

VANESSA SCHIAVON LOPES

EFLUXO DE CO₂ DO SOLO NO INVERNO EM CAFEZAIS CULTIVADOS NOS
SISTEMAS AGROFLORESTAIS E A PLENO SOL

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de Magister Scientiae.

VIÇOSA
MINAS GERAIS - BRASIL
2015

Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa

T

L864e
2015
Lopes, Vanessa Schiavon, 1986-
Efluxo de CO₂ do solo no inverno em cafezais cultivados
nos sistemas agroflorestais e a pleno sol / Vanessa Schiavon
Lopes. – Viçosa, MG, 2015.
ix, 48f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: Irene Maria Cardoso.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

Referências bibliográficas: f.37-48.

1. Plantas e solo. 2. Solos - Teor de carbono.
3. Agrossilvicultura. 4. Aquecimento global. 5. Agricultura
familiar. I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de
Solos. Programa de Pós-graduação em Solos e Nutrição de
Plantas. II. Título.

CDD 22. ed. 631.4

VANESSA SCHIAVON LOPES

EFLUXO DE CO₂ DO SOLO NO INVERNO EM CAFEZAIS CULTIVADOS
NOS SISTEMAS AGROFLORESTAIS E A PLENO SOL

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de Magister Scientiae.

APROVADA: 24 de fevereiro de 2015.



Dr. Waldênia de Melo Moura



Prof. Anôr Fiorini de Carvalho



Prof. Eduardo de Sá Mendonça

Coorientador



Prof.^a Irene Maria Cardoso

Orientadora

Dedico essa dissertação aos meus queridos pais Maria Madalena Schiavon Lopes e Antônio de Pádua Lopes e ofereço à Deus.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por tudo aquilo que tem me permitido conquistar, sempre me abençoando com muita saúde e paz realizando sempre os milagres em minha vida.

Aos meus queridos pais, irmãos e o meu tio Plover que sempre me apoiaram e me ajudaram em todas as etapas da minha vida. Sempre que precisei estavam prontos para me ajudar fazendo qualquer esforço que fosse necessário para eu alcançar meus objetivos, desde sempre meu muito obrigada.

À minha orientadora professora Irene Maria Cardoso, por se propor a me orientar, pelo profissionalismo, prontidão em nos atender, e todo aprendizado que adquiri acompanhando suas aulas na pós-graduação e durante o preparo da dissertação.

Aos meus co-orientadores professor Dr. Eduardo de Sá Mendonça e Raphael Bragança Alves Fernandes que aceitaram o convite e contribuíram valiosamente com este trabalho, pelo apoio, atenção e a disponibilidade em atender.

Aos agricultores (as) familiares em Araponga (Paulinho e Fia; Romualdo e Avanir) e em Divino (Gilberto e Luciana) pela oportunidade de realizar o estudo em suas propriedades, pelo apoio durante a coleta dos dados e pela troca de experiências.

À pesquisadora Dr. Waldênia de Melo Moura, pela amizade, incentivo, profissionalismo, foi através do seu grande apoio desde quando fui bolsista na EPAMIG/UREZM que ajudou a alcançar meus objetivos, além da sua grande ajuda na co-orientação do trabalho.

Ao professor Dr. Anôr Fiorini de Carvalho por ter aceitado em participar da banca, pela generosidade, simpatia e a contribuição para a melhoria deste trabalho.

Aos professores da Universidade Federal de Viçosa

Ao professor Dr. Paulo Cecon pelo apoio, profissionalismo, generosidade e contribuições nas análises estatística deste trabalho.

Ao professor Leonarduz Vergutz pela receptividade, profissionalismo, simpatia e todo apoio prestado.

Ao professor Carlos Ernesto Schaefer pela boa vontade no empréstimo do aparelho Irga.

Aos meus amigos:

Ao meu querido amigo Lucas Carvalho Gomes pela amizade, competência, pelos ensinamentos, boa vontade, gentileza, pela valiosa ajuda desde o início até o fim desta pesquisa.

Ao meu amigo Guilherme Musse Moreira e meu irmão Vinícius que prestaram-se a viajar comigo, me ajudando no campo, acordando cedo, dirigindo o carro, coletando amostras de solo por toda boa vontade muito obrigada.

Ao amigo André Tomazzini, pela dedicação no ensinamento do aparelho Irga, por ir ao campo e ajudar nos trabalhos, pelas ótimas ideias na execução do trabalho, por todo esforço e ajuda muito obrigada.

Aos amigos Franklin e Luciano Hara que tiveram boa vontade e disponibilizaram seu tempo, indo no campo, pelo empréstimo da câmera para tirar as fotos hemisféricas, além da coleta de amostras no solo, e a boa conversa, muito obrigada.

A minha querida amiga Luma Dominical pela sua valiosa amizade, pela sua grande ajuda no laboratório, por todos os momentos que precisei e pude contar com a sua amizade, além dos momentos que me fez sentir forte e nunca desistir, sempre presente nos momentos bons e ruins, te adoro muito minha amiga.

Ao meu amigo Diego (Dieguito) por tantas vezes que me ajudou no laboratório, pelos ensinamentos, conselhos, pelas boas conversas e sempre boa vontade em ajudar, pode contar comigo sempre.

Ao amigo José por ser tão prestativo e ter muito boa vontade em ensinar, pela ajuda na execução e formatação de gráficos e pelos bons momentos, muito obrigada.

A amiga Thais pela sua valiosa ajuda no campo e Luís Paulo que além da boa vontade dos dois em ensinar a usar o programa sigmaplot, me ajudaram na formatação dos gráficos e na formatação do trabalho em geral, muito obrigada.

Aos meus amigos Léo, Camila e Aridiano que sempre desde o começo me apoiaram e me ajudaram dando força, na apresentação do trabalho, de como falar em público, além dos momentos de risadas e descontração, muito obrigada.

Aos meus amigos de longa data (Silvane, Steliane, Anderson, Jhúnior e Adalgisa) que sempre estiveram presentes em minha vida, sempre me apoiaram, me ajudaram nos momentos de fraqueza e sempre me incluíam em suas orações me fortalecendo a cada dia, muito obrigada.

As minhas amigas da república (Ariane, Camila, Luma, Tamires e Thayane) “Tipo Fiona” pelos momentos prazerosos que sempre partilhamos juntas de muitas risadas e alegrias, pela ótima convivência e pela família que tornamos, muito obrigada minhas queridas.

A todos os funcionários do departamento de solos e nutrição de plantas, aos laboratoristas em geral, em especial (Dani, Claudinho, Fernando e Maurício) a todas as pessoas que contribuem para tornar-se o ambiente de trabalho um local agradável,

harmonioso, desde os professores até os funcionários da limpeza pela sua humildade e carisma contribuindo para o ambiente feliz, muito obrigada.

À Universidade Federal de Viçosa (UFV) pela oportunidade concedida, em especial ao Departamento de Solos e Nutrição de Plantas, ao Laboratório de Matéria Orgânica e Física do Solo a todos os professores e funcionários.

À Capes pela concessão da bolsa de estudos e financiamento.

Enfim, agradeço a todos que contribuíram de uma forma ou de outra para a realização desta pesquisa.

