612, 2008.

HASSINK, J. Preservation of Plant Residues in Soils Differing in Unsaturated Protective Capacity. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, n. 2, p. 487-491, 1996.

_____. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. **Plant and Soil**, v. 191, n. 1, p. 77-87, 1997.

HINSINGER, P.; BETENCOURT, E.; BERNARD, L.; BRAUMAN, A.; PLASSARD, C.; SHEN, J.; TANG, X.; ZHANG, F. P for Two, Sharing a Scarce Resource: Soil Phosphorus Acquisition in the Rhizosphere of Intercropped Species. **Plant Physiology**, v. 156, n. 3, p. 1078-1086, 2011.

JANSA, J.; MOZAFAR, A.; FROSSARD, E. Phosphorus Acquisition Strategies within Arbuscular Mycorrhizal Fungal Community of a Single Field Site. **Plant and Soil**, v. 276, n. 1-2, p. 163-176, 2005.

JASTROW, J.; AMONETTE, J.; BAILEY, V. Mechanisms controlling soil carbon turnover and their potential application for enhancing carbon sequestration. **Climatic Change**, v. 80, n. 1-2, p. 5-23, 2007.

JENKINSON, D. S.; POWLSON, D. S. The effects of biocidal treatments on metabolism in soil—V: A method for measuring soil biomass. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 8, n. 3, p. 209-213, 1976.

JOHNSON, S. E.; LOEPPERT, R. H. Role of Organic Acids in Phosphate Mobilization from Iron Oxide. **Soil Science Society of America Journal**, v. 70, n. 1, p. 222-234, 2006.

KIMETU, J. M.; LEHMANN, J.; KINYANGI, J. M.; CHENG, C. H.; THIES, J.; MUGENDI, D. N.; PELL, A. Soil organic C stabilization and thresholds in C saturation. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 41, n. 10, p. 2100-2104, 2009.

KIRKBY, C. A.; KIRKEGAARD, J. A.; RICHARDSON, A. E.; WADE, L. J.; BLANCHARD, C.; BATTEN, G. Stable soil organic matter: A comparison of C:N:P:S ratios in Australian and other world soils. **Geoderma**, v. 163, n. 3-4, p. 197-208, 2011.

KIRKBY, C. A.; RICHARDSON, A. E.; WADE, L. J.; BATTEN, G. D.; BLANCHARD, C.; KIRKEGAARD, J. A. Carbon-nutrient stoichiometry to increase soil carbon sequestration. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 60, n. 0, p. 77-86, 2013.

KIRKBY, C. A.; RICHARDSON, A. E.; WADE, L. J.; PASSIOURA, J. B.; BATTEN, G. D.; BLANCHARD, C.; KIRKEGAARD, J. A. Nutrient availability limits carbon sequestration in arable soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 68, n. 0, p. 402-409, 2014.

KÖGEL-KNABNER, I.; GUGGENBERGER, G.; KLEBER, M.; KANDELER, E.; KALBITZ, K.; SCHEU, S.; EUSTERHUES, K.; LEINWEBER, P. Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 171, n. 1, p. 61-82, 2008.

KONG, A. Y. Y.; SIX, J.; BRYANT, D. C.; DENISON, R. F.; VAN KESSEL, C. The Relationship between Carbon Input, Aggregation, and Soil Organic Carbon Stabilization in Sustainable Cropping Systems. **Soil Science Society of America Journal**, v. 69, n. 4, p. 1078-1085, 2005.

KUNDU, S.; BHATTACHARYYA, R.; PRAKASH, V.; GHOSH, B. N.; GUPTA, H. S. Carbon sequestration and relationship between carbon addition and storage under rainfed soybean–wheat rotation in a sandy loam soil of the Indian Himalayas. **Soil and Tillage Research**, v. 92, n. 1–2, p. 87-95, 2007.

KUZYAKOV, Y. How to link soil C pools with CO₂ fluxes? **Biogeosciences**, v. 8, n. 6, p. 1523-1537, 2011.

LAMBERS, H.; SHANE, M. W.; CRAMER, M. D.; PEARSE, S. J.; VENEKLAAS, E. J. Root Structure and Functioning for Efficient Acquisition of Phosphorus: Matching Morphological and Physiological Traits. **Annals of Botany**, v. 98, n. 4, p. 693-713, 2006.

LARSON, W. E.; CLAPP, C. E.; PIERRE, W. H.; MORACHAN, Y. B. Effects of Increasing Amounts of Organic Residues on Continuous Corn: II. Organic Carbon, Nitrogen, Phosphorus, and Sulfur. **Agronomy Journal**, v. 64, n. 2, p. 204-209, 1972.

LI, J.; EVANYLO, G. K. The Effects of Long-term Application of Organic Amendments on Soil Organic Carbon Accumulation. **Soil Science Society of America Journal**, v. 77, n. 3, p. 964-973, 2013.

LIU, H. S.; LI, L. H.; HAN, X. G.; HUANG, J. H.; SUN, J. X.; WANG, H. Y. Respiratory substrate availability plays a crucial role in the response of soil respiration to environmental factors. **Applied Soil Ecology**, v. 32, n. 3, p. 284-292, 2006.

LUDOVICI, K. H.; KRESS, L. W. Decomposition and nutrient release from fresh and dried pine roots under two fertilizer regimes. **Canadian Journal of Forest Research**, v. 36, n. 1, p. 105-111, 2006.

LUDWIG, M.; ACHTENHAGEN, J.; MILTNER, A.; ECKHARDT, K.-U.; LEINWEBER, P.; EMMERLING, C.; THIELE-BRUHN, S. Microbial contribution to SOM quantity and quality in density fractions of temperate arable soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 81, n. 0, p. 311-322, 2015.

LÜTZOW, M. V.; KÖGEL-KNABNER, I.; EKSCHMITT, K.; MATZNER, E.; GUGGENBERGER, G.; MARSCHNER, B.; FLESSA, H. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. **European Journal of Soil Science**, v. 57, n. 4, p. 426-445, 2006.

LYNCH, J. P. Root Phenes for Enhanced Soil Exploration and Phosphorus Acquisition: Tools for Future Crops. **Plant Physiology**, v. 156, n. 3, p. 1041-1049, 2011.

MANZONI, S.; TAYLOR, P.; RICHTER, A.; PORPORATO, A.; ÅGREN, G. I. Environmental and stoichiometric controls on microbial carbon-use efficiency in soils. **New Phytologist**, v. 196, n. 1, p. 79-91, 2012.

MICHÉLI, E.; SCHAD, P.; SPAARGAREN, O.; DENT, D.; NACHTERGAELE, F. **World reference base for soil resources: 2006: a framework for international classification, correlation and communication**. FAO, 2006. ISBN 9251055114.

MILTNER, A.; BOMBACH, P.; SCHMIDT-BRÜCKEN, B.; KÄSTNER, M. SOM genesis: microbial biomass as a significant source. **Biogeochemistry**, v. 111, n. 1-3, p. 41-55, 2012.

OSORIO, N. W.; HABTE, M. Soil Phosphate Desorption Induced by a Phosphate-Solubilizing Fungus. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, v. 45, n. 4, p. 451-460, 2013.

PANETTIERI, M.; KNICKER, H.; MURILLO, J. M.; MADEJÓN, E.; HATCHER, P. G. Soil organic matter degradation in an agricultural chronosequence under different tillage regimes evaluated by organic matter pools, enzymatic activities and CPMAS ¹³C NMR. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 78, n. 0, p. 170-181, 2014.

PAVAN, M. A.; BINGHAM, F. T.; PRATT, P. F. Toxicity of Aluminum to Coffee in Ultisols and Oxisols Amended with CaCO₃, MgCO₃, and CaSO₄·2H₂O. **Soil Science Society of America Journal**, v. 46, p. 1201-1207, 1982.

POIRIER, V.; ANGERS, D. A.; ROCHETTE, P.; WHALEN, J. K. Initial soil organic carbon concentration influences the short-term retention of crop-residue carbon in the fine fraction of a heavy clay soil. **Biology and Fertility of Soils**, v. 49, n. 5, p. 527-535, 2013.

REIS, C. E. S. D.; DICK, D. P.; CALDAS, J. D. S.; BAYER, C. Carbon sequestration in clay and silt fractions of Brazilian soils under conventional and no-tillage systems. **Scientia Agricola**, v. 71, n. 4, p. 292-301, 2014.

RICHARDSON, A.; LYNCH, J.; RYAN, P.; DELHAIZE, E.; SMITH, F. A.; SMITH, S.; HARVEY, P.; RYAN, M.; VENEKLAAS, E.; LAMBERS, H.; OBERSON, A.; CULVENOR, R.; SIMPSON, R. Plant and microbial strategies to improve the phosphorus efficiency of agriculture. **Plant and Soil**, v. 349, n. 1-2, p. 121-156, 2011.

RITCHEY, K. D.; SILVA, J. E.; COSTA, U. F. Calcium deficiency in clayey B horizons of savanna Oxisols. **Soil Science**, v. 133, n. 6, p. 378-382, 1982.

RUMPEL, C.; KÖGEL-KNABNER, I. Deep soil organic matter—a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. **Plant and Soil**, v. 338, n. 1-2, p. 143-158, 2010.

SÁ, J. C. D. M.; BÜRKNER DOS SANTOS, J.; LAL, R.; DE MORAES, A.; TIVET, F.; MACHADO SÁ, M. F.; BRIEDIS, C.; DE OLIVEIRA FERREIRA, A.; EURICH, G.; FARIAS, A.; FRIEDRICH, T. Soil-Specific Inventories of Landscape Carbon and Nitrogen Stocks under No-till and Native Vegetation to Estimate Carbon Offset in a Subtropical Ecosystem. **Soil Science Society of America Journal**, v. 77, n. 6, p. 2094-2110, 2013.

SÁ, J. C. D. M.; CERRI, C. C.; LAL, R.; DICK, W. A.; DE CASSIA PICCOLO, M.; FEIGL, B. E. Soil organic carbon and fertility interactions affected by a tillage chronosequence in a Brazilian Oxisol. **Soil and Tillage Research**, v. 104, n. 1, p. 56-64, 2009.

SÁ, J. C. D. M.; SÉGUY, L.; TIVET, F.; LAL, R.; BOUZINAC, S.; BORSZOWSKI, P. R.; BRIEDIS, C.; DOS SANTOS, J. B.; DA CRUZ HARTMAN, D.; BERTOLONI, C. G.; ROSA, J.; FRIEDRICH, T. Carbon Depletion by Plowing and its Restoration by No-Till Cropping Systems in Oxisols of Subtropical and Tropical Agro-Ecoregions in Brazil. **Land Degradation & Development**, v. 26, n. 6, p. 531-543, 2015.

SÁ, J. C. D. M.; TIVET, F.; LAL, R.; BRIEDIS, C.; HARTMAN, D. C.; DOS SANTOS, J. Z.; DOS SANTOS, J. B. Long-term tillage systems impacts on soil C dynamics, soil resilience and agronomic productivity of a Brazilian Oxisol. **Soil and Tillage Research**, v. 136, p. 38-50, 2014.

SANTOS, N. Z. D.; DIECKOW, J.; BAYER, C.; MOLIN, R.; FAVARETTO, N.; PAULETTI, V.; PIVA, J. T. Forages, cover crops and related shoot and root additions in no-till rotations to C sequestration in a subtropical Ferralsol. **Soil and Tillage Research**, v. 111, n. 2, p. 208-218, 2011.

SCHAEFER, C. E. G. R.; FABRIS, J. D.; KER, J. C. Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. **Clay Minerals**, v. 43, n. 1, p. 137-154, 2008.

SCHIMEL, D. S.; BRASWELL, B. H.; HOLLAND, E. A.; MCKEOWN, R.; OJIMA, D. S.; PAINTER, T. H.; PARTON, W. J.; TOWNSEND, A. R. Climatic, edaphic, and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 8, n. 3, p. 279-293, 1994.

SCHRUMPF, M.; KAISER, K.; GUGGENBERGER, G.; PERSSON, T.; KOGEL-KNABNER, I.; SCHULZE, E. D. Storage and stability of organic carbon in soils as related to depth, occlusion within aggregates, and attachment to minerals. **Biogeosciences**, v. 10, n. 3, p. 1675-1691, 2013.

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**, v. 241, n. 2, p. 155-176, 2002.

SMITH, S. E.; JAKOBSEN, I.; GRØNLUND, M.; SMITH, F. A. Roles of Arbuscular Mycorrhizas in Plant Phosphorus Nutrition: Interactions between Pathways of Phosphorus Uptake in Arbuscular Mycorrhizal Roots Have Important Implications for Understanding and Manipulating Plant Phosphorus Acquisition. **Plant Physiology**, v. 156, n. 3, p. 1050-1057, 2011.

SOUZA, M. F. D.; SOARES, E. M. B.; SILVA, I. R. D.; NOVAIS, R. F.; SILVA, M. F. D. O. Competitive sorption and desorption of phosphate and citrate in clayey and sandy loam soils. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, p. 1153-1161, 2014.

SPOSITO, G. **The chemistry of soils**. New York: Oxford Univ. Press, 2008. 329 ISBN 0199886091.

STEWART, C. E.; FOLLETT, R. F.; WALLACE, J.; PRUESSNER, E. G. Impact of Biosolids and Tillage on Soil Organic Matter Fractions: Implications of Carbon Saturation for Conservation Management in the Virginia Coastal Plain. **Soil Science Society of America Journal**, v. 76, n. 4, p. 1257-1267, 2012.

STEWART, C. E.; PAUSTIAN, K.; CONANT, R. T.; PLANTE, A. F.; SIX, J. Soil carbon saturation: concept, evidence and evaluation. **Biogeochemistry**, v. 86, n. 1, p. 19-31, 2007.

_____. Soil carbon saturation: Evaluation and corroboration by long-term incubations. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 40, n. 7, p. 1741-1750, 2008.

TEAM, R. C. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria., 2012.

TIVET, F.; SÁ, J. C. D. M.; LAL, R.; BORSZOWSKI, P. R.; BRIEDIS, C.; DOS SANTOS, J. B.; SÁ, M. F. M.; HARTMAN, D. D. C.; EURICH, G.; FARIAS, A.; BOUZINAC, S.; SÉGUY, L. Soil organic carbon fraction losses upon continuous plow-based tillage and its restoration by diverse biomass-C inputs under no-till in sub-tropical and tropical regions of Brazil. **Geoderma**, v. 209-210, p. 214-225, 2013a.

TIVET, F.; SÁ, J. C. D. M.; LAL, R.; BRIEDIS, C.; BORSZOWSKI, P. R.; DOS SANTOS, J. B.; FARIAS, A.; EURICH, G.; HARTMAN, D. D. C.; NADOLNY JUNIOR, M.; BOUZINAC, S.; SÉGUY, L. Aggregate C depletion by plowing and its restoration by diverse biomass-C inputs under no-till in sub-tropical and tropical regions of Brazil. **Soil and Tillage Research**, v. 126, p. 203-218, 2013b.

TIVET, F.; SÁ, J. C. D. M.; LAL, R.; MILORI, D. M. B. P.; BRIEDIS, C.; LETOURMY, P.; PINHEIRO, L. A.; BORSZOWSKI, P. R.; HARTMAN, D. D. C. Assessing humification and organic C compounds by laser-induced fluorescence and FTIR spectroscopies under conventional and no-till management in Brazilian Oxisols. **Geoderma**, v. 207-208, p. 71-81, 2013c.

UCHIDA, Y.; NISHIMURA, S.; AKIYAMA, H. The relationship of water-soluble carbon and hot-water-soluble carbon with soil respiration in agricultural fields. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 156, p. 116-122, 2012.

VINHAL-FREITAS, I. C.; FERREIRA, A. S.; CORRÊA, G. F.; WENDLING, B. Influence of Phosphorus and Carbon on Soil Microbial Activity in a Savannah Agroecosystem of Brazil. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, v. 43, n. 9, p. 1291-1302, 2012.

ZAKHAROVA, A.; MIDWOOD, A. J.; HUNT, J. E.; GRAHAM, S. L.; ARTZ, R. R. E.; TURNBULL, M. H.; WHITEHEAD, D.; MILLARD, P. Loss of labile carbon following soil disturbance determined by measurement of respired $\delta^{13}\text{CO}_2$. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 68, n. 0, p. 125-132, 2014.

ZHOU, X.; CHEN, C.; LU, S.; RUI, Y.; WU, H.; XU, Z. The short-term cover crops increase soil labile organic carbon in southeastern Australia. **Biology and Fertility of Soils**, v. 48, n. 2, p. 239-244, 2011.

CAPÍTULO 3 – ESTABILIZAÇÃO, MIGRAÇÃO E SATURAÇÃO DO CARBONO EM FRAÇÕES DA MOS: EFEITO DO DÉFICIT DE SATURAÇÃO DE C DEVIDO A CAMADA DO SOLO

3.1. RESUMO

A matéria orgânica do solo (MOS) está alocada em inúmeros compartimentos, os quais diferem em vários níveis de estabilização. O fracionamento físico (granulométrico, densimétrico) e químico da MOS permite separar diferentes frações, tornando-se uma ferramenta útil para entender como ocorre a migração de carbono (C) do solo entre os diversos compartimentos. A hipótese desse estudo foi que o maior déficit de saturação de C promove elevado potencial de acúmulo de C no solo, e isto ocorre principalmente no compartimento da MOS associada aos minerais e com maior intensidade nas camadas subsuperficiais. Os objetivos desse estudo foram: (1) avaliar a migração e estabilização do C derivado da adição de resíduos entre as diferentes frações da MOS e em diferentes profundidades de solo (2) analisar o comportamento de saturação de C nas frações da MOS lábil e associada aos minerais. Para tanto, foi utilizado parte de um experimento de incubação de longa duração envolvendo solos de três locais (Ponta Grossa – PG, Londrina – LDN e Lucas do Rio Verde – LRV). Após 20 meses de incubação, o solo foi fracionado em um esquema de três etapas (granulométrico, densimétrico e químico) onde separou-se a MOS em sete compartimentos distintos. As frações mais lábeis da MOS (cPOM, LF e iPOM) sofreram as maiores variações (perdas ou ganhos) na camada de 0-20 cm nos três locais, indicando que estas frações são as mais sensíveis ao manejo e na camada superficial do solo manifestam intensamente o processo de ciclagem da MOS. Além disso, houve acúmulo de C na fração H-dMin-C (carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável) em todos os locais e camadas, mesmo quando não foi adicionado C-resíduo, sugerindo que a migração das frações mais grossas da MOS para as mais finas é um dos mecanismos para a sua formação e estabilização. Os resultados demonstraram que a maior estabilização de C derivado dos resíduos na fração lábil da MOS ocorreu na camada de 0-20 cm, enfatizando a resposta ao menor déficit de saturação nessa camada e favorecendo o acúmulo de C nas frações mais sensíveis da MOS. Na fração da MOS associada aos minerais, a maior estabilização de C derivado de resíduos ocorreu nas camadas de 20-40 e 40-100 cm, o que evidencia a resposta ao elevado déficit de saturação de C e a elevada superfície reativa nas camadas subsuperficiais. Constatou-se nos três locais estudados elevada capacidade de acúmulo de C e a estimativa para a atingir o ponto saturação de C na fração associada aos minerais na camada de 0-20 cm, foi de 104, 103 e 63 anos, para PG, LDN e LRV, respectivamente.

Palavras-chave: fracionamento da MOS, incubação, Latossolos, potencial de sequestro de C, resíduos

CHAPTER 3 – SOIL CARBON STABILIZATION, MIGRATION AND SATURATION IN SOM FRACTION: EFFECT OF SOC SATURATION DEFICIT BY SOIL LAYER

3.2. ABSTRACT

Soil organic matter (SOM) is allocated in manifold pools, which differ in stabilization mechanisms. Thus, physical, densimetric and chemical SOM fractionation allow separate different fractions, which is a useful tool to understand the soil organic carbon (C) migration into diverse pools. It was hypothesized that greater C saturation promote higher soil C accumulation potential, especially in the SOM fraction bound to minerals and in deep soil layers. The goals of this study were: (1) evaluate the C migration and stabilization between SOM fractions in three distinct soil layer, and (2) analyze the C saturation behavior in two SOM fractions (labile and bound to minerals). For this, it was used part of an incubation experiment with soils from Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV). After 20 months of incubation period, soils were separated in a three-step fractionation scheme (size and density separation and chemical oxidation) and were recovered seven SOM fractions. The labile SOM fractions (cPOM, LF and iPOM) had greater C variation (e.g. increase and decrease) in the 0-20 cm layer. This indicates that labile fractions are more sensible to management and that surface layer promote a faster SOM cycling. Furthermore, there was C accumulation in the H-dMin-C fraction (hydrolyzable, easily dispersed silt+clay fraction) for overall sites and layer even at zero residue-C input, suggesting that migration from coarse to fine fractions is an important mechanism to SOM formation and protection. In addition, results showed greater stabilization of residue-derived C in the labile fraction in the 0-20 cm layer, than that in the 20-40 and 40-100 cm layer. This highlights the response of smaller C saturation deficit in the surface soil layer, which promoted C accumulation in the less protected fractions. In the other hand, in the SOM fraction bound to minerals, greater stabilization of residue-derived C took place in the 20-40 and 40-100 cm layer. This result attests a response to a higher C saturation deficit and higher reactive surface in the deep layers. All three sites showed high C accumulation capacity, and the C saturation in the SOM fraction bound to mineral for all 0-20 cm layer will be in 104, 103 and 63 years for PG, LDN and LRV, respectively.

Key words: SOM fractions, incubation, Oxisols, C sequestration potential, residues

3.3. INTRODUÇÃO

O solo atua como um grande reservatório de carbono (C) orgânico do solo, estocando cerca de duas vezes a quantidade de C contida na atmosfera e quase três vezes o C existente na vegetação (LAL, 2004a). A dinâmica do fluxo do C entre esses três grandes reservatórios, tem enorme impacto no balanço global de C. O estoque de C está reduzindo ao longo dos anos devido as práticas inadequadas de manejo que envolve o revolvimento excessivo do solo aliado ao uso da monocultura e da queima de resíduos (LAL, 2004b). Entretanto, os solos agrícolas, quando manejados adequadamente e fundamentado em práticas conservacionistas (ex. não revolvimento do solo, rotação de culturas e manutenção de palhada na superfície do solo), podem atuar como drenos de CO₂ atmosférico, reduzindo o efeito antrópico nas mudanças climáticas (DICK, 1983; BAYER et al., 2006b; LAL, 2011; SÁ et al., 2013; SPEROW, 2016). Os mecanismos que governam a estabilização do C derivado dos resíduos e o potencial máximo de acúmulo de C em solos agrícolas ainda são pouco conhecidos, principalmente em agrossistemas na região subtropical e tropical.

No solo, a maior parte do C derivado dos resíduos vegetais é mineralizado e retorna para a atmosfera como CO₂ e a menor parte é estabilizado em vários compartimentos da matéria orgânica do solo (MOS) (CAMBARDELLA; ELLIOTT, 1993; SÁ et al., 2001; VON LÜTZOW et al., 2007). Os compartimentos da MOS diferem em vários níveis de estabilização, os quais estão relacionados com a acessibilidade a comunidade microbiana, com a recalcitrância bioquímica da molécula da MOS, e com as associações com os minerais (SOLLINS; HOMANN; CALDWELL, 1996; BALDOCK; SKJEMSTAD, 2000; LÜTZOW et al., 2006). A recalcitrância bioquímica, muitas vezes associada à composição dos resíduos que deram origem a MOS, já foi considerada como o principal mecanismo de estabilização do C durante muito tempo (STEVENSON, 1994; KRULL; BALDOCK; SKJEMSTAD, 2003). Entretanto, esse paradigma está mudando, e vários estudos mais recentes apontam para a associação da MOS com os minerais como o principal mecanismo responsável pela longa residência do C no solo (LÜTZOW et al., 2006; MIKUTTA et al., 2006; KÖGEL-KNABNER et al., 2008). Além disso, há fortes evidências de que o C estabilizado pela associação com o silte e a argila são provenientes de subprodutos microbianos (MILTNER et al., 2012; BRADFORD et al., 2013; LUDWIG et al., 2015) e esses, podem ser rapidamente estabilizados nos primeiros estágios de decomposição dos resíduos (STEWART et al., 2009). Assim, a estabilização de C nos minerais pode ainda aumentar em solos com elevada capacidade de estabilização de C. Esse mecanismo pode ser governado pela textura e a mineralogia do solo (KÖGEL-KNABNER et al., 2008;

FENG; PLANTE; SIX, 2013; BEARE et al., 2014) e pelo déficit de saturação de C (HASSINK, 1996; STEWART et al., 2007). Outros fatores externos que alteram o metabolismo microbiano como temperatura, umidade e disponibilidade de nutrientes, pode afetar a eficiência da estabilização do C associado aos minerais (CLEVELAND; TOWNSEND; SCHMIDT, 2002; SALOME et al., 2010; KIRKBY et al., 2013).

O C derivado do processo de decomposição dos resíduos uma vez distribuído nos compartimentos da MOS, pode ser identificado por métodos de fracionamento, os quais são classificados em: métodos de fracionamento físico, químico ou a combinação de ambos (VON LÜTZOW et al., 2007). O fracionamento permite a separação da MOS em frações que diferem umas das outras quanto a sua granulometria, função, composição e estabilização (BRUUN et al., 2008; PLAZA et al., 2012; BOENI et al., 2014). Six et al. (2002a) propuseram um método que combina o fracionamento químico com o físico (granulométrico e densimétrico), permitindo a separação da MOS em sete compartimentos (ver capítulo 1, pág. 29-31). Três dessas frações (cPOM, LF e iPOM, ver lista de siglas abreviações) são consideradas lábeis, as quais são protegidas da degradação microbiana devido a proteção física promovida pelos macros e microagregados. Essas frações fazem parte do compartimento ativo e são sensíveis ao manejo do solo (GREGORICH et al., 2006; TIVET et al., 2013; SÁ et al., 2014). As demais frações (H-dMin-C, NH-dMin-C, H- μ Min-C e NH- μ Min-C, ver lista de siglas abreviações) são consideradas mais recalcitrantes e estão associadas a proteção química devido a interação com o silte e a argila. As frações H- μ Min-C e NH- μ Min-C estão associadas ao silte+argila isoladas de dentro de microagregados, o que proporciona além da proteção química uma proteção física (DENEFF et al., 2004; DIECKOW et al., 2009; CONCEIÇÃO; DIECKOW; BAYER, 2013). Adicionalmente, a hidrólise ácida das frações associadas aos minerais permite separar frações de elevada recalcitrância (NH-dMin-C e NH- μ Min-C), que são estabilizadas através da recalcitrância bioquímica da molécula da MOS, apesar das evidências de que essas são frações que podem ser alteradas pelo manejo (PAUL et al., 2006), não podendo ser considerada como passiva.