SUMÁRIO

RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	4
2.1 Área de estudo	4
2.2 Desenho experimental	5
2.3 Nível de sombreamento	6
2.4 Análises de solos.....	6
2.5 Carbono da biomassa microbiana	7
2.6 Temperatura e umidade do solo	9
2.7 Avaliação do efluxo Avaliação do efluxo de CO ₂ do solo e a sensibilidade do solo à temperatura	9
2.8 Análise estatística	11
3. RESULTADOS	12
3.1. Nível de sombreamento	12
3.2 Atributos químicos dos solos	13
3.3 Estoque de carbono (C _{est}) e nitrogênio (N _{est})	15
3.4 Atributos físicos do solo	16
3.5 Carbono da biomassa microbiana	17
3.6 Temperatura e umidade do solo	18
3.7 Efluxo de CO ₂ do solo	20
3.8 Dinâmica do carbono orgânico total, nitrogênio total e biomassa microbiana.....	25

3.9 <i>Influência dos atributos do solo no efluxo de CO₂</i>	26
4.0 DISCUSSÃO	27
4.1 <i>Sombreamento nos SAFs</i>	27
4.2 <i>Carbono orgânico total e estoque de carbono</i>	29
4.3 <i>Teor de carbono da biomassa microbiana</i>	30
4.4 <i>Sensibilidade do efluxo de CO₂ a temperatura do solo, valores de Q₁₀ e R₂₅</i>	31
4.5 <i>Características físicas e a influência no efluxo de CO₂</i>	34
5. CONCLUSÃO	35
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	36

RESUMO

LOPES, Vanessa Schiavon, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, fevereiro de 2015. **Efluxo de CO₂ do solo no inverno em cafezais cultivados nos sistemas agroflorestais e a pleno sol.** Orientadora: Irene Maria Cardoso. Coorientadores: Eduardo de Sá Mendonça e Raphael Bragança Alves Fernandes.

Modelos de mudanças climáticas preveem que a temperatura média global do ar aumentará de 2 °C a 5 °C no final do século XXI. Uma maneira de mitigar a mudança climática global é proteger e aumentar os estoques de carbono da biosfera. Práticas agrícolas denominadas sistemas agroflorestais, que incluem o consórcio com árvores, permitem maior sequestro de C do que os sistemas em monocultivos. Vários fatores bióticos e abióticos têm sido identificados como controladores na dinâmica e no armazenamento de carbono do solo. A contribuição destes fatores precisa ser entendida para avaliar as implicações das mudanças ambientais sobre o ciclo do carbono. No entanto no ciclo do carbono não apenas o sequestro do carbono do solo, mas também o efluxo de CO₂, ainda pouco estudado em sistemas agrícolas, precisam ser quantificados. Este trabalho objetivou quantificar emissões efluxo de CO₂ do solo sob cafezais, na Zona da Mata Mineira, em sistemas agroflorestais e a pleno sol e identificar as variáveis: níveis de sombreamento, características físicas, químicas, biológica e os fatores ambientais que influenciam o efluxo de CO₂ no inverno (estação também seca na região). Os resultados mostraram que nesta estação os valores de efluxos de CO₂ do solo para a atmosfera são pequenos e não houve diferença entre os efluxos nos sistemas avaliados. As sombras das árvores não influenciaram o efluxo no período avaliado. As variáveis químicas (estoque de carbono, estoque de nitrogênio e carbono lábil), físicas (macroporosidade e porosidade total) juntamente com a umidade do solo controlaram a dinâmica da respiração do solo no inverno. A biomassa microbiana não contribuiu para a respiração do solo no inverno. No entanto, estudos de longo prazo e submetidos à frequência de variabilidade climática inter-anual são necessários para conclusões mais definitivas. Além disso, sugere-se avaliar a contribuição das raízes e da qualidade da matéria orgânica do solo no efluxo de CO₂ do solo para a atmosfera.

ABSTRACT

LOPES, Vanessa Schiavon, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, February, 2015. **Soil CO₂ efflux in winter in coffee plantations grown in agroforestry systems and the full sun.** Advisor: Irene Maria Cardoso. Co-advisor: Eduardo de Sá Mendonça and Raphael Bragança Alves Fernandes.

Climate change models predict that the average global temperature of air will increase from 2° C to 5° C by the end of the 21st century. A way to mitigate global climate change is to protect and increase the carbon stocks of the biosphere. Agricultural practices, such as agroforestry coffee systems, that include consortium with trees, allow for greater C sequestration than monocultures. Various biotic and abiotic factors have been identified as drivers in the dynamics and soil carbon storage. The contribution of these factors need to be understood in order to assess the implications of environmental change on the carbon cycle. However, in the carbon cycle not only carbon sequestration in soil but also the efflux of CO₂ need to be quantified. This experiment aimed to quantify CO₂ efflux from soil under coffee plantations, in the Zona da Mata of Minas Gerais, Brazil, in agroforestry systems and full sun, and identify the variables: levels of shading, physical, chemical, biological and environmental factors that influence the CO₂ efflux, in winter. Results showed that, in the winter (dry season, in the region), the efflux of CO₂ from the soil to the atmosphere was small and there was no difference between the evaluated systems. The shadows of the trees had not influence on the evaluated period. Chemical (stock of carbon, nitrogen and carbon labile stock), physical (macroporosity and total porosity), and soil moisture variables control the dynamics of soil respiration in the winter; more so than the temperature of the soil. The microbial biomass did not contributed to the soil respiration, in the winter. However long-term studies, that extend over years and are subjected to the frequency of inter-annual climate variability, are needed to have definitive conclusions. In addition, it is suggested to evaluate the contributions of the roots and of the quality of soil organic in the CO₂ efflux from the soil to the atmosphere.

1. INTRODUÇÃO

Modelos de mudanças climáticas preveem que a temperatura média global do ar aumentará de 2 a 5 °C ao final do século XXI (Stocker et al., 2013). A mudança climática é fruto do crescente aumento de gases de efeito estufa na atmosfera, dentre eles o CO₂ (Goodwin et al., 2015). A principal causa do crescente aumento da concentração de CO₂ na atmosfera relaciona-se à queima de combustíveis fósseis, em decorrência da denominada era industrial. Esta promoveu também mudanças no uso da terra que no Brasil, é a principal causa das emissões dos gases de efeito estufa, entre eles o CO₂ (Cerri et al., 2009). As emissões globais de CO₂ aumentaram a uma taxa média de crescimento anual de 1,9 % na década de 1980, 1,0 % na década de 1990, e 3,1 % desde 2000. Isto correspondeu ao um aumento de $6,1 \pm 0,3$ Pg C em 1990, para $9,5 \pm 0,5$ Pg C em 2011. Estima-se que as emissões em 2012 foram de $9,7 \pm 0,5$ Pg C ou 2,6 % acima de 2011 e 58 % maior do que em 1990 (Le Quéré et al., 2012). Do total das emissões das atividades humanas na década de 2000, estima-se que 46 % estejam acumulados na atmosfera, 26 % no mar e 28 % na terra (Peters et al., 2012).

Uma maneira de mitigar a mudança climática global é proteger e aumentar os estoques de carbono da biosfera, que também será alterado em função do aumento de temperatura. Por exemplo, com a mudança climática espera-se acelerar a decomposição da matéria orgânica do solo aumentando a liberação de carbono do solo para a atmosfera (Zhang et al., 2015), em quantidades que permanecem incertas (Biasi et al., 2005).

Sabe-se, por um lado, que em sistemas de uso intensivo do solo ocorre a fragmentação dos macroagregados em unidades menores, o que favorece a exposição da fração lábil da matéria orgânica aos microrganismos, causando sua decomposição (Paustian et al., 2000) e aumento do efluxo de CO₂ (Paustian et al., 2000; Anderson e Domsch, 2010). Por outro lado, a biodiversidade dos ecossistemas florestais são importantes no armazenamento do carbono a longo prazo e assim pode garantir a mitigação do efluxo de CO₂ para atmosfera (Díaz et al., 2009). O sucesso das iniciativas de mitigação depende do saldo líquido de longo prazo entre os ganhos e perdas de carbono na biosfera.

A alta diversidade de espécies arbóreas pode promover maior taxa de sequestro de C em fragmentos florestais e, conseqüentemente, saldo líquido maior de C em comparação com sistemas de pouca diversidade (Catovsky et al., 2002, Kirby e Potvin, 2007).