Apesar de o incremento do C nos diversos compartimentos da MOS ser comumente atribuído aos acréscimos crescentes de C via resíduos (LARSON et al., 1972; KONG et al., 2005; BAYER et al., 2006a; TIVET et al., 2013), já existem evidências de que o solo pode possuir uma capacidade finita de estocar C (CAMPBELL et al., 1991; GULDE et al., 2008), o que pode variar com a textura e mineralogia do solo (HASSINK, 1997; FENG; PLANTE; SIX, 2013; BEARE et al., 2014), condições climáticas (ANGERS et al., 2011) e manejo do solo (STEWART et al., 2007; REIS et al., 2014). Além disso, a teoria da saturação de C sugere que

quanto maior o déficit de saturação de C (diferença entre o potencial máximo de estoque de C e o conteúdo atual de C no solo), maior será a eficiência de estabilização do C adicionado (STEWART et al., 2007, 2008). Dessa maneira, as camadas mais profundas do perfil do solo possuem maior déficit de saturação de C, e teoricamente teriam maior eficiência de estabilização e maior potencial de acúmulo de C. Solos cujo conteúdo de C está longe do ponto de saturação possuem grande potencial de acúmulo e servirá como dreno de CO₂ por longo período.

Esse estudo foi conduzido com base na hipótese de que o elevado déficit de saturação de C encontrado em solos altamente intemperizados, propicia elevado potencial de acúmulo de C e isto ocorre principalmente nas frações associadas aos minerais. Adicionalmente, seria nas camadas mais profundas do perfil a maior estabilização de C. Para tanto, foi utilizado parte de um experimento de incubação visando atingir os seguintes objetivos específicos: (1) avaliar a migração de C derivado dos resíduos culturais em direção aos vários compartimentos funcionais da MOS; (2) avaliar quanto do C derivado da decomposição dos resíduos culturais adicionados foram transformados e estabilizados nas frações estáveis da MOS e (3) identificar quando ocorre o ponto de saturação de C em resposta às taxas de adições de resíduos em diferentes profundidades do perfil do solo.

3.4. MATERIAIS E MÉTODOS

3.4.1. Descrição dos locais, experimentos e coleta de solos

A descrição dos três locais experimentais (Ponta Grossa – PG, Londrina – LDN e Lucas do Rio Verde – LRV), assim como a descrição dos experimentos de longa duração em plantio direto (PD) e coleta de solos foram realizadas no capítulo 1 (vide pág. 25 – 28).

3.4.2. Procedimento para o experimento de incubação

O procedimento de incubação de solo foi descrito no capítulo 2 (vide pág. 65 – 67) no qual o período de incubação foi de trinta meses. Nesse capítulo, a coleta do solo para realizar o fracionamento foi aos vinte meses após o início da incubação e não aos trinta meses como descrito no capítulo 2. Dessa maneira, a coleta para a realização do procedimento de fracionamento proposto foi aos 0 meses (início da incubação) e após vinte meses.

3.4.3. Fracionamento do solo

O procedimento para o fracionamento do solo foi descrito no capítulo 1 (vide pág. 29 – 31). As sete frações da MOS isoladas foram: cPOM (matéria orgânica particulada grossa), LF (matéria orgânica particulada leve), iPOM (matéria orgânica particulada intramicroagregado), H-dMin-C (carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável), NH-dMin-C (carbono associado aos minerais facilmente dispersos, não hidrolisável), H- μ Min-C (carbono associado aos minerais derivado de microagregado, hidrolisável) e NH- μ Min-C (carbono associado aos minerais derivado de microagregado, não hidrolisável).

3.4.4. Análise de carbono e cálculos

A análise do C das frações de MOS isoladas na etapa de fracionamento foi descrita no capítulo 1 (vide pág. 31). Os cálculos para a determinação da variação do C (ΔC), C derivado dos resíduos culturais (C-DRC) e déficit de saturação do C, foram descritos no capítulo 2 (vide pág. 67 – 69).

3.4.5. Análise estatística

A variação de C e o conteúdo de C-DRC nas frações de MOS, após os vinte meses de incubação, foram apresentados na forma de médias e desvio padrão, $n=3$. O conteúdo de C-DRC das frações lábeis e associada aos minerais, foi analisado independentemente para cada local, comparando camadas de solo dentro dos locais. Os dados foram submetidos a uma análise

de variância (ANOVA) e para os F significativos, médias foram comparadas pelo teste da diferença mínima significativa (LSD) ao nível de 5% de probabilidade ($P < 0,05$). Análise de regressão foi usada para acessar a relação entre a adição de C-resíduo com variação de C nas frações lábeis e associada aos minerais e entre o déficit de saturação de C com o C-DRC na fração H-Min-C. Adicionalmente, foi utilizada a análise de componentes principais (PCA), usando os dados dos atributos da fertilidade (Ca^{2+} , Mg^{2+} e P), os conteúdos iniciais de C e N, o déficit de saturação de C e os conteúdos de C-DRC das frações lábil e associada aos minerais. Todas as análises estatísticas foram realizadas usando o programa R (TEAM, 2012).

3.5. RESULTADOS

3.5.1. Variação de C nas frações da MOS

Após vinte meses de incubação, o C variou entre os locais e camadas. As adições crescentes de C-resíduo promoveram aumentos crescentes de C, em todas as frações. Em PG, as frações mais lábeis na camada de 0-20 cm, tiveram elevada queda no C, cujas perdas, considerando a média das adições foram de 35,3, 50,4 e 14,0 % nas frações de cPOM, LF e iPOM, respectivamente (Fig. 3.1). Nesse cenário, a variação de C foi negativa mesmo com a maior adição de C-resíduo (48 Mg ha^{-1}). Em contraste, na fração H-dMin-C a variação foi em direção ao ganho no C, mesmo no tratamento sem adição de C-resíduo. O estoque de C nessa fração aumentou em 6,1 % ($1,1 \text{ g kg}^{-1}$), com ganhos de 0,70 a $1,73 \text{ g kg}^{-1}$ de C nas adições de 0 e 48 Mg ha^{-1} de C-resíduo, respectivamente. Nas demais frações, a variação de C foi menor, variando da queda de $0,13 \text{ g kg}^{-1}$ na fração NH-dMin-C até o ganho de $0,19 \text{ g kg}^{-1}$ na fração H- μ Min-C. Nas profundidades de 20-40 e 40-100 cm o C da fração cPOM teve elevado ganho após 20 meses de incubação. Os acréscimos, na média das adições foram de 72,8 % ($0,34 \text{ g kg}^{-1}$) e 42,2 % ($0,20 \text{ g kg}^{-1}$) nas camadas de 20-40 e 40-100 cm, respectivamente. A fração H-dMin-C teve o maior incremento cujo acréscimo de C considerando a média das adições, foi de 6,5 % ($0,90 \text{ g kg}^{-1}$) e 3,8 % ($0,46 \text{ g kg}^{-1}$) nas profundidades de 20-40 e 40-100 cm, respectivamente.

Em LDN, o C nas três frações lábeis teve pequenas variações nas três profundidades incubadas (Fig. 3.2). Em contraste, o Δ C da fração cPOM foi expressivo na camada 0-20 cm, variando de -0,19 a $0,60 \text{ g kg}^{-1}$ para adições de 0 e 48 Mg ha^{-1} de C-resíduo, respectivamente. A variação de $-0,19 \text{ g kg}^{-1}$ representou a perda de 27,7 % de C no tratamento sem adição e a variação de $0,60 \text{ g kg}^{-1}$, resultou no ganho de 86,0 % na maior adição de C-resíduo. O C na fração H-dMin-C aumentou em todas as adições de C-resíduo, nas três profundidades. Esses ganhos foram de 11,1 % ($0,97 \text{ g kg}^{-1}$), 23,4 % ($1,20 \text{ g kg}^{-1}$) e 43,3 % ($1,42 \text{ g kg}^{-1}$) na média das adições, para as profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, respectivamente. O C na fração NH-dMin-C decresceu em todas as camadas na ordem de 10,3 % ($0,51 \text{ g kg}^{-1}$), 14,1 % ($0,40 \text{ g kg}^{-1}$) e 9,4 % ($0,24 \text{ g kg}^{-1}$) na média das adições, nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm. Adicionalmente, o C nas frações H- μ Min-C e NH- μ Min-C também apresentaram queda nas três camadas do solo em LDN.

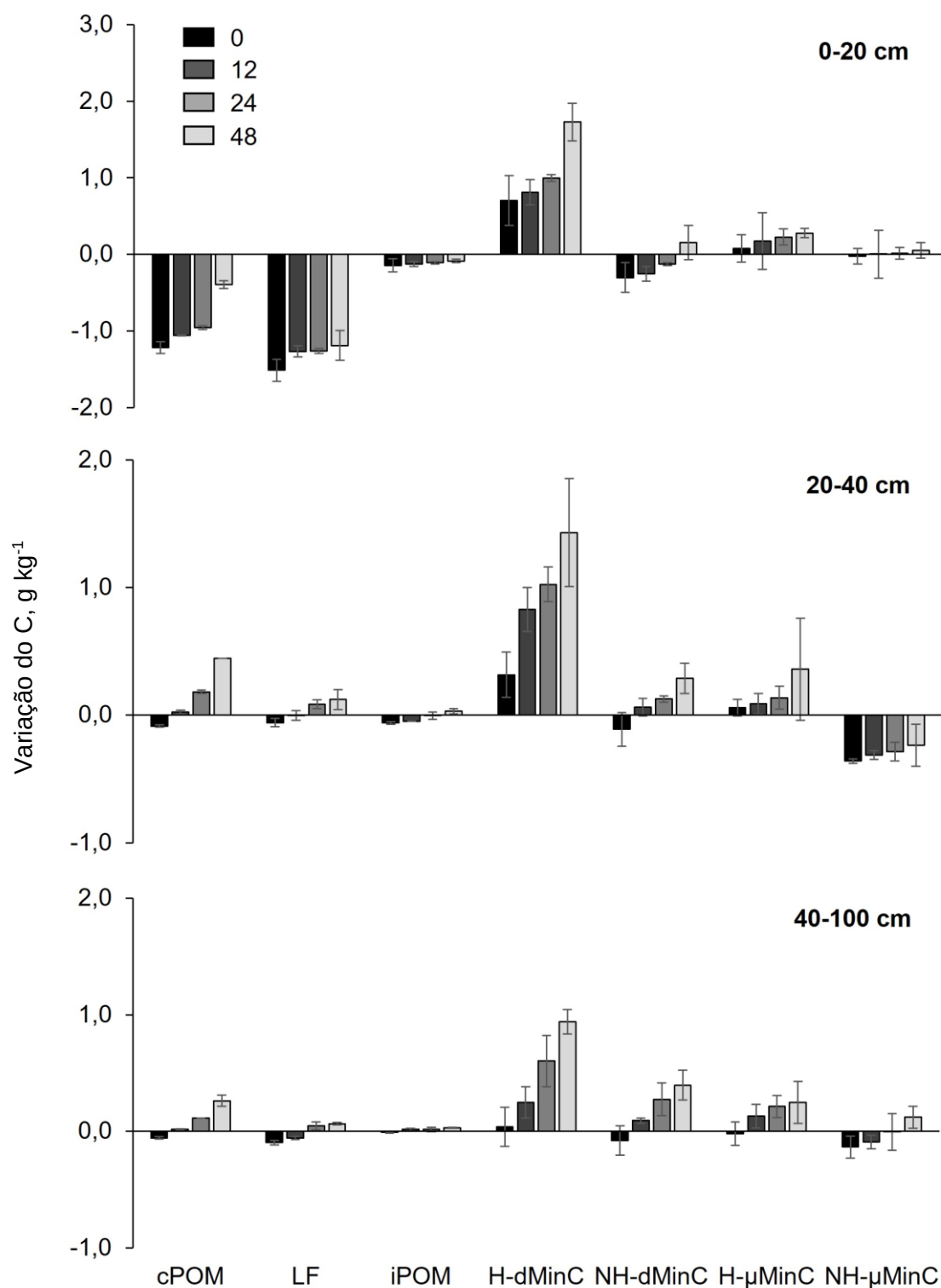


FIGURA 3.1. Variação do C nas frações da MOS: cPOM – matéria orgânica particulada grossa; LF – matéria orgânica particulada leve; iPOM – matéria orgânica particulada intramicroagregado; H-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável; NH-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, não hidrolisável; H-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, hidrolisável; NH-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, não hidrolisável) após 20 meses de incubação em resposta as adições de C-resíduo de 0, 12, 24 e 48 Mg ha⁻¹, nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, em Ponta Grossa. As barras verticais representam o desvio padrão; n=3.

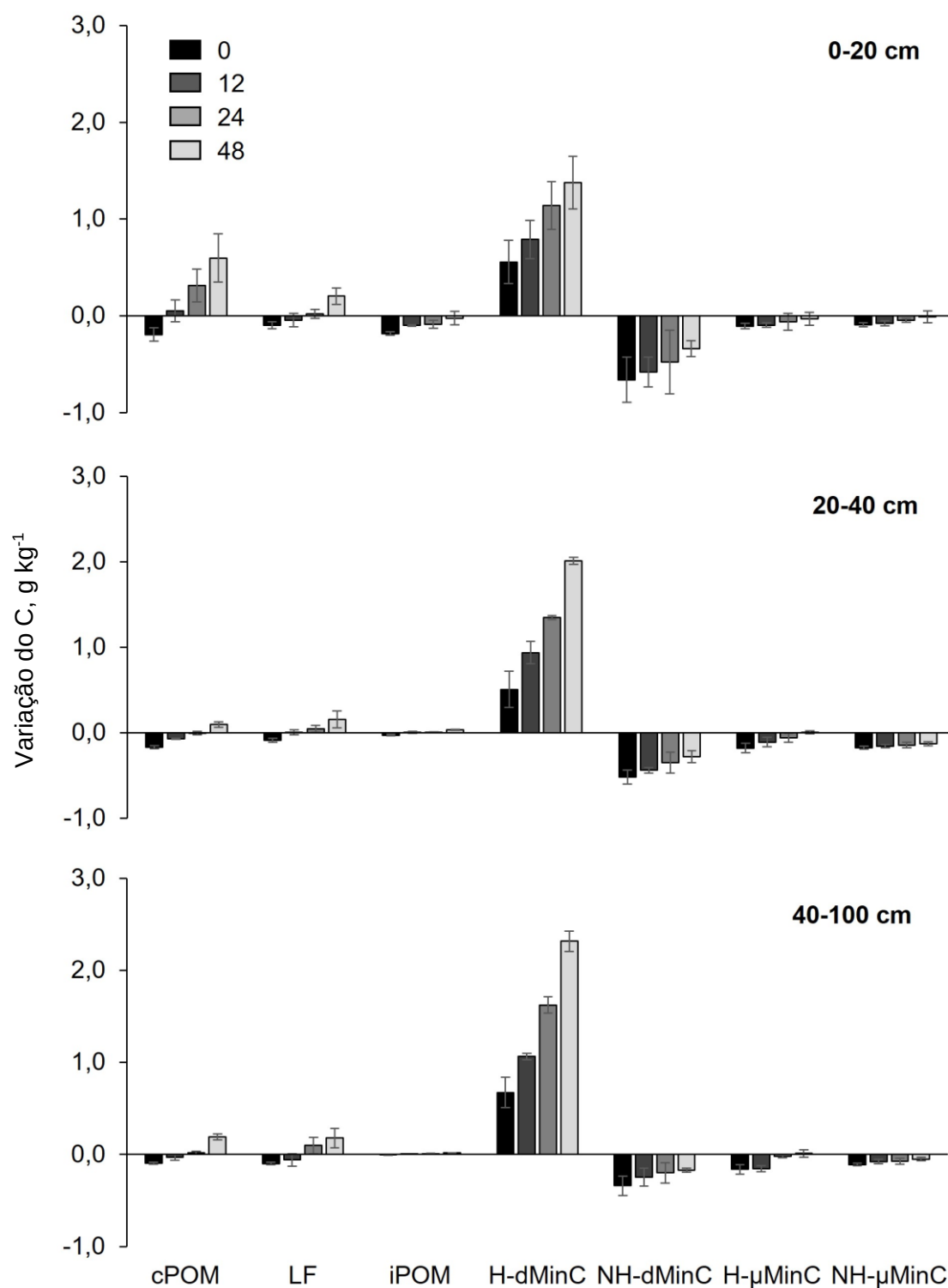


FIGURA 3.2. Variação do C nas frações da MOS: cPOM – matéria orgânica particulada grossa; LF – matéria orgânica particulada leve; iPOM – matéria orgânica particulada intramicroagregado; H-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável; NH-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, não hidrolisável; H-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, hidrolisável; NH-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, não hidrolisável) após 20 meses de incubação em resposta as adições de C-resíduo de 0, 12, 24 e 48 Mg ha⁻¹, nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, em Londrina. As barras verticais representam o desvio padrão; n=3.

As alterações de C nas frações da MOS em LRV foram superiores na profundidade de 0-20 cm comparada as demais. As adições de C-resíduo proporcionaram acúmulo de C nas frações LF, H-dMin-C, NH-dMin-C e H- μ Min-C na camada de 0-20 de profundidade (Fig. 3.3). Por outro lado, constatou-se queda de C nas frações iPOM e NH- μ Min-C, mesmo com a maior adição de C-resíduo. A fração H-dMin-C apresentou o maior ganho comparado às demais frações e ocorreu nas três camadas incubadas. O acúmulo de C nessa fração foi na média das adições, de 13,5 % (0,77 g kg⁻¹), 22,7 % (0,89 g kg⁻¹) e 15,4 % (0,46 g kg⁻¹), para as profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, respectivamente. Na profundidade de 20-40 cm, a fração com maior alteração foi a cPOM, uma vez que o C nessa fração diminuiu em 37,0 % (0,26 g kg⁻¹) para o tratamento sem adição de C-resíduo e aumentou em 3,2 % (0,02 g kg⁻¹) na adição de 48 Mg ha⁻¹ de C-resíduo (Fig. 3.3). Na profundidade de 40-100 cm, constatou-se queda no C nas frações cPOM e NH-dMin-C, e foi mais evidente na taxa zero de adição de C-resíduo. Nesse tratamento a diminuição de C foi de 31,1 % (0,19 g kg⁻¹) e 28,2 % (0,38 g kg⁻¹) nas frações cPOM e NH-dMin-C, respectivamente.

Em todos os locais e camadas constatou-se ampla resposta às adições de resíduo e grande capacidade de estabilização de C através da relação linear entre a adição de C-resíduo e o ganho de C tanto no C-lábil (soma das frações cPOM, LF e iPOM) quanto na fração associada aos minerais – C-min (soma das frações H-dMin-C, NH-dMin-C, H- μ Min-C e NH- μ Min-C) (Fig. 3.4). Os coeficientes angulares foram superiores na fração C-min (exceto na profundidade de 0-20 cm de LDN e LRV), indicando que nessa fração ocorreu a maior migração de C oriundas das adições de C-resíduo. Além disso, a relação C-min/C-lábil dos coeficientes angulares obtidos através da relação entre a adição de C-resíduos e a variação de C aumentou com em direção as camadas mais profundas (20-40 e 40-100 cm de profundidade). A relação C-min/C-lábil dos coeficientes angulares foi conforme a ordem a seguir: Em PG foi de 1,48, 2,12 e 3,15; em LDN foi de 1,00, 3,42 e 3,33 e para LRV foi de 0,95, 3,85 e 5,10 nas camadas de 0-20, 20-40 e 40-100 cm de profundidade, respectivamente.

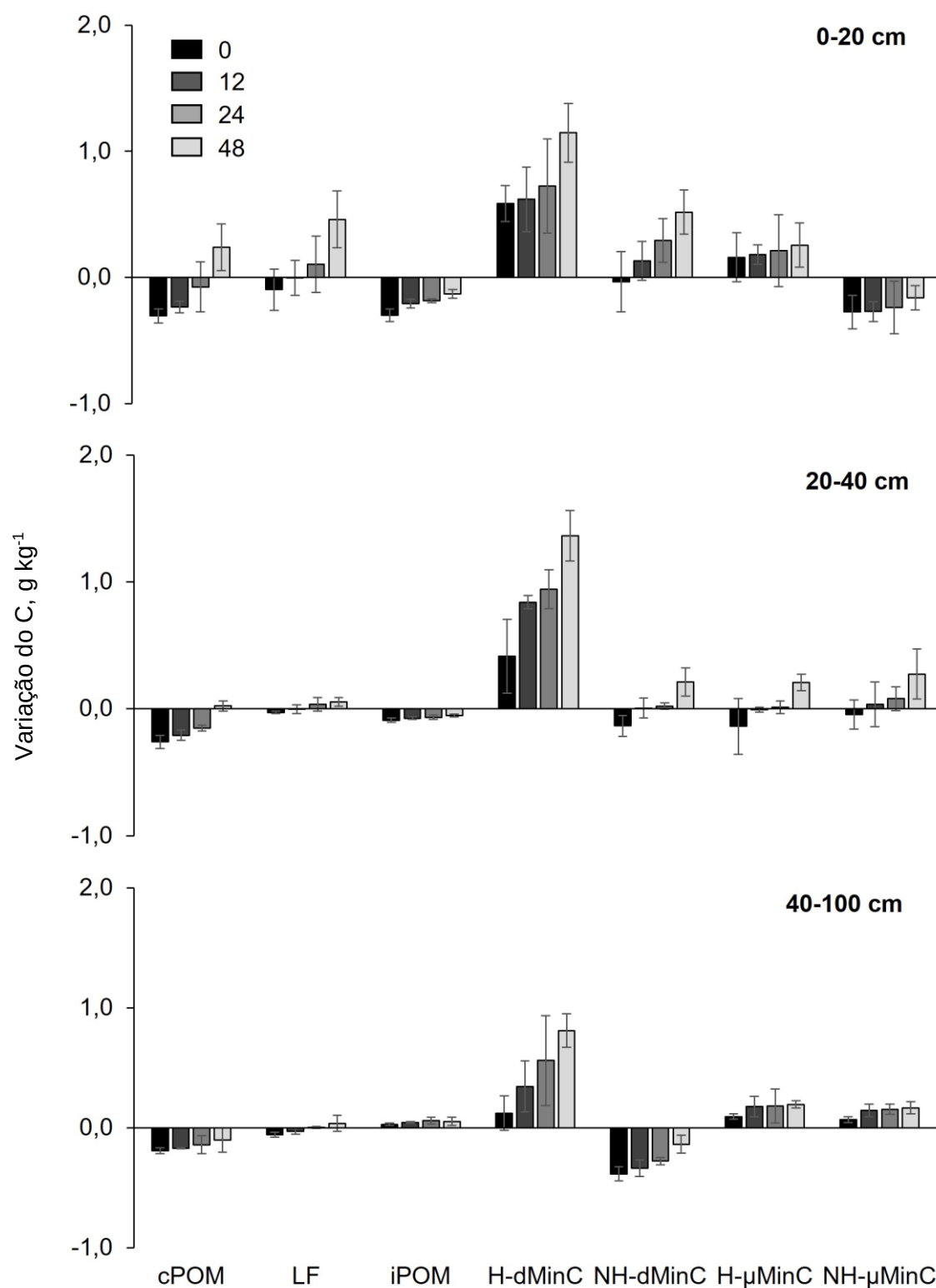


FIGURA 3.3. Variação do C nas frações da MOS: cPOM – matéria orgânica particulada grossa; LF – matéria orgânica particulada leve; iPOM – matéria orgânica particulada intramicroagregado; H-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável; NH-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, não hidrolisável; H-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, hidrolisável; NH-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, não hidrolisável) após 20 meses de incubação em resposta as adições de C-resíduo de 0, 12, 24 e 48 Mg ha⁻¹, nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, em Lucas do Rio Verde. As barras verticais representam o desvio padrão; n=3.

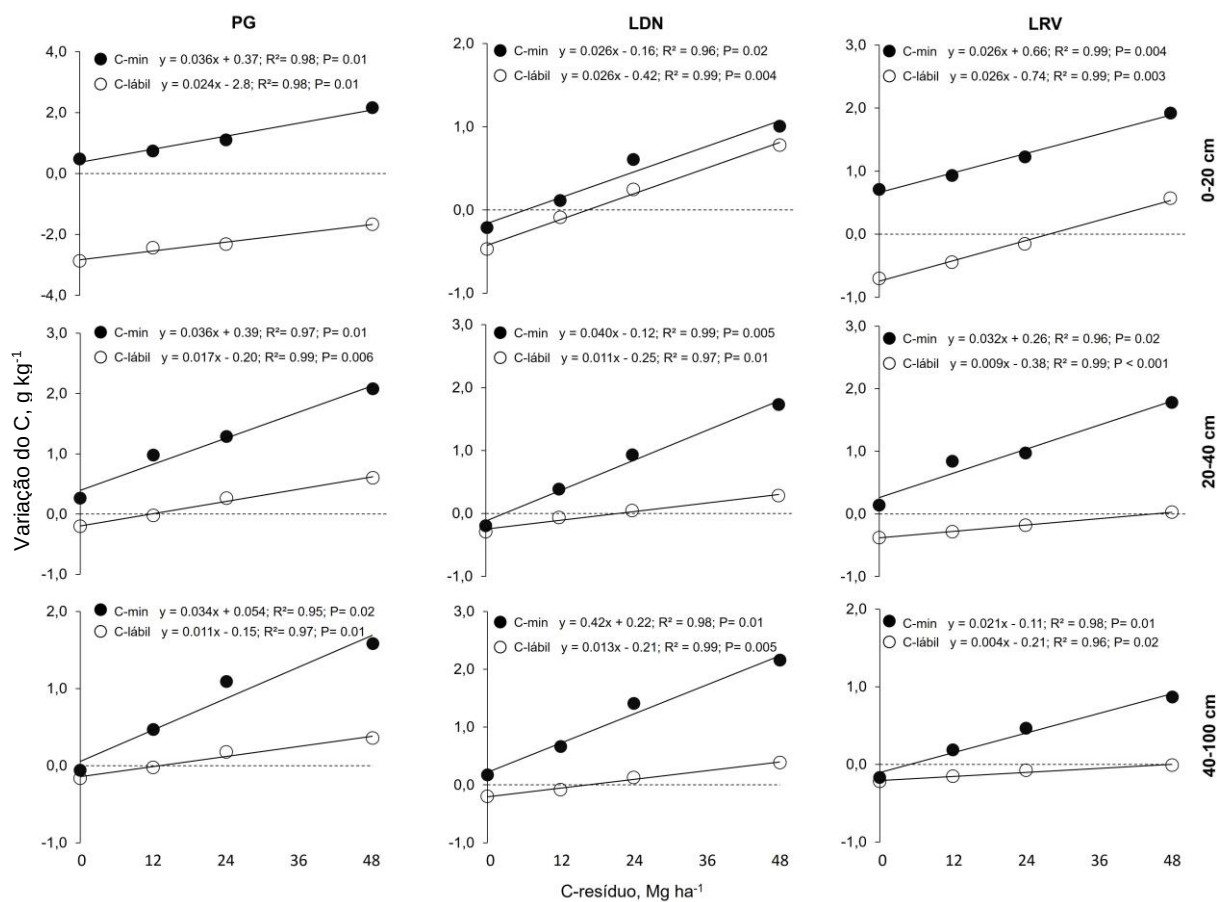


FIGURA 3.4. Relação das adições de C-resíduo com a variação do C nas frações lábil (C-lábil) e associada aos minerais (C-min) após 20 meses de incubação, nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, em Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV).