Práticas agrícolas que incluem o consórcio com plantas perenes, em especial com o uso de árvores, permitem maior sequestro de C, pois as espécies arbóreas incorporam maior quantidade de C na biomassa e no solo (Haile et al., 2010; Nair et al., 2009, Hergoualc'h et al., 2012; Martin et al., 2013). Exemplo comum deste consórcio são os sistemas agroflorestais (SAFs).

Dentre as opções de cultivo nos SAFs, os com café são muito utilizados, tendo em vista que a cultura tolera sombreamento. As árvores fornecem, o que DaMatta et al. (2007) definiu como que condições microclimáticas proporcionais à ecofisiologia do cafeeiro, e o sombreamento contribui ainda para a redução da bienalidade da produção, aumentando o tempo de produção da planta (Da Matta et al., 2007). Além disso, as árvores favorecem a ciclagem de nutrientes, a diminuição da taxa de decomposição da matéria orgânica do solo, como resultado da redução da temperatura do solo, e a presença de controladores naturais de pragas e doenças (Rodrigues et al., 2001). Tradicionalmente o café era cultivado à sombra, mas com a intensificação da agricultura, a cultura passou a ser preferencialmente cultivada a pleno sol (Somarriba et al., 2004; Vaast et al., 2005).

Mas se por um lado, os SAFs são associados a maior sequestro de C, não se sabe, por outro lado, exatamente o que ocorre com o efluxo de CO₂ nestes sistemas. Gomes, (2015) encontrou maior variação espacial do efluxo em cafezais sob SAFs em relação ao cultivo a pleno sol e, que em cada sistema avaliado o efluxo foi influenciado por fatores bióticos e abióticos. A emissão de CO₂ do solo é um processo que integra dois grandes efluxos de C: a respiração das raízes das plantas (autotróficas) e a respiração decorrente das atividades microbianas do solo (heterotróficas) (Janssens e Pilegaard, 2003), sendo influenciada por muitos fatores ambientais, entre eles a umidade e a temperatura do solo (Wu et al., 2010). A umidade do solo é afetada em grande parte pela fração argila, pois esta influencia a distribuição de poros pequenos e o aumento no conteúdo de C orgânico do solo (Balogh et al., 2011), e também pela vegetação presente. A introdução de árvores pode afetar o equilíbrio de água no sistema em função da transpiração das árvores, mas também pela economia de água com a menor

evaporação a partir do solo (Wallace e Jackson, 1999). A vegetação também altera a temperatura do solo. As copas das árvores em SAFs com café protegem o solo contra a radiação solar direta e com isto promove diminuição de temperatura em relação aos sistemas a pleno sol (Carvalho, 2011). A temperatura e umidade interagem no ciclo do C do solo, por afetarem a atividade microbiana (Leirós et al., 1999), a produtividade da planta (Alvarez e Lavado, 1998), a fertilidade do solo (Posada e Schuur, 2011; McFarlane et al., 2010; Torn et al., 2005) e a estrutura do solo (Lenka e Lal, 2013).

Vários fatores bióticos e abióticos foram identificados como controladores na dinâmica e no armazenamento de C do solo. A contribuição destes fatores precisa ser entendida para avaliar as implicações das mudanças ambientais sobre o ciclo do C, tanto no que se refere ao sequestro no solo (Hanson et al., 2000) mas também ao efluxo de CO₂. Há uma compreensão limitada dos fatores que controlam o ecossistema e toda a variabilidade temporal da respiração do solo (Reichstein et al., 2003), e que tem implicação sobre o efluxo de CO₂ (Rodeghiero e Cescatti, 2006).

A maior parte desses fatores bióticos e abióticos depende ou são afetados pela temperatura e umidade, e tais componentes variam de acordo com a estação do ano. Gomes, (2015) verificou influência da temperatura do solo no efluxo de CO₂ do solo no verão. Entretanto para o inverno, que coincidem com o período de seca e menor temperatura do ar e do solo, poucos são os dados disponíveis, em especial para condições tropicais de altitude.

Diante do exposto, o objetivo geral deste trabalho foi quantificar as emissões de CO₂ do solo sob cafezais cultivados em SAFs e a pleno sol (PSs) durante o inverno em uma região de clima tropical de altitude. Especificamente objetivou-se (i) avaliar a influência das árvores no microclima e no efluxo de CO₂, (ii) identificar quais as variáveis físicas e químicas que controlam a dinâmica da respiração do solo e, por consequência, o efluxo de CO₂ e, (iii) investigar os fatores bióticos e abióticos que controlam a variabilidade do efluxo de CO₂ do solo entre os locais.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 *Área de estudo*

O estudo foi conduzido nos municípios de Araçuaia e Divino, ambos situados na região da Zona da Mata de Minas Gerais, no bioma Mata Atlântica, região onde predomina solos profundos, bem drenados, ácidos e com baixa disponibilidade de nutrientes (Ker, 1995). Para a realização deste estudo, foram selecionadas três propriedades rurais (identificadas a partir de agora como RO, PA e GI) que possuem cafezais manejados sob manejo agroflorestal (SAFs) e a pleno sol (PS). Na propriedade RO, os cultivos de café (SAF e PS) foram implantados em uma área anteriormente degradada pelos cultivos sucessivos de pastagem, milho, arroz e feijão. Após 10 anos de recuperação da área, o plantio de café foi efetuado em 1998 em ambos os sistemas. A adubação é efetuada com a adição de 150 a 200 g planta⁻¹ de NPK (20-5-20) ao ano e duas aplicações do biofertilizante “Supermagro”. Na área de cultivo PS é plantado milho nas entrelinhas do café, e a palha é deixada no solo para cobertura. O controle das espécies espontâneas é feito por meio de roçagem, sendo o material resultante depositado sobre a superfície do solo. Na propriedade PA o SAF e PS foram implantados em 2006. Nos dois sistemas o cafezal foi adubado com esterco de curral e galinha, além disso, complementação com adubo químico 20-5-20 ou 20-0-20 é efetuada dividindo-se em 3 a 4 adubações anuais. Na propriedade GI o SAF foi implantado em 2010, para os dois sistemas de cultivo avaliados foi efetuado adubação com esterco (curral e galinha) e complementação com adubo químico 20-5-20 sendo efetuado o mesmo manejo nos dois sistemas avaliados, e nas entrelinhas tem sido plantado milho, com a palhada sendo deixada no campo como cobertura no solo.

Tabela 1. Características ambientais dos sistemas de café SAF e PS nas três propriedades familiares rurais utilizadas neste estudo

Características dos locais	RO	PA	GI
Localização	Araponga	Araponga	Divino
Latitude	20° 41' 53,9''	-20° 39' 28,9''	-20° 38' 43,3''
Longitude	-42° 31' 45,4''	-42° 33' 18,9''	-42° 11' 50''
Altitude (m)	1040	800	650
Temperatura média anual (° C)	18	18	21
Precipitação média anual (mm)	1345	1345	1282
Declividade	12% SAF e 4% PS	3% SAF e PS	5% SAF e PS
Estimativa da altura média das árvores	12	5	5
Idade dos cafés (anos)	20	9	25
Espaçamento dos cafés (m)	3 x 1	3 x 1	3 x 1
Ano de implementação do SAF	1998	2006	2010
Principais espécies arbóreas presentes	<i>Inga subnuda</i>	<i>Solanum granuloso</i> e <i>Musa sp</i>	<i>I. subnuda</i> , <i>S. granuloso</i> , <i>Musa sp.</i> , e <i>Toona ciliata</i>

2.2. Desenho experimental

Em cada propriedade rural foi selecionada uma área de café de aproximadamente 300 m². Em cada área, foram selecionados 20 pontos de amostragem com 1 m² cada, localizados entre as fileiras das plantas de café, sendo 10 pontos em locais onde encontram-se café consorciado com árvores (SAFs) e 10 pontos em locais com café a pleno sol (PS). Dois tratamentos foram considerados: café com e sem árvores, e os pontos (10) em cada tratamento foram considerados repetições. A distância entre os pontos de amostragens foi de cerca de 5 x 5 m. No total, foram amostrados 60 pontos (20 em cada propriedade).