3.5.2. Estabilização do C derivado da adição de resíduos culturais nas frações da MOS

A estabilização de C-DRC foi progressiva e aumentou conforme as taxas de adição em todos os locais e camadas (Fig. 3.5). Na fração C-lábil, a estabilização do C-DRC foi maior na camada de 0-20 do que as camadas de 20-40 e 40-100 cm para todos os locais. Entretanto, em PG o C-DRC na camada de 20-40 cm foi superior ao da camada de 40-100 cm. A estabilização de C-DRC na fração C-lábil, contribuiu para a estabilização total de C-DRC em 46, 29 e 23 % para PG, em 50, 24 e 22 % para LDN e em 52, 18 e 17 % para LRV, nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, respectivamente. Oposto a fração C-lábil, a estabilização de C-DRC na fração C-min foi superior nas camadas de 20-40 e 40-100 cm em comparação a camada de 0-20 cm em PG e LDN e em LRV foi superior na camada de 20-40 cm do que na de 0-20 e 40-100 cm (Fig. 3.5).

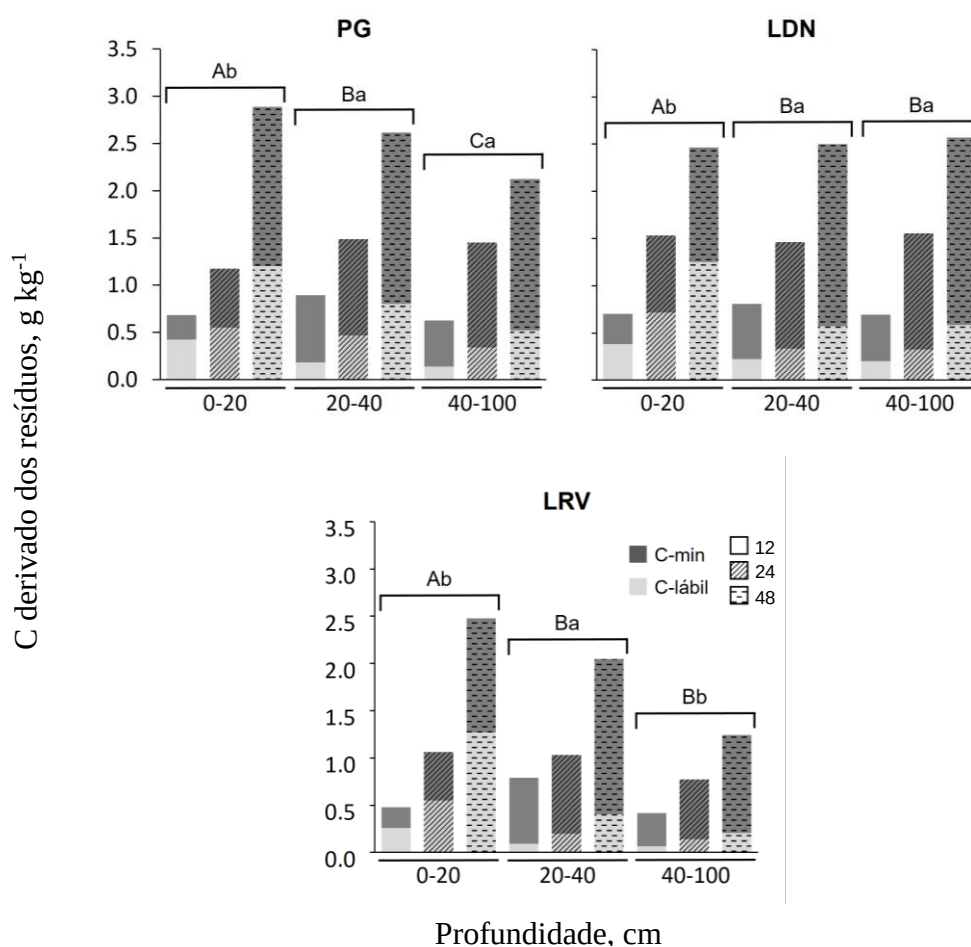


FIGURA 3.5. Conteúdo de C derivado da adição de 12, 24 e 48 Mg ha⁻¹ de C-resíduos, alocado nas frações lábil (C-lábil) e associada aos minerais (C-min) da MOS após vinte meses de incubação, em solos provenientes de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV). Letras maiúsculas e minúsculas se referem ao C-lábil e C-min, respectivamente e comparam a média de C das profundidades.

Dentre as frações avaliadas a H-dMin-C teve a maior contribuição na estabilização do C-DRC e foi mais evidente nas camadas de 20-40 e 40-100 cm (Fig. 3.6). Essa contribuição foi 30, 47 e 39 % no solo em PG, de 35, 58 e 63 % para LDN e 18, 49 e 55 % para LRV nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-100 cm, respectivamente. Na camada de 0-20 cm, além da H-dMin-C, a fração cPOM contribuiu na estabilização de C-DRC, representando 26, 33 e 21 % do total de C-DRC estabilizado para PG, LDN e LRV, respectivamente. Na fração C-lábil a contribuição das frações seguiu a ordem: cPOM > LF > iPOM enquanto para a fração C-min esta sequência seguiu: H-dMin-C > NH-dMin-C > H-μMin-C > NH-μMin-C (Fig. 3.6).

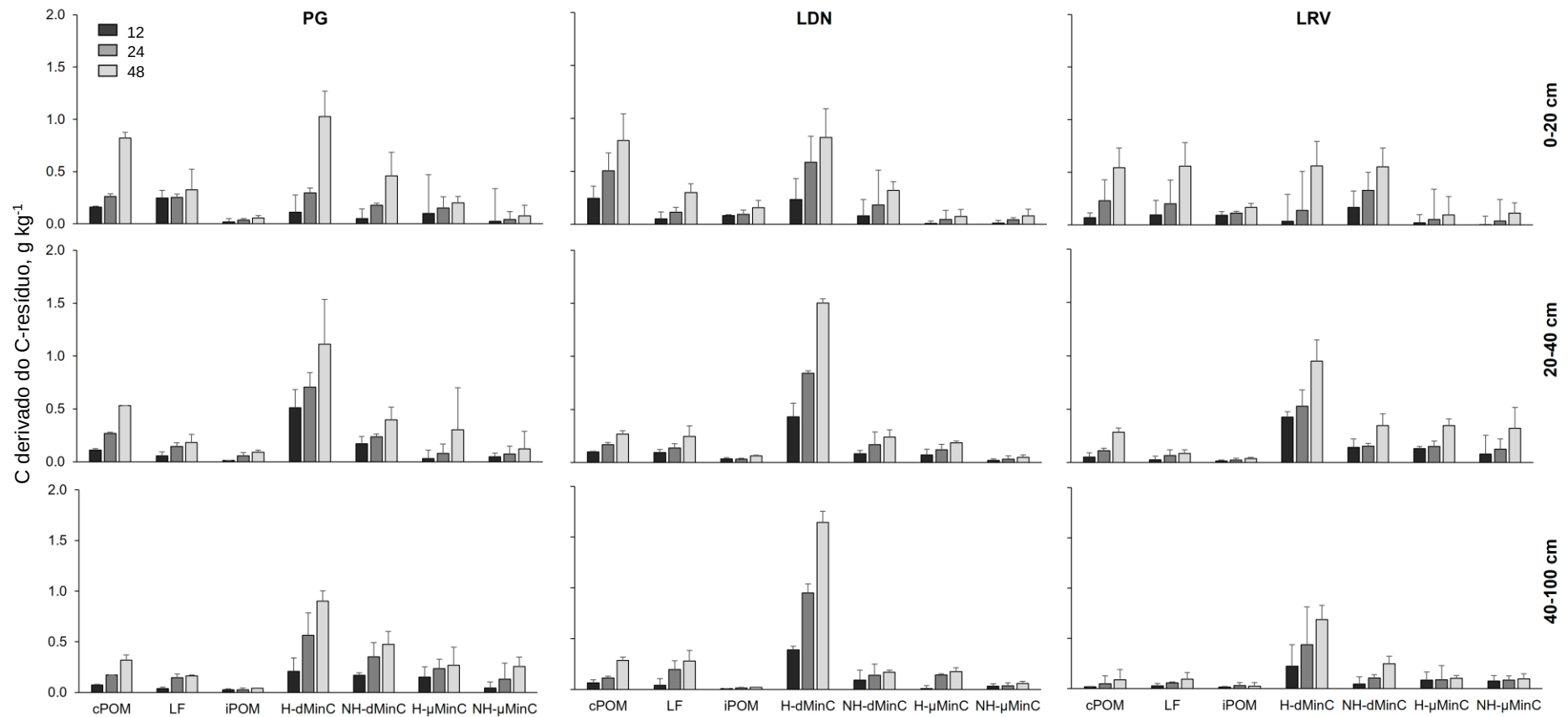


FIGURA 3.6. Conteúdo de C derivado da adição de 12, 24 e 48 Mg ha⁻¹ de C-resíduos, alocado em sete frações da MOS (cPOM – matéria orgânica particulada grossa; LF – matéria orgânica particulada leve; iPOM – matéria orgânica particulada intramicroagregado; H-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável; NH-dMin-C – carbono associado aos minerais facilmente dispersos, não hidrolisável; H-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, hidrolisável; NH-μMin-C – carbono associado aos minerais derivado de microagregado, não hidrolisável) após vinte meses de incubação, em solos provenientes de Ponta Grossa (PG), Londrina (LDN) e Lucas do Rio Verde (LRV). As barras verticais representam o desvio padrão; n=3.

3.5.3. Influência de atributos da fertilidade e do déficit de saturação de C na estabilização do C derivado dos resíduos culturais

O primeiro e o segundo componente principal responderam por 87,12 % da variância total (Fig. 3.7). O primeiro componente principal foi responsável por 62,0% da variância e atribuído as variáveis C-lábil (-0,43), Mg^{2+} (-0,42), P (-0,39), Ca^{2+} (-0,37), N inicial (-0,40) e C inicial (-0,35). Na camada de 0-20 cm de profundidade ocorreu a maior retenção de C-DRC na fração lábil e atribuído ao elevado conteúdo de C e N e aos níveis de Ca^{2+} , Mg^{2+} e P adequados proporcionando melhor eficiência da biomassa microbiana na conversão do C dos resíduos em C do solo.

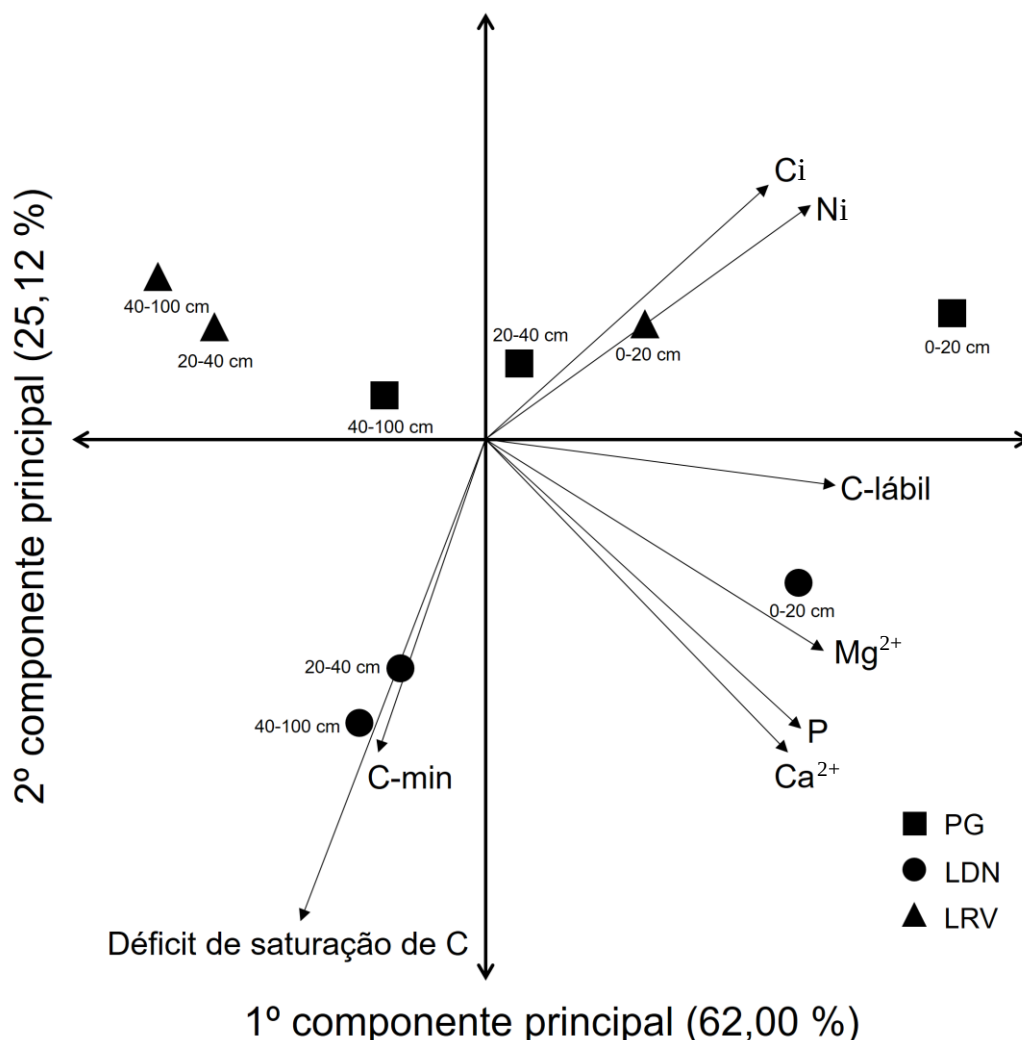


FIGURA 3.7. Análise de componentes principais envolvendo déficit de saturação de C, alocação de C derivado de C-resíduos nas frações lábil (C-lábil) e associada aos minerais (C-min), atributos de fertilidade (Ca^{2+} , Mg^{2+} e P) e carbono (Ci) e nitrogênio (Ni) iniciais (anteriores ao experimento).

O segundo componente principal foi constituído pelas variáveis déficit de saturação de C (-0,59), C-min (-0,37), Ca (-0,38), P (-0,35) e C inicial (0,31), e foram as que tiveram os maiores coeficientes (Fig. 3.7). Pode-se afirmar que solos com elevado déficit de saturação de C e com níveis adequados de Ca^{2+} , Mg^{2+} e P proporcionam a maior retenção de C-DRC na fração associada aos minerais (C-min).

A influência do déficit de saturação de C na retenção de C-DRC na fração C-min pode ser melhor observada quando analisado o compartimento individual que compõe o C associado nos minerais. Nesse sentido, a única fração com relação significativa com o déficit de saturação de C foi a H-dMin-C (Fig. 3.8). Esta relação foi exponencial e positiva, ou seja, conforme diminui o déficit de saturação de C no solo, reduz a estabilização de C nessa fração.

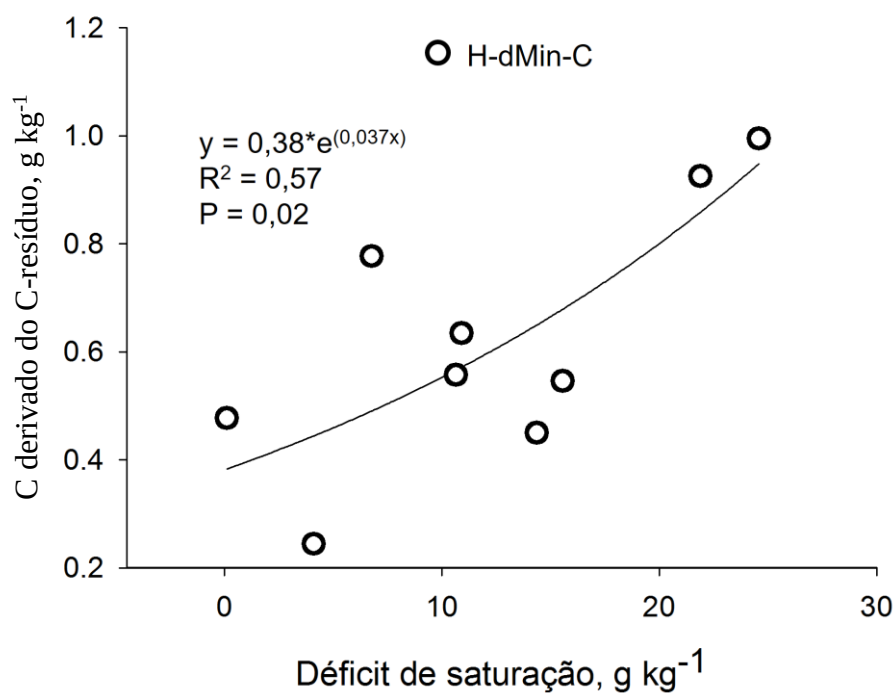


FIGURA 3.8. Relação do déficit de saturação de C com o C derivado da adição de C-resíduos na fração H-C-Min (carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável), após a incubação por vinte meses de solos provenientes de Ponta Grossa, Londrina e Lucas do Rio Verde.

3.6. DISCUSSÃO

3.6.1. Migração e estabilização do C em frações da MOS

Nesse estudo, a queda no conteúdo de C-lábil nos tratamentos sem adição de C-resíduo, indica a elevada utilização do C antecedente ao experimento dessa fração. Entretanto, a variação de C-lábil (Δ C-lábil) dos tratamentos sem adição de C-resíduo apresentou uma relação linear negativa com o conteúdo de C-lábil antecedente ao experimento, ou seja, na camada de 0-20 cm de profundidade em PG e LRV, o PD promoveu maior conteúdo de C-lábil, e foram onde ocorreram os maiores decréscimos de C, evidenciando que quanto maior forem as condições favoráveis à atividade da microbiota maior serão as transformações do C. A redução da fração C-lábil antecedente ao experimento (Δ C-lábil = 0,39 C-lábil antecedente ao experimento + 0,16; $R^2 = 0,77$; $P = 0,002$) foi em média de 39% após os vinte meses de incubação para os três locais e as três camadas. A fração cPOM foi a responsável pela maior queda de C. A perda de C das frações de C-lábil, nas camadas superficiais, indica que esse compartimento é uma fonte de energia facilmente utilizável pela biomassa microbiana (LIU et al., 2006; UCHIDA; NISHIMURA; AKIYAMA, 2012) e rapidamente consumido (LAJTHA; BOWDEN; NADELHOFFER, 2014), sendo que pode ser exaurida quando o sistema é sustentado por baixas adições de C-resíduo (TIVET et al., 2013; SÁ et al., 2014).

Parte da redução de C na fração C-lábil pode ter sido mineralizada e emitida na forma de C-CO₂ (ver capítulo 2), porém o aumento do conteúdo de C em frações associadas aos minerais (principalmente na fração H-dMin-C) no tratamento sem adição de C-resíduo (Fig. 3.1, 3.2 e 3.3), indica que durante o período de incubação e degradação do resíduo adicionado, uma parte do C da fração lábil foi transformada e direcionada para outros compartimentos da MOS. Alguns estudos suportam essa afirmação e reportaram que durante o processo de incubação a mineralização do C de frações mais grosseiras da MOS são redistribuídos progressivamente para as frações mais finas (GROSBELLET et al., 2011; PRONK; HEISTER; KÖGEL-KNABNER, 2013; VOGEL et al., 2014). Utilizando a técnica de $\delta^{13}\text{C}$ em um Latossolo localizado em Ponta Grossa, Sá et al. (2001) demonstraram que ocorre a migração constante de C da fração lábil para a associada aos minerais. Os autores enfatizaram que o componente chave nesse processo de migração e estabilização de C em compartimentos mais estáveis da MOS está diretamente associado a contínua adição de C pelos resíduos culturais, corroborando os resultados do presente estudo, uma vez que foi demonstrado aumento no conteúdo de C das frações associadas aos minerais em decorrência das maiores adições de C-resíduo.

Embora tenha ocorrido a maior perda de C nas frações lábeis nos tratamentos sem adição de C-resíduos na camada de 0-20 cm, a recuperação de C no compartimento lábil em resposta a adição de resíduos também foi superior nessa camada comparada às demais e em todos os locais (Fig. 3.5 e 3.6). Este fato demonstrou que os processos de reciclagem de C governados pela biomassa microbiana, são mais eficazes quando as condições para a conversão do C-resíduo em C do solo são favoráveis a estas. Nas camadas subsuperficiais constatou-se os menores coeficientes angulares das regressões entre a adição de C-resíduo e a variação de C-lábil (Fig. 3.4) evidenciando a menor resposta às adições de C na variação do C dessa fração da MOS. Este fato pode ser explicado pelas condições desfavoráveis (escassez de Ca^{2+} , Mg^{2+} e P) para a atividade microbiana, refletindo em menor conversão do C dos resíduos em C do solo. A análise de componentes principais revelou que o conteúdo de C e N aliado a fertilidade adequada na camada de 0-20 cm promoveu as condições favoráveis para a maior retenção de C-DRC na fração lábil. Entretanto, a transformação do C-resíduo nessa camada dever ter sido regulada principalmente pela fragmentação física dos resíduos adicionados (GARCIA-PAUSAS et al., 2012), já que a elevada incorporação de C ocorreu nas frações mais grosseiras da MOS. Nesse sentido, Stewart et al. (2009) demonstraram a maior estabilização de C nas frações lábeis no horizonte A em relação ao horizonte C em um experimento de incubação com solos do Canadá e EUA. Esse elevado acúmulo de C-DRC nas frações lábeis na camada de 0-20 cm pode ter sido a resposta a baixa capacidade de estabilização de C nas frações associadas aos minerais, devido ao baixo déficit de saturação nessa camada rica em C (HASSINK, 1997; SIX et al., 2002a; STEWART et al., 2009). Quando a camada superficial do solo é rica em C e nutrientes, promove elevada atividade microbiana (KIMETU et al., 2009; BOWLES et al., 2014), e favorece os exsudatos microbianos gerados a partir da decomposição dos resíduos, favorecendo o desenvolvimento e manutenção de agregados (SIX et al., 2002b), refletindo na proteção do C-lábil recente e resultando no acúmulo.

A elevada estabilização de C-min encontrada nas camadas de 20-40 e 40-100 cm, demonstra que nas profundidades do solo pobres em C, existe um grande déficit de saturação de C e que novas adições de C serão estabilizadas em compartimentos mais estáveis da MOS. Corroborando nossos resultados, Sanaullah et al. (2011) e Garcia-Pausas et al. (2012) encontraram a maior estabilização de C derivado da adição de resíduos no compartimento associado aos minerais nas camadas subsuperficiais do solo. O aumento da adição de C em subsolo é uma estratégia apropriada para aumentar a eficiência do sequestro de C em compartimentos mais estáveis da MOS. Esse resultado é de extrema importância no âmbito do

potencial de sequestro de C em solos intemperizados, uma vez que nesses solos a subsuperfície é muito pobre em C, tendo um enorme potencial de acúmulo por longo período.

Stewart et al. (2009) demonstraram que em solos longe da saturação de C a fração H-dMin-C foi a que mais acumulou C derivado de resíduos, corroborando aos resultados desse trabalho. O elevado acúmulo de C-DRC na fração H-dMin-C considerada estável, demonstra que em solos com elevada capacidade de estabilização de C, como nas profundidades de 20-40 e 40-100 cm desses estudo, a formação da MOS não ocorre necessariamente devido a fração particulada, mas pode ser formada diretamente da decomposição dos resíduos adicionado. Isto pode ser devido as associações orgânica-minerais de produtos microbianos. Essa afirmação está em direção a nova abordagem que preconiza a formação e estabilização da MOS em decorrência de produtos microbianos formados a partir da degradação dos resíduos que podem ligar-se rapidamente nas frações associadas aos minerais e se estabilizarem por longo período (MILTNER et al., 2012; BRADFORD et al., 2013; PRONK; HEISTER; KÖGEL-KNABNER, 2013; LUDWIG et al., 2015). A abordagem de Cotrufo et al. (2015) enriquece essa discussão uma vez que observaram a rápida estabilização inicial da MOS na fração associada ao silte+argila promovidas pelas associações organo-minerais. Os mesmos autores também concluíram por meio da observação da elevada incorporação do C derivado dos resíduos nos ácidos graxos derivados de lipídeos (do inglês phospholipid fatty acids – PLFA), que o C lábil incorporado pelos microrganismos foi o caminho preferencial para a formação e estabilização da MOS associada aos minerais.