As avaliações foram feitas no mês de agosto (inverno, estação seca na região), em continuidade as avaliações de efluxo de CO₂ realizadas no verão por Gomes, L.C (2015).

2.3. *Nível de sombreamento*

Fotografias hemisféricas ou com lentes “olhos de peixe” foram utilizadas como métodos indiretos para se determinar o índice de área foliar (IAF), uma estimativa do nível de sombreamento das áreas. As fotos foram tiradas com uma câmera Canon T2i 18 megapixels e uma lente “fisheye”, montada em um tripé com nível de bolha para ficar no mesmo nível do terreno. O tripé com a câmera foi ajustado para 80 cm de altura acima da superfície do solo, exatamente no centro das parcelas de amostragem, com o objetivo de garantir uma maior realidade de brilho na superfície do solo. A câmera foi apontada para o Norte. A intensidade da luz é importante para a qualidade das imagens, assim, as imagens foram obtidas no período da manhã, evitando a luz solar diretamente na lente. Utilizou-se uma abertura da objetiva de 6,3 M para todas as imagens (Pueschel et al., 2012), que foram guardadas como de 16 bits. Uma imagem foi tomada em cada ponto de amostragem e analisada pelo programa GLA (Gap Light Analyzer) na faixa azul, buscando atingir o brilho ideal (Leblanc et al., 2005). As fotos foram tiradas no mês de novembro nas três propriedades. Nas propriedades RO e PA não se observaram diferenças das copas das árvores entre o mês que foi executada as fotos e o de avaliação do efluxo de CO₂ do solo (agosto). O mesmo não ocorreu na propriedade GI, pois as árvores que haviam sido podadas no período de medição do efluxo de CO₂ do solo estavam crescidas. No total foram amostradas 60 imagens.

2.4. *Análises de solos*

Amostras aleatórias do solo foram coletadas nas profundidades de 0 a 5 e de 5 a 20 cm em cada sistema de manejo para análise química de rotina e de granulometria (Tabela 2). A amostragem do solo para as demais análises químicas e físicas foi realizada nos mesmos pontos da avaliação de efluxo de CO₂ do solo. Amostras de solo deformadas e indeformadas foram coletadas em cada ponto de amostragem nas profundidades de 0 a 5 e no centro da camada de 5 a 20 cm. No total foram coletadas 120 amostras de solo deformadas e indeformadas.

As amostras indeformadas foram coletadas utilizando-se anéis volumétricos. Estas amostras foram utilizadas para as análises de densidade do solo (Ds) método do anel volumétrico e a densidade de partículas do solo (Dp) método do balão volumétrico, utilizando-se álcool como líquido penetrante (Embrapa, 1997).

As amostras deformadas foram moídas passadas na peneira de 0,2 mm para análise do carbono orgânico total (COT) (Yeomans e Bremner, 1988), carbono lábil (CL) (Blair et al., 1995), modificado por Shang e Tiessen (1997) e nitrogênio total (NT) (Bremner, 1996).

Para o cálculo do estoque de C (C_{est}) e N (N_{est}) em $t\ ha^{-1}$ em cada profundidade (0-5, 5-20 cm) utilizou-se a seguinte equação: C_{est} ou $N_{est} = \text{conteúdo de C ou N (dag } kg^{-1}) \times D_s \times e$, considerando a densidade do solo (D_s), em $g\ cm^{-3}$ e a espessura da camada de solo (e), em cm.

A microporosidade (MI) foi obtida a partir da quantidade de água retida nas amostras indeformadas de solo submetidas ao potencial de -0,006 MPa (60 cm de H_2O). A porosidade total (PT) foi determinada pela relação entre densidade do solo (D_s) e densidade de partículas do solo (D_p), conforme equação 1.

$$PT = 1 - D_s/D_p \quad \text{Eq.1}$$

A macroporosidade (MA) foi calculada pela diferença entre a porosidade total (PT) e a microporosidade ($MA = PT - MI$).

2.5. *Carbono da biomassa microbiana*

Na profundidade de 0 a 5 cm, no mesmo local e período onde se determinou o efluxo de CO_2 do solo, foram coletadas amostras deformadas para determinação do C da biomassa microbiana. A extração e a determinação do C da biomassa microbiana foram realizadas pelo método da irradiação-extração (Ferreira et al., 1999).

Tabela 2. Médias dos atributos químicos e granulometria de amostras de solos coletadas em duas profundidades nos diferentes sistemas de manejo avaliados nas propriedades de agricultores na Zona da Mata de MG

Áreas ¹	pH ²	P	K	Ca	Mg	Al	H + Al	SB	T	T	V	M	P-Rem	Areia	Silte	Argila	Classificação Textural
		----mg dm ⁻³ ----	-----cmol _c dm ⁻³ -----	-----%-----	Mg L ⁻¹	-----kg kg ⁻¹ -----											
Profundidade (0 - 5 cm)																	
SAF _{RO}	5,64	12,50	148,0	8,29	1,90	0	5,00	10,57	10,57	15,57	67,9	0	25,70	0,355	0,112	0,533	Argila
PS _{RO}	6,13	11,70	221,0	6,76	1,64	0	3,80	8,97	8,97	12,77	70,2	0	25,90	0,383	0,113	0,504	Argila
SAF _{PA}	6,22	54,30	119,0	5,58	1,39	0	2,50	7,28	7,28	9,78	74,4	0	41,80	0,644	0,078	0,278	Franco argilo arenoso
PS _{PA}	6,16	245,80	197,0	7,68	1,84	0	2,00	10,03	10,03	12,03	83,4	0	43,20	0,601	0,099	0,300	Franco argilo arenoso
SAF _{GI}	6,42	14,20	97,0	5,34	1,9	0	2,10	7,49	7,49	9,59	78,1	0	31,0	0,430	0,100	0,470	Argila
PS _{GI}	6,46	16,60	200,0	4,88	2,07	0	2,80	7,46	7,46	10,26	72,7	0	29,4	0,347	0,106	0,547	Argila
Profundidade (5 - 20 cm)																	
SAF _{RO}	5,80	4,20	82,0	4,29	1,16	0	5,00	5,66	5,66	10,66	53,1	0	22,60	0,356	0,084	0,560	Argila
PS _{RO}	5,12	5,70	161,0	4,62	1,10	0	5,00	6,13	6,13	11,13	55,1	0	22,60	0,342	0,105	0,553	Argila
SAF _{PA}	5,71	31,10	117,0	4,40	1,16	0	2,60	5,86	5,86	8,46	69,3	0	38,40	0,596	0,099	0,305	Franco argilo arenoso
PS _{PA}	6,15	26,80	182,0	4,89	1,47	0	1,80	6,83	6,83	8,63	79,1	0	35,60	0,566	0,090	0,344	Franco argilo arenoso
SAF _{GI}	6,06	5,70	71,0	5,34	1,68	0	4,30	6,95	6,95	11,25	61,8	0	23,70	0,372	0,090	0,538	Argila
PS _{GI}	6,34	5,90	241,0	4,33	1,59	0	3,30	6,54	6,54	9,84	66,5	0	28,60	0,327	0,079	0,594	Argila

SAF: Sistema agroflorestal; PS: café a pleno sol; pH: potencial de hidrogênio (acidez ativa); P: fósforo; k: potássio; Ca: cálcio; Mg: magnésio; Al: alumínio; H+Al: acidez potencial; SB: soma de bases; t: capacidade de troca catiônica efetiva; T: capacidade de troca catiônica potencial; V: saturação de bases; m: saturação de alumínio.