De acordo com a análise de PCA, o segundo componente principal que explicou 25 % da variação dos dados, indicou que a estabilização de C na fração associada aos minerais é influenciada pelo déficit de saturação de C e pelas condições favoráveis de fertilidade, com elevado conteúdo de P e Ca^{2+} . Esse efeito pode estar relacionado com a necessidade de manutenção da relação estequiométrica constante de C:N:P:S da MOS (KIRKBY et al., 2011), havendo menor eficiência de conversão de novas adições de C em solos desbalanceados em nutrientes (BRADFORD; FIERER; REYNOLDS, 2008; MANZONI et al., 2012; KIRKBY et al., 2014).

3.6.2. Saturação de C em frações da MOS

A saturação do C no solo ocorre quando as adições de C não revertem em acúmulo extra de C (SIX et al., 2002a; STEWART et al., 2007) e foi bem reportada em experimentos de campo (CAMPBELL et al., 1991; CHUNG et al., 2010; SANTOS et al., 2011; STEWART et al., 2012), e de incubação (STEWART et al., 2008, 2009). A relação linear entre as adições de C-

resíduo e o conteúdo de C na fração lábil e associada aos minerais, encontrada nesse estudo para os três locais e camadas, indica que os dois compartimentos da MOS estão distantes do ponto de saturação. A única fração que mostrou relação com o déficit de saturação de C no solo foi a H-dMin-C, indicando que em solos próximos a saturação, a estabilização de C nessa fração é reduzida, porém podendo ainda haver estabilização em outras frações da MOS. De acordo com Gulde et al. (2008), após a saturação de C da fração mais fina do solo, devido a limitada superfície reativa dos minerais de silte, argila e óxidos de Fe e Al, o acúmulo de C no solo poderá ocorrer em frações fisicamente protegidas pelos agregados e nas frações lábeis, seguindo uma hierarquia de saturação, das frações finas da MOS para as mais grossas. Outros autores reportaram que a redução na estabilização de C das frações da MOS associadas ao silte+argila, com comportamento de saturação de C foram influenciados principalmente pela textura e mineralogia do solo e adições de resíduos (CHUNG; GROVE; SIX, 2008; SANTOS et al., 2011; STEWART et al., 2012; REIS et al., 2014).

Nesse estudo, os solos coletados das unidades experimentais em SPD há longo período responderam as adições de C, indicando elevado potencial de acúmulo de C. Para tanto, a estimativa do tempo para atingir o ponto de saturação de C no solo foi calculada utilizando os seguintes critérios: (a) conteúdo atual de C da fração C-Min (33,8, 14,0 e 11,1 g kg⁻¹ para PG, LDN e LRV, respectivamente); (b) potencial máximo de acúmulo C em PD na fração C-Min (78,6, 46,0 e 30,4 g kg⁻¹ para PG, LDN e LRV, respectivamente – valores retirados do capítulo 1, Tabela 1.5) e; (c) taxa anual de acúmulo de C, baseado na adição referente a 6 Mg de C-resíduos ha⁻¹ ano⁻¹ (0,430, 0,310 e 0,305 g kg⁻¹ ano⁻¹ – Fig. 3.4). Com base nestes critérios pode-se afirmar que o tempo estimado para a fração associada aos minerais atingir o ponto de saturação de C seria de 104, 103 e 63 anos para PG, LDN e LRV, respectivamente. Todavia o tempo para atingir o ponto de saturação é variável e está diretamente relacionado com a quantidade de C aportada. Nesse estudo estimamos com base em 6 Mg ha⁻¹ e de acordo com a adição de C pode-se expandir ou reduzir o tempo para a saturação.

3.7. CONCLUSÃO

A utilização do fracionamento físico (granulométrico e densimétrico) associado ao químico permitiu identificar a migração e a estabilização de C oriundo dos resíduos culturais, demonstrando ser uma ferramenta eficiente para o entendimento da dinâmica da MOS. Esse estudo mostrou que na ausência de adição de C-resíduos ocorre a queda de C das frações mais lábeis enquanto promove o aumento na fração H-dMin-C (carbono associado aos minerais facilmente dispersos, hidrolisável). Indicou assim, que a migração de frações da MOS mais grosseiras e sensíveis a oxidação para as mais finas e recalcitrantes é um dos caminhos para a sua estabilização. Além disso, o elevado acúmulo de C-DRC na fração H-dMin-C após 20 meses de incubação demonstra que a estabilização da MOS devido a associação com minerais pode ocorrer rapidamente no solo. Este fato indica a participação de produtos microbianos proveniente da decomposição dos resíduos promovendo associações orgânica-minerais. Adicionalmente, a estabilização da MOS na camada superficial ocorre na fração lábil, sendo esta mais sensível ao manejo. A estabilização da MOS na camada subsuperficial do solo ocorre principalmente nas frações associadas aos minerais, proporcionando uma estabilização maior à MOS formada. A adição de resíduos em camadas mais profundas do solo pode ser uma estratégia eficiente para aumentar o acúmulo e estabilização de C. Em resumo, os solos dos três locais estudados demonstraram elevada capacidade de acumular C nas frações lábil e associada aos minerais da MOS e o tempo para alcançar o ponto de saturação efetivo no solo na fração associada aos minerais, na camada de 0-20 cm, pode variar de 60 a 105 anos. Esses resultados abrem a perspectiva para um aprofundamento na discussão sobre que tipo de sistema de produção que estamos procurando para atingir a sustentabilidade da produção, aliando com a potencial contribuição na minimização das mudanças climáticas. Sistemas sustentáveis de produção, com elevada adição de resíduos e raízes, constitui-se numa estratégia importante para o sequestro de C por um longo período, podendo contribuir de forma efetiva para a mitigação de parte dos gases causadores do efeito estufa.

3.8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANGERS, D. A.; ARROUAYS, D.; SABY, N. P. A.; WALTER, C. Estimating and mapping the carbon saturation deficit of French agricultural topsoils. **Soil Use and Management**, v. 27, n. 4, p. 448-452, 2011.

BALDOCK, J. A.; SKJEMSTAD, J. O. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. **Organic Geochemistry**, v. 31, n. 7-8, p. 697-710, 2000.

BAYER, C.; LOVATO, T.; DIECKOW, J.; ZANATTA, J. A.; MIELNICZUK, J. A method for estimating coefficients of soil organic matter dynamics based on long-term experiments. **Soil and Tillage Research**, v. 91, n. 1-2, p. 217-226, 2006a.

BAYER, C.; MARTIN-NETO, L.; MIELNICZUK, J.; PAVINATO, A.; DIECKOW, J. Carbon sequestration in two Brazilian Cerrado soils under no-till. **Soil and Tillage Research**, v. 86, n. 2, p. 237-245, 2006b.

BEARE, M. H.; MCNEILL, S. J.; CURTIN, D.; PARFITT, R. L.; JONES, H. S.; DODD, M. B.; SHARP, J. Estimating the organic carbon stabilisation capacity and saturation deficit of soils: a New Zealand case study. **Biogeochemistry**, v. 120, n. 1-3, p. 71-87, 2014.

BOENI, M.; BAYER, C.; DIECKOW, J.; CONCEIÇÃO, P. C.; DICK, D. P.; KNICKER, H.; SALTON, J. C.; MACEDO, M. C. M. Organic matter composition in density fractions of Cerrado Ferralsols as revealed by CPMAS ¹³C NMR: Influence of pastureland, cropland and integrated crop-livestock. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 190, n. 0, p. 80-86, 2014.

BOWLES, T. M.; ACOSTA-MARTÍNEZ, V.; CALDERÓN, F.; JACKSON, L. E. Soil enzyme activities, microbial communities, and carbon and nitrogen availability in organic agroecosystems across an intensively-managed agricultural landscape. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 68, n. 0, p. 252-262, 2014.

BRADFORD, M.; KEISER, A.; DAVIES, C.; MERSMANN, C.; STRICKLAND, M. Empirical evidence that soil carbon formation from plant inputs is positively related to microbial growth. **Biogeochemistry**, v. 113, n. 1-3, p. 271-281, 2013.

BRADFORD, M. A.; FIERER, N.; REYNOLDS, J. F. Soil carbon stocks in experimental mesocosms are dependent on the rate of labile carbon, nitrogen and phosphorus inputs to soils. **Functional Ecology**, v. 22, n. 6, p. 964-974, 2008.

BRUUN, S.; THOMSEN, I. K.; CHRISTENSEN, B. T.; JENSEN, L. S. In search of stable soil organic carbon fractions: a comparison of methods applied to soils labelled with ¹⁴C for 40 days or 40 years. **European Journal of Soil Science**, v. 59, n. 2, p. 247-256, 2008.

CAMBARDELLA, C. A.; ELLIOTT, E. T. Carbon and Nitrogen Distribution in Aggregates from Cultivated and Native Grassland Soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 57, n. 4, p. 1071-1076, 1993.

CAMPBELL, C. A.; ZENTNER, R. P.; BOWREN, K. E.; TOWNLEY-SMITH, L.; SCHNITZER, M. Effect of crop rotations and fertilization on soil organic matter and some biochemical properties of a thick Black Chernozem. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 71, n. 3, p. 377-387, 1991.

CHUNG, H.; GROVE, J. H.; SIX, J. Indications for Soil Carbon Saturation in a Temperate Agroecosystem. **Soil Science Society of America Journal**, v. 72, n. 4, p. 1132-1139, 2008.

CHUNG, H.; NGO, K. J.; PLANTE, A.; SIX, J. Evidence for Carbon Saturation in a Highly Structured and Organic-Matter-Rich Soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 74, n. 1, p. 130-138, 2010.

CLEVELAND, C. C.; TOWNSEND, A. R.; SCHMIDT, S. K. Phosphorus Limitation of Microbial Processes in Moist Tropical Forests: Evidence from Short-term Laboratory Incubations and Field Studies. **Ecosystems**, v. 5, n. 7, p. 680-691, 2002.

CONCEIÇÃO, P. C.; DIECKOW, J.; BAYER, C. Combined role of no-tillage and cropping systems in soil carbon stocks and stabilization. **Soil and Tillage Research**, v. 129, n. 0, p. 40-47, 2013.

COTRUFO, M. F.; SOONG, J. L.; HORTON, A. J.; CAMPBELL, E. E.; HADDIX, M. L.; WALL, D. H.; PARTON, W. J. Formation of soil organic matter via biochemical and physical pathways of litter mass loss. **Nature Geosci**, v. 8, n. 10, p. 776-779, 2015.

DENEF, K.; SIX, J.; MERCKX, R.; PAUSTIAN, K. Carbon Sequestration in Microaggregates of No-Tillage Soils with Different Clay Mineralogy. **Soil Science Society of America Journal**, n. 6, p. 1935-1944, 2004.

DICK, W. A. Organic Carbon, Nitrogen, and Phosphorus Concentrations and pH in Soil Profiles as Affected by Tillage Intensity. **Soil Science Society of America Journal**, v. 47, n. 1, p. 102-107, 1983.

DIECKOW, J.; BAYER, C.; CONCEIÇÃO, P. C.; ZANATTA, J. A.; MARTIN-NETO, L.; MILORI, D. B. M.; SALTON, J. C.; MACEDO, M. M.; MIELNICZUK, J.; HERNANI, L. C. Land use, tillage, texture and organic matter stock and composition in tropical and subtropical Brazilian soils. **European Journal of Soil Science**, v. 60, n. 2, p. 240-249, 2009.

FENG, W.; PLANTE, A. F.; SIX, J. Improving estimates of maximal organic carbon stabilization by fine soil particles. **Biogeochemistry**, v. 112, n. 1-3, p. 81-93, 2013.

GARCIA-PAUSAS, J.; CASALS, P.; ROVIRA, P.; VALLECILLO, S.; SEBASTIÀ, M.-T.; ROMANYÀ, J. Decomposition of labelled roots and root-C and -N allocation between soil fractions in mountain grasslands. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 49, n. 0, p. 61-69, 2012.

GREGORICH, E. G.; BEARE, M. H.; MCKIM, U. F.; SKJEMSTAD, J. O. Chemical and Biological Characteristics of Physically Uncomplexed Organic Matter. **Soil Science Society of America Journal**, n. 3, p. 975-985, 2006.

GROSBELLET, C.; VIDAL-BEAUDET, L.; CAUBEL, V.; CHARPENTIER, S. Improvement of soil structure formation by degradation of coarse organic matter. **Geoderma**, v. 162, n. 1–2, p. 27-38, 2011.

GULDE, S.; CHUNG, H.; AMELUNG, W.; CHANG, C.; SIX, J. Soil Carbon Saturation Controls Labile and Stable Carbon Pool Dynamics. **Soil Science Society of America Journal**, v. 72, n. 3, p. 605-612, 2008.

HASSINK, J. Preservation of Plant Residues in Soils Differing in Unsaturated Protective Capacity. **Soil Science Society of America Journal**, n. 2, p. 487-491, 1996.

_____. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. **Plant and Soil**, v. 191, n. 1, p. 77-87, 1997.

KIMETU, J. M.; LEHMANN, J.; KINYANGI, J. M.; CHENG, C. H.; THIES, J.; MUGENDI, D. N.; PELL, A. Soil organic C stabilization and thresholds in C saturation. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 41, n. 10, p. 2100-2104, 2009.

KIRKBY, C. A.; KIRKEGAARD, J. A.; RICHARDSON, A. E.; WADE, L. J.; BLANCHARD, C.; BATTEN, G. Stable soil organic matter: A comparison of C:N:P:S ratios in Australian and other world soils. **Geoderma**, v. 163, n. 3–4, p. 197-208, 2011.