2.6. *Temperatura e Umidade do solo*

A temperatura do solo (T_{SOLO}), a umidade (U_{MID}) e a temperatura do ar (T_{AR}) foram monitoradas no momento da leitura do CO_2 de cada anel, por meio de termômetro portátil a 5 cm de profundidade. Para avaliar a umidade gravimétrica, amostras de solo foram coletadas a 0-5 cm e armazenados em latas de alumínio, que foram seladas e lacradas com fita plástica após a coleta do solo, impedindo a perda de umidade. Em laboratório, as amostras de solo foram pesadas e secas a 105°C durante 48 horas. A temperatura do ar foi medida usando um Termo-Higrometer, Incoterm (modelo 7666.02.0.00).

2.7. *Avaliação do efluxo de CO_2 do solo e a sensibilidade do solo à temperatura*

Para avaliação do efluxo de CO_2 do solo instalou-se um anel de PVC (10 cm de diâmetro e 7 cm de altura) no centro de cada ponto de amostragem. Os anéis foram inseridos três centímetros de profundidade no solo, deixando-se 4 cm do anel de PVC acima da superfície. Galhos grandes e folhas foram removidos da superfície do solo para instalação ideal do anel.

Os anéis foram instalados entre fileiras de café, 24 horas antes de cada avaliação, tempo necessário para recuperar o equilíbrio do CO_2 do solo após a perturbação do solo com a inserção do anel (Heinemeyer et al., 2011). Para avaliar-se a respiração total do solo foi utilizado um analisador portátil LI-8100 (Li-Cor, EUA) acoplado a uma câmara dinâmica (LI-8100), que era posicionada sobre o mesmo anel de PVC previamente instalado. A câmara foi acoplada a um sistema de análise que quantifica a concentração de CO_2 em seu interior através da espectroscopia de absorção óptica na região espectral do infravermelho. Em cada ponto foram realizadas medidas com duração de 1,5 minutos cada. A concentração de CO_2 no interior da câmara foi obtida a cada três segundos. A cada medida de emissão de C- CO_2 foi tomada a temperatura do solo na profundidade de 0-5 cm. Procurou-se concluir a avaliação dos 20 anéis o mais rápido possível para minimizar a variação da temperatura e umidade do solo entre os pontos de amostragem (La Scala et al., 2006).

Os dados foram coletados no período da manhã (8:00 às 10:00 h) e no período da tarde (12:00 às 14:00 h), durante três dias consecutivos em cada propriedade. No total, foram realizadas 360 avaliações de efluxos de CO_2 do solo nas três propriedades. Entretanto, na propriedade GI os dados do terceiro dia foram avaliados separadamente

devido ao evento de chuva que ocorreu na madrugada deste dia, o que alterou a umidade, temperatura e o efluxo de CO₂ do solo. Assim nesta propriedade, os dados foram calculados pela média dos dois primeiros dias.

Uma regressão exponencial foi aplicada para encontrar a relação entre o efluxo de CO₂ do solo e temperatura do solo (Eq.2). (van't Hoff, 1898).

$$F_{CO_2} = \alpha \cdot e^{(\beta_1 \cdot T)} \quad (\text{Eq.2}),$$

onde: FCO₂ é o efluxo de CO₂ (μmolm⁻² s⁻¹), T é a temperatura do solo, α é a intercepção de efluxo de CO₂ do solo quando a temperatura é igual a zero e β₁ é o coeficiente de regressão obtido a partir da regressão exponencial do efluxo de CO₂ do solo a temperatura de 5 cm de profundidade.

Para comparar a sensibilidade do solo à temperatura entre os SAFs e PS de cada propriedade o valor de Q₁₀ foi calculado com base na relação entre a temperatura do solo a 5 cm de profundidade e efluxo de CO₂ do solo. O parâmetro Q₁₀ descreve a mudança proporcional na respiração do solo quando se aumenta 10 °C na temperatura do solo (Giardina e Ryan, 2000). Os valores Q₁₀ foram obtidos de acordo com a Eq. 3.

$$Q_{10} = e^{10 \cdot \beta_1} \quad (\text{Eq.3})$$

No cálculo dos valores de Q₁₀ de cada sistema em cada propriedade rural, consideraram-se os dados dos dois períodos juntos (08:00h e 12:00h) em cada sistema.

Para permitir a comparação do efluxo de CO₂ do solo entre as três propriedades, o efluxo de cada local foi normalizado para a temperatura de 25 °C (R₂₅), de acordo com a seguinte equação:

$$R_{25} = F_{CO_2} * Q_{10}^{\frac{(25-T)}{10}} \quad (\text{Eq.4}),$$

onde: FCO₂ é o efluxo de CO₂ do solo (μmolm⁻² s⁻¹), medidos em cada ponto e T é a temperatura do solo a 5 cm de profundidade medida no momento da avaliação de efluxo de CO₂ do solo (Adaptado de Acosta et al., 2013).

2.8. *Análise Estatística*

As médias das características químicas e físicas do solo foram comparadas entre as profundidades (0-5 e 5-20 cm) de amostragens e entre os sistemas de produção (SAFs e PSs). Para isso utilizou-se o teste “t” de student a nível de 5% de probabilidade.

A relação entre os níveis de sombreamento com as características ambientais (T_{AR} , T_{SOLO} e U_{MID}), e a relação entre COT, NT, BM e efluxo CO_2 para cada local foram determinados utilizando a correlação de Pearson.

Para modelar e identificar as variáveis que mais influenciaram no efluxo de CO_2 , utilizou-se a análise de regressão múltipla em que o efluxo de CO_2 foi considerado variável dependente, e as características físicas, químicas e ambientais foram as variáveis independentes. Todas as análises foram realizadas utilizando-se o Programa Estatístico SAEG.

3. RESULTADOS

3.1. *Nível de sombreamento*

As plantas de café contribuíram para o sombreamento nos dois sistemas, e as árvores contribuíram para aumentar ainda mais os níveis de sombreamento nos SAFs (Figura 1).

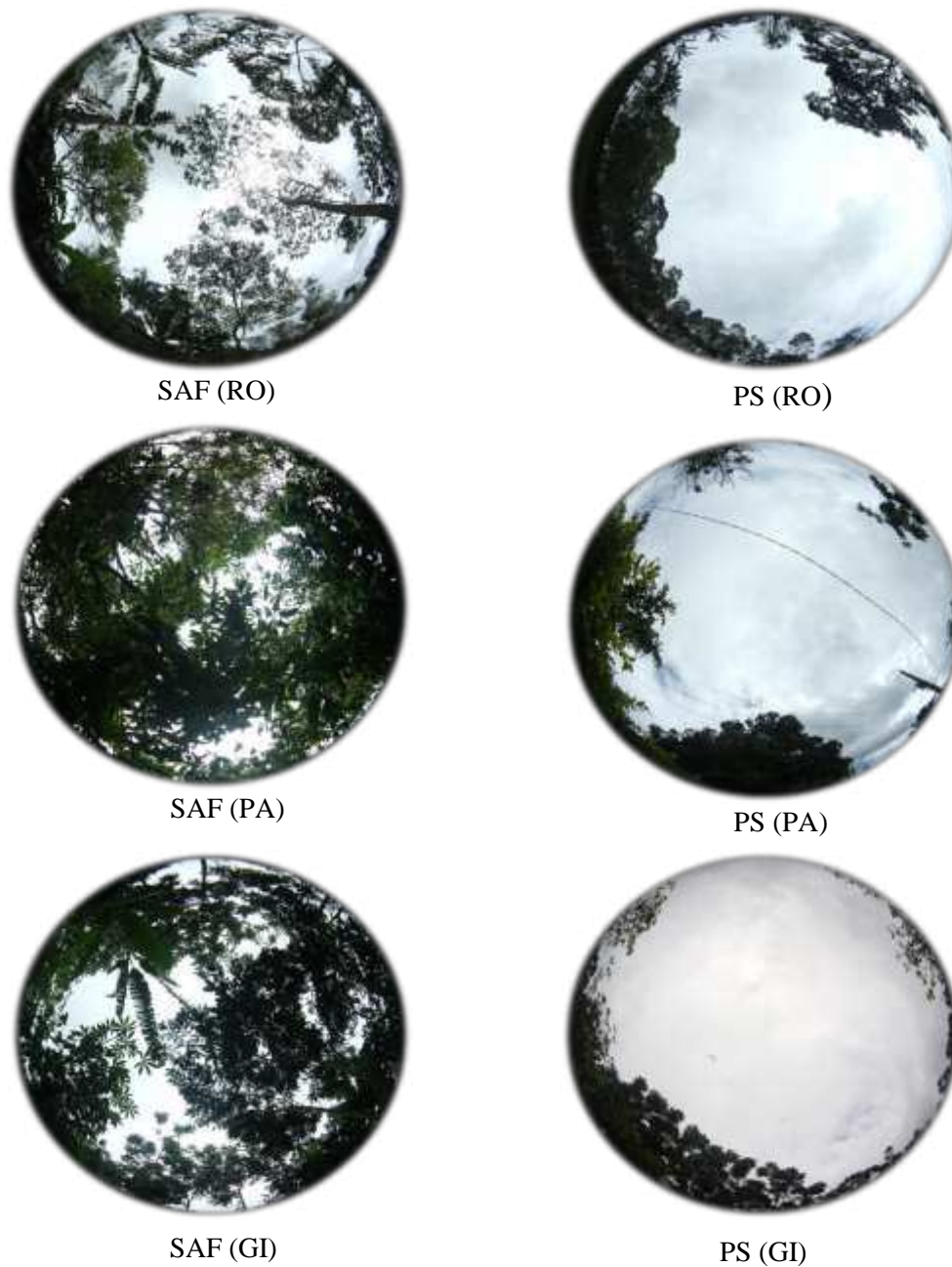


Figura 1. Fotografia hemisférica registrada em um ponto dos sistemas agroflorestais (SAFs) e a Pleno Sol (PSs) nas propriedades (RO, PA) municípios de Araponga e propriedade (GI) município localizado em Divino/MG.

A avaliação dos índices de área foliar indicou que o SAF_{RO} apresentou o menor (44,4 %) e o SAF_{PA} o maior (76,2 %) nível de sombreamento. Nas áreas de cultivo a pleno sol, o PS_{GI} apresentou o menor (6,9%) e a PS_{PA} o maior (26%) nível de sombreamento (Figura 2).

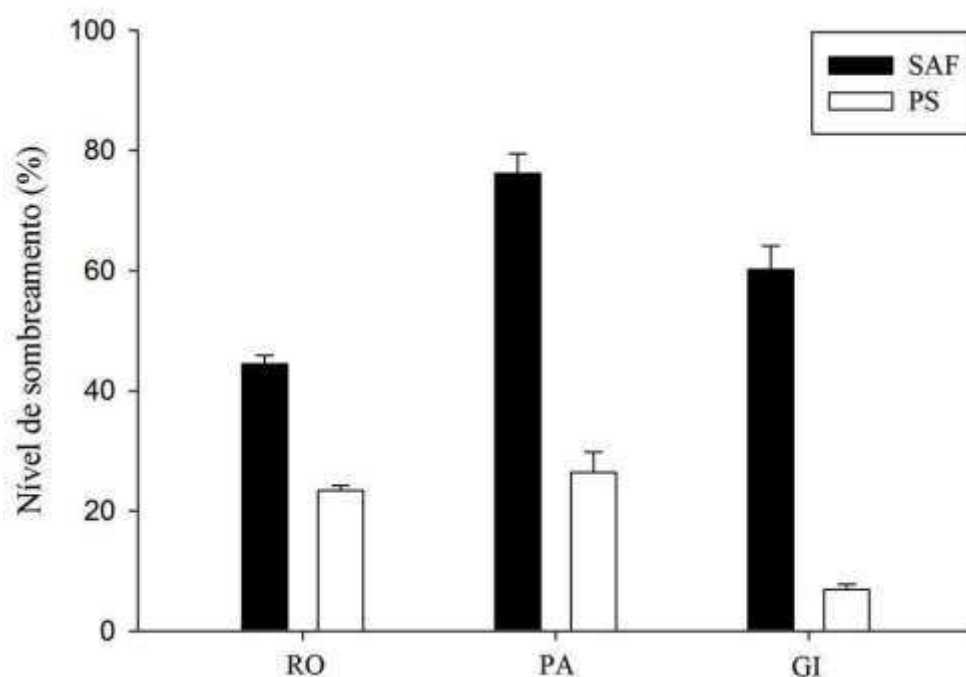


Figura 2. Média dos níveis de sombreamento em cafezais cultivados em sistemas agroflorestais (SAFs) e a pleno sol (PSs) em diferentes propriedades (RO, PA, GI). As barras representam o erro padrão.

3.2. Atributos químicos dos solos

A média do teor de COT foi de 39,4 g kg⁻¹ nos SAFs e 47,0 g kg⁻¹ nos PSs e, de 33 g kg⁻¹ para os SAFs e PSs, nas profundidades de 0-5 e 5-20 cm (Figura 3). Nas propriedades RO e GI os teores de COT (g kg⁻¹) nos SAFs foram menores ($P < 0,01$) do que nos sistemas a pleno sol na profundidade de 0-5 cm, e não houve diferenças entre os sistemas na propriedade PA. Na profundidade de 5-20 cm, o teor de COT (g kg⁻¹) foi maior ($P < 0,05$) nos SAFs do que em PS na propriedade GI, menor ($P < 0,05$) na propriedade RO e semelhante na propriedade PA. Em todos os sistemas, exceto SAF_{GI} (que se manteve), houve redução do teor de COT na profundidade 0-5 para 5-20 cm (Figura 3).

Na profundidade de 0-5 cm, a média dos teores de NT (g kg⁻¹) foram de 3,68 g kg⁻¹ nos SAFs e de 4,5 g kg⁻¹ nos PSs. Na profundidade de 5-20 cm foi de aproximadamente 2,5 g kg⁻¹ em ambos os sistemas. Na propriedade RO, os teores de NT foram maiores no

PS do que no SAF nas duas profundidades. Na propriedade PA, os teores de NT foram maiores ($P<0,05$) no PS do que no SAF na profundidade de 0-5 cm. Na propriedade GI, os teores de NT na camada de 0-5 foram iguais nos dois sistemas, enquanto que, na profundidade de 5-20 cm, o SAF apresentou maiores teores ($P<0,05$) (Figura 3).

As médias dos teores de CL nos SAFs e PS foram em torno de $2,8 \text{ g kg}^{-1}$ (0-5 cm) e $1,9 \text{ g kg}^{-1}$ (5-20 cm) (Figura 3). Somente o SAF_{GI} apresentou maior ($P<0,001$) teor de CL que PS_{GI} na profundidade de 0-5 cm, nas outras propriedades os teores foram similares. Na propriedade RO, verificaram-se maior ($P<0,001$) teor de CL na profundidade de 5-20 cm no SAF do que no PS. Na propriedade PA, o teor de CL foi maior ($P<0,001$) no PS nesta mesma profundidade. Em GI, os teores de CL foram significativamente diferentes entre os dois sistemas e nas duas profundidades, sendo maiores ($P<0,001$) no SAF (Figura 3).