KIRKBY, C. A.; RICHARDSON, A. E.; WADE, L. J.; BATTEN, G. D.; BLANCHARD, C.; KIRKEGAARD, J. A. Carbon-nutrient stoichiometry to increase soil carbon sequestration. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 60, n. 0, p. 77-86, 2013.

KIRKBY, C. A.; RICHARDSON, A. E.; WADE, L. J.; PASSIOURA, J. B.; BATTEN, G. D.; BLANCHARD, C.; KIRKEGAARD, J. A. Nutrient availability limits carbon sequestration in arable soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 68, n. 0, p. 402-409, 2014.

KÖGEL-KNABNER, I.; GUGGENBERGER, G.; KLEBER, M.; KANDELER, E.; KALBITZ, K.; SCHEU, S.; EUSTERHUES, K.; LEINWEBER, P. Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 171, n. 1, p. 61-82, 2008.

KONG, A. Y. Y.; SIX, J.; BRYANT, D. C.; DENISON, R. F.; VAN KESSEL, C. The Relationship between Carbon Input, Aggregation, and Soil Organic Carbon Stabilization in Sustainable Cropping Systems. **Soil Science Society of America Journal**, v. 69, n. 4, p. 1078-1085, 2005.

KRULL, E. S.; BALDOCK, J. A.; SKJEMSTAD, J. O. Importance of mechanisms and processes of the stabilisation of soil organic matter for modelling carbon turnover. **Functional Plant Biology**, v. 30, n. 2, p. 207-222, 2003.

LAJTHA, K.; BOWDEN, R. D.; NADELHOFFER, K. Litter and Root Manipulations Provide Insights into Soil Organic Matter Dynamics and Stability. **Soil Science Society of America Journal**, v. 78, p. S261-S269, 2014.

LAL, R. Soil Carbon Sequestration Impacts on Global Climate Change and Food Security. **Science**, v. 304, n. 5677, p. 1623-1627, 2004a.

_____. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. **Geoderma**, v. 123, n. 1–2, p. 1-22, 2004b.

_____. Sequestering carbon in soils of agro-ecosystems. **Food Policy**, v. 36, Supplement 1, p. S33-S39, 2011.

LARSON, W. E.; CLAPP, C. E.; PIERRE, W. H.; MORACHAN, Y. B. Effects of Increasing Amounts of Organic Residues on Continuous Corn: II. Organic Carbon, Nitrogen, Phosphorus, and Sulfur. **Agronomy Journal**, v. 64, n. 2, p. 204-209, 1972.

LIU, H. S.; LI, L. H.; HAN, X. G.; HUANG, J. H.; SUN, J. X.; WANG, H. Y. Respiratory substrate availability plays a crucial role in the response of soil respiration to environmental factors. **Applied Soil Ecology**, v. 32, n. 3, p. 284-292, 2006.

LUDWIG, M.; ACHTENHAGEN, J.; MILTNER, A.; ECKHARDT, K.-U.; LEINWEBER, P.; EMMERLING, C.; THIELE-BRUHN, S. Microbial contribution to SOM quantity and quality in density fractions of temperate arable soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 81, n. 0, p. 311-322, 2015.

LÜTZOW, M. V.; KÖGEL-KNABNER, I.; EKSCHMITT, K.; MATZNER, E.; GUGGENBERGER, G.; MARSCHNER, B.; FLESSA, H. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. **European Journal of Soil Science**, v. 57, n. 4, p. 426-445, 2006.

MANZONI, S.; TAYLOR, P.; RICHTER, A.; PORPORATO, A.; ÅGREN, G. I. Environmental and stoichiometric controls on microbial carbon-use efficiency in soils. **New Phytologist**, v. 196, n. 1, p. 79-91, 2012.

MIKUTTA, R.; KLEBER, M.; TORN, M.; JAHN, R. Stabilization of Soil Organic Matter: Association with Minerals or Chemical Recalcitrance? **Biogeochemistry**, v. 77, n. 1, p. 25-56, 2006.

MILTNER, A.; BOMBACH, P.; SCHMIDT-BRÜCKEN, B.; KÄSTNER, M. SOM genesis: microbial biomass as a significant source. **Biogeochemistry**, v. 111, n. 1-3, p. 41-55, 2012.

PAUL, E. A.; MORRIS, S. J.; CONANT, R. T.; PLANTE, A. F. Does the Acid Hydrolysis–Incubation Method Measure Meaningful Soil Organic Carbon Pools? **Soil Science Society of America Journal**, v. 70, n. 3, p. 1023, 2006.

PLAZA, C.; FERNÁNDEZ, J. M.; PEREIRA, E. I. P.; POLO, A. A Comprehensive Method for Fractionating Soil Organic Matter Not Protected and Protected from Decomposition by Physical and Chemical Mechanisms. **CLEAN – Soil, Air, Water**, v. 40, n. 2, p. 134-139, 2012.

PRONK, G. J.; HEISTER, K.; KÖGEL-KNABNER, I. Is turnover and development of organic matter controlled by mineral composition? **Soil Biology and Biochemistry**, v. 67, p. 235-244, 2013.

REIS, C. E. S. D.; DICK, D. P.; CALDAS, J. D. S.; BAYER, C. Carbon sequestration in clay and silt fractions of Brazilian soils under conventional and no-tillage systems. **Scientia Agricola**, v. 71, n. 4, p. 292-301, 2014.

SÁ, J. C. D. M.; BÜRKNER DOS SANTOS, J.; LAL, R.; DE MORAES, A.; TIVET, F.; MACHADO SÁ, M. F.; BRIEDIS, C.; DE OLIVEIRA FERREIRA, A.; EURICH, G.; FARIAS, A.; FRIEDRICH, T. Soil-Specific Inventories of Landscape Carbon and Nitrogen Stocks under No-till and Native Vegetation to Estimate Carbon Offset in a Subtropical Ecosystem. **Soil Science Society of America Journal**, v. 77, n. 6, p. 2094-2110, 2013.

SÁ, J. C. D. M.; CERRI, C. C.; DICK, W. A.; LAL, R.; FILHO, S. P. V.; PICCOLO, M. C.; FEIGL, B. E. Organic Matter Dynamics and Carbon Sequestration Rates for a Tillage Chronosequence in a Brazilian Oxisol. **Soil Science Society of America Journal**, v. 65, n. 5, p. 1486-1499, 2001.

SÁ, J. C. D. M.; TIVET, F.; LAL, R.; BRIEDIS, C.; HARTMAN, D. C.; DOS SANTOS, J. Z.; DOS SANTOS, J. B. Long-term tillage systems impacts on soil C dynamics, soil resilience and agronomic productivity of a Brazilian Oxisol. **Soil and Tillage Research**, v. 136, p. 38-50, 2014.

SALOME, C.; NUNAN, N.; POUTEAU, V.; LERCH, T. Z.; CHENU, C. Carbon dynamics in topsoil and in subsoil may be controlled by different regulatory mechanisms. **Global Change Biology**, v. 16, n. 1, p. 416-426, 2010.

SANAULLAH, M.; CHABBI, A.; LEIFELD, J.; BARDOUX, G.; BILLOU, D.; RUMPEL, C. Decomposition and stabilization of root litter in top- and subsoil horizons: what is the difference? **Plant and Soil**, v. 338, n. 1-2, p. 127-141, 2011.

SANTOS, N. Z. D.; DIECKOW, J.; BAYER, C.; MOLIN, R.; FAVARETTO, N.; PAULETTI, V.; PIVA, J. T. Forages, cover crops and related shoot and root additions in no-till rotations to C sequestration in a subtropical Ferralsol. **Soil and Tillage Research**, v. 111, n. 2, p. 208-218, 2011.

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**, v. 241, n. 2, p. 155-176, 2002a.

SIX, J.; FELLER, C.; DENEFF, K.; OGLE, S. M.; SA, J. C. D. M.; ALBRECHT, A. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils - Effects of no-tillage. **Agronomie**, v. 22, n. 7-8, p. 755-775, 2002b.

SOLLINS, P.; HOMANN, P.; CALDWELL, B. A. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. **Geoderma**, v. 74, n. 1-2, p. 65-105, 1996.

SPEROW, M. Estimating carbon sequestration potential on U.S. agricultural topsoils. **Soil and Tillage Research**, v. 155, p. 390-400, 2016.

STEVENSON, F. J. **Humus chemistry: genesis, composition, reactions**. John Wiley & Sons, 1994. ISBN 0471594741.

STEWART, C. E.; FOLLETT, R. F.; WALLACE, J.; PRUESSNER, E. G. Impact of Biosolids and Tillage on Soil Organic Matter Fractions: Implications of Carbon Saturation for Conservation Management in the Virginia Coastal Plain. **Soil Science Society of America Journal**, v. 76, n. 4, p. 1257-1267, 2012.

STEWART, C. E.; PAUSTIAN, K.; CONANT, R. T.; PLANTE, A. F.; SIX, J. Soil carbon saturation: concept, evidence and evaluation. **Biogeochemistry**, v. 86, n. 1, p. 19-31, 2007.

_____. Soil carbon saturation: Evaluation and corroboration by long-term incubations. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 40, n. 7, p. 1741-1750, 2008.

_____. Soil carbon saturation: Implications for measurable carbon pool dynamics in long-term incubations. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 41, n. 2, p. 357-366, 2009.

TEAM, R. C. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria., 2012.

TIVET, F.; SÁ, J. C. D. M.; LAL, R.; BORSZOWSKI, P. R.; BRIEDIS, C.; DOS SANTOS, J. B.; SÁ, M. F. M.; HARTMAN, D. D. C.; EURICH, G.; FARIAS, A.; BOUZINAC, S.; SÉGUY, L. Soil organic carbon fraction losses upon continuous plow-based tillage and its restoration by diverse biomass-C inputs under no-till in sub-tropical and tropical regions of Brazil. **Geoderma**, v. 209-210, p. 214-225, 2013.

UCHIDA, Y.; NISHIMURA, S.; AKIYAMA, H. The relationship of water-soluble carbon and hot-water-soluble carbon with soil respiration in agricultural fields. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 156, p. 116-122, 2012.

VOGEL, C.; BABIN, D.; PRONK, G. J.; HEISTER, K.; SMALLA, K.; KÖGEL-KNABNER, I. Establishment of macro-aggregates and organic matter turnover by microbial communities in long-term incubated artificial soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 79, p. 57-67, 2014.

VON LÜTZOW, M.; KÖGEL-KNABNER, I.; EKSCHMITT, K.; FLESSA, H.; GUGGENBERGER, G.; MATZNER, E.; MARSCHNER, B. SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 39, n. 9, p. 2183-2207, 2007.

CONCLUSÃO GERAL

O presente estudo possibilitou um avanço importante no conhecimento a respeito dos efeitos do manejo do solo, camadas distintas de solo e adição de C-resíduos sobre a estabilização, migração e saturação de C em solos altamente intemperizados. O PD de longa duração em comparação ao PC, promove maior acúmulo de C, principalmente em frações lábeis da MOS, mas também naquela associada aos minerais. Além disso, esse sistema conservacionista promove maior potencial máximo de acúmulo de C na fração associada aos minerais. A maior permanência de macroagregados nesse sistema proporciona menor mineralização da MOS e tempo maior para as interações orgânica-minerais, favorecendo o aumento do potencial de acúmulo de C.

Apesar de proporcionar maior estoque de C do que o PC, os solos em PD de longa duração demonstraram ter ainda elevado potencial de sequestro de C no solo, já que todos responderam linearmente às adições crescentes de C-resíduo. Dessa forma, uma vez mantidas adições anuais de 6 Mg ha⁻¹ de C-resíduos, a fração da MOS associada aos minerais atingirá a saturação de C na camada de 0-20 cm de solo em 104, 103 e 63 anos, em Ponta Grossa, Londrina e Lucas do Rio Verde, respectivamente. Entretanto essa estimativa pode ser alterada dependendo do maior ou menor aporte de C-resíduos ou de mudanças climáticas que favoreçam a mineralização da MOS.

Esse estudo mostrou ainda que as camadas mais profundas de solo, as quais possuem maior déficit de saturação de C, estabilizam o C principalmente em frações da MOS associadas aos minerais, as quais são mais estáveis, tendo uma meia-vida maior no solo. Entretanto, a escassez de nutrientes nas camadas mais profundas do solo pode limitar o processo de ciclagem de C pela biomassa microbiana, diminuindo a eficiência de acúmulo.

Com isso, perspectivas de estudos futuros devem ser baseados em:

(a) entender melhor o efeito do aumento das reservas nutricionais em camadas profundas de solos altamente intemperizados, com escassez de nutrientes, sobre a estabilização de C;

(b) relacionar a estabilização de C com a mineralogia do solo, uma vez que solos de PG e LDN com conteúdos próximos de argila, proporcionaram contrastantes estoques de C;

(c) estudar os mecanismos e funções da biomassa microbiana na estabilização de C, uma vez que, contrariamente à nossa primeira hipótese, houve elevada conversão de C na camada superficial do solo, que tem baixo déficit de saturação de C, porém elevada atividade microbiana;

(d) avaliar a recuperação de C em solos sob sistema de plantio direto consolidado e o potencial de acúmulo futuro com uso de estratégias para aumentar a adição de resíduos e principalmente raízes, em diferentes biomas do Brasil.