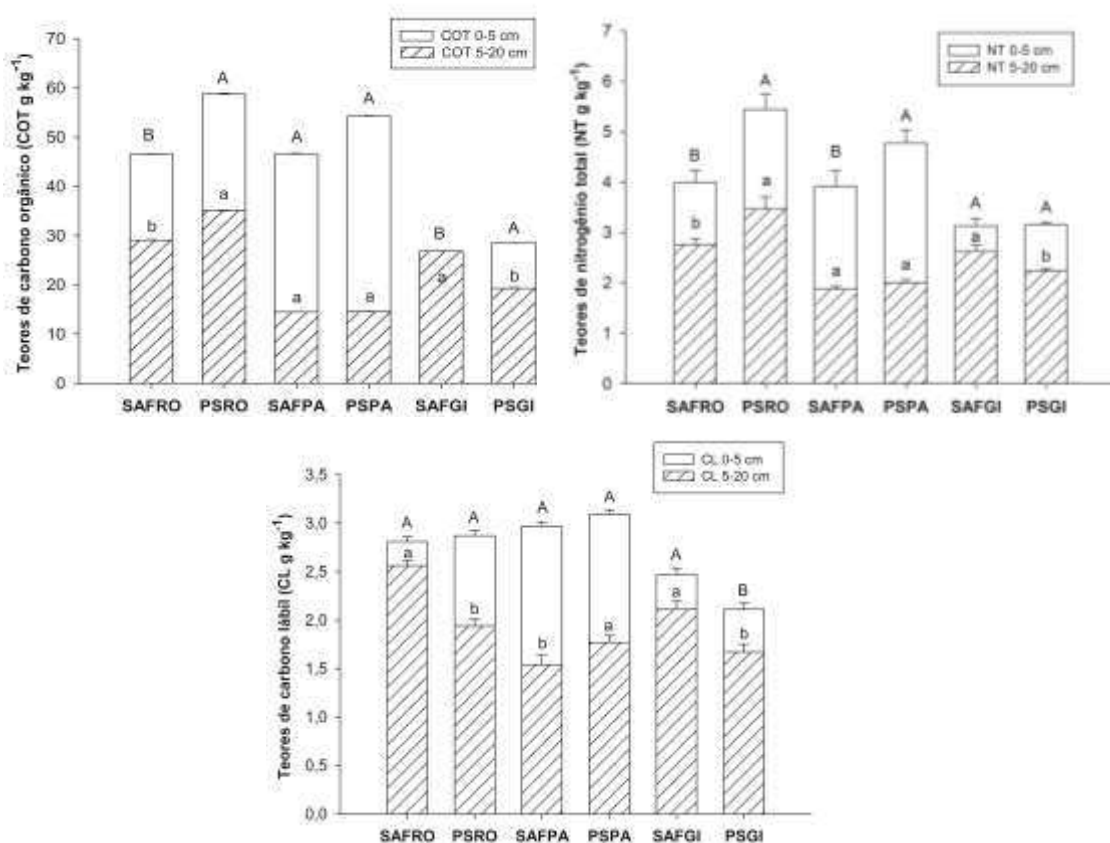


Figura 3. Média dos atributos químicos (COT: carbono orgânico total; NT: nitrogênio total; CL: carbono lábil) em duas profundidades nos sistemas agroflorestais (SAF) e a pleno sol (PS) nas propriedades dos agricultores familiares RO, PA (Araponga/MG) e GI (Divino, MG). As barras representam o erro padrão. Barras sem preenchimento e hachuradas contendo as mesmas letras maiúsculas e minúsculas, respectivamente, não diferem entre si para cada propriedade.

3.3. *Estoque de carbono (C_{est}) e nitrogênio (N_{est})*

Na profundidade de 0-5 cm somente a propriedade RO apresentou diferença entre os sistemas de cultivo, sendo que o PS apresentou maior estoque de carbono que o SAF ($P<0,05$). Na profundidade de 5-20 cm, houve diferença significativa do estoque de C em todas as propriedades ($P<0,05$). Sendo que a propriedade RO apresentou estoque de C maior no sistema PS, enquanto que, nas demais propriedades isso foi observado nos SAFs (Figura 4). À exceção da propriedade GI, os estoques de nitrogênio na profundidade de 0-5 cm, foram superiores ($P<0,05$) no PS. Na profundidade de 5-20 cm, o estoque foi superior ($P<0,05$) no PSRO, enquanto que na propriedade PA, os teores foram similares. Já na propriedade GI, os SAFs apresentaram os maiores ($P<0,05$) estoques de N (Figura 4).

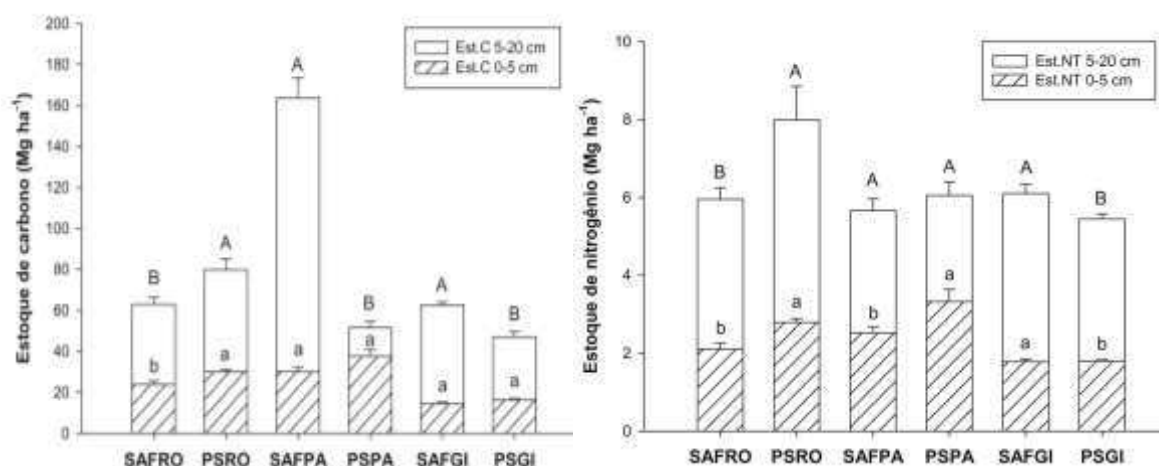


Figura 4. Média do estoque total de carbono (C_{est}) e nitrogênio (N_{est}) em duas profundidades nos sistemas agroflorestais (SAF) e a pleno sol (PS) nas propriedades dos agricultores familiares RO, PA (Araponga/MG) e GI (Divino, MG). As barras representam o erro padrão. Barras sem preenchimento e hachuradas contendo as mesmas letras maiúsculas e minúsculas, respectivamente, não diferem entre si para cada propriedade.

3.4. *Atributos físicos do solo*

Os valores da microporosidade do solo, variaram de 29,2 a 43,7 %. Com exceção do PS_{PA} a microporosidade foi maior na profundidade de 5-20 cm que 0-5 cm. Na propriedade RO o sistema PS apresentou maiores valores que SAF nas duas profundidades, diferente do ocorrido na propriedade RO onde os SAF_{PA} apresentaram maiores valores nas duas profundidades. Na propriedade GI os valores foram semelhantes na profundidade de 0-5 cm e maiores no SAFs na profundidade 5-20 cm. Os valores da macroporosidade variaram de 5,9 a 19,1 % sendo todos os valores maiores na profundidade de 0-5 que 5-20

cm. Os SAFs apresentaram maiores valores que o PSs na profundidade de 0-5, no entanto somente a propriedade RO apresentaram os maiores valores no SAF na profundidade 5-20 cm. Os valores da porosidade total variaram de 38,1 a 56,67 %. Com exceção do SAF_{RO} (os valores foram semelhantes) em todas as propriedades a profundidade de 0-5 cm apresentaram maiores valores que a profundidade de 5-20 cm e somente a profundidade de 5-20 no PS_{GI} que a porosidade total foi maior.

A média da densidade dos solos variaram de 1,03 a 1,44 g cm⁻³ e a densidade de partículas de 2,26 a 2,49 g cm⁻³ (Tabela 3). A densidade do solo foi maior na profundidade de 5-20 cm do que na profundidade de 0-5 cm nos sistemas PS_{RO}, SAF_{PA} e PS_(GI) (Tabela 3). Nos demais as densidades dos solos foram semelhantes nas duas profundidades (Tabela 3).

Tabela 3. Atributos físicos dos solos (Microp = microporosidade; Macrop = macroporosidade; P.total = porosidade total; Ds = densidade do solo; Dp = densidade de partícula) em sistemas agroflorestais (SAF) e a pleno sol (PS) nas propriedades dos agricultores familiares RO, PA (Araponga/MG) e GI (Divino, MG). (\pm Desvio padrão)

Características físicas do solo	Prof. cm	SAFRO	PSRO	SAFPA	PSPA	SAFGI	PSGI
Microp %	0-5	37,29 \pm 0,03	39,22 \pm 0,01	34,10 \pm 0,02	31,21 \pm 0,07	35,37 \pm 0,03	35,46 \pm 0,02
	5-20	40,67 \pm 0,06	43,69 \pm 0,03	36,12 \pm 0,03	29,22 \pm 0,05	36,76 \pm 0,04	35,79 \pm 0,02
Macrop %	0-5	19,11 \pm 0,07	15,67 \pm 0,08	11,76 \pm 0,07	11,20 \pm 0,10	15,11 \pm 0,06	13,67 \pm 0,07
	5-20	16,00 \pm 0,07	12,07 \pm 0,08	5,59 \pm 0,04	8,85 \pm 0,07	11,93 \pm 0,04	13,63 \pm 0,03
P. total (%)	0-5	56,39 \pm 0,04	54,15 \pm 0,07	45,87 \pm 0,07	42,42 \pm 0,13	50,49 \pm 0,06	49,13 \pm 0,05
	5-20	56,67 \pm 0,04	53,34 \pm 0,05	41,71 \pm 0,03	38,08 \pm 0,11	48,69 \pm 0,04	49,42 \pm 0,02
Ds (g cm ⁻³)	0-5	1,03 \pm 0,08	1,04 \pm 0,08	1,31 \pm 0,16	1,36 \pm 0,24	1,15 \pm 0,13	1,15 \pm 0,07
	5-20	1,07 \pm 0,09	1,13 \pm 0,12	1,44 \pm 0,09	1,51 \pm 0,25	1,18 \pm 0,12	1,22 \pm 0,04
Dp (g cm ⁻³)	0-5	2,37 \pm 0,18	2,29 \pm 0,25	2,43 \pm 0,07	2,39 \pm 0,15	2,33 \pm 0,18	2,26 \pm 0,15
	5-20	2,49 \pm 0,10	2,43 \pm 0,08	2,47 \pm 0,08	2,45 \pm 0,07	2,29 \pm 0,13	2,41 \pm 0,07

3.5. Carbono da biomassa microbiana

A propriedade RO foi à única que apresentou diferença entre os teores de carbono da biomassa microbiana (CBM) nos sistemas SAF e PS. O teor de CBM foi maior ($P < 0,05$) no SAF. (Figura 5). Nas outras propriedades os teores foram similares.

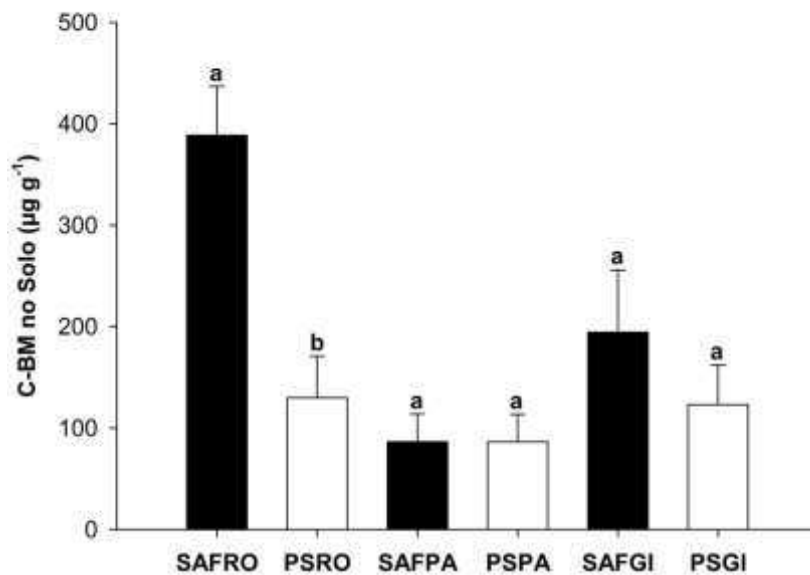


Figura 5. Médias do teor de carbono da biomassa microbiana (C-BM no solo $\mu\text{g g}^{-1}$) nos SAFs e PSs nas três propriedades avaliadas (RO, PA e GI). Médias seguidas de mesma letra não diferem entre si, dentro da mesma propriedade, ao nível de 5% de probabilidade pelo teste t. As barras representam o erro padrão.

3.6. Temperatura e Umidade do solo

A média da temperatura do ar (T_{AR}) nos SAFs foi de 21 °C e, nos PSs, de 24 °C (Tabela 4). Nos dois períodos avaliados (08:00 e 12:00), a T_{AR} foi maior no sistema PS. A média da temperatura do solo (T_{SOLO}) foi de 16 °C nos SAFs e 18 °C no PS (Tabela 4). Com exceção da propriedade RO, (T_{SOLO} foi semelhante nos dois sistemas), a T_{SOLO} foi maior nos sistemas PS do que nos SAFs nos dois períodos avaliados. A média da umidade do solo (U_{MID}) foi de 23,5 % nos SAFs e de 17,35 % no PS. Considerando cada propriedade, a U_{MID} foi menor no sistema PS_{GI} do que no SAF_{GI} , semelhante nos dois sistemas em PA, e maior em PS_{RO} do que em SAF_{RO} (Tabela 4).

Tabela 4. Temperatura média do ar (T_{AR}), do solo (T_{SOLO}), e umidade (U_{MID}) do solo nos sistemas SAFs e PS nas propriedades RO e PA (Araponga, MG) e GI (Divino, MG)

Sistemas	Hora	RO				PA				GI			
		SAF	C.V ^{1/}	PS	C.V	SAF	C.V	PS	C.V	SAF	C.V	PS	C.V
T_{AR} (°C)	8	19,8	4,86	25,6	10,1	14,9	4,56	15,8	8,87	18,5	1,74	22,0	4,28
	12	25,1	8,00	27,1	9,14	23,6	6,89	28,2	4,96	25,2	1,99	28,0	3,34
T_{SOLO}	8h	14,7	2,71	14,7	3,40	12,7	3,15	13,6	6,26	16,9	2,57	19,9	7,03
	12h	16,6	4,82	17,5	8,00	14,9	3,35	16,7	6,39	20,2	6,30	27,5	5,39
U_{MID} (%)	10h	28,8	9,22	33,4	10,9	19,5	9,68	20,5	19,7	22,3	10,9	16,6	23,9

^{1/}C.V.: Coeficiente de Variação.

A T_{AR} apresentou correlação negativa com o nível de sombreamento ($P < 0.001$) nas três propriedades e nos dois períodos avaliados (Figura 6). A T_{SOLO} também apresentou correlação negativa ($P < 0,001$) com o nível de sombreamento nas propriedades PA e GI. A propriedade GI foi o único local em que a umidade do solo mostrou correlação positiva com o nível de sombreamento ($P < 0,001$), sendo que em PA não verificaram-se correlação e em RO, a correlação foi negativa ($P < 0,001$) (Figura 6).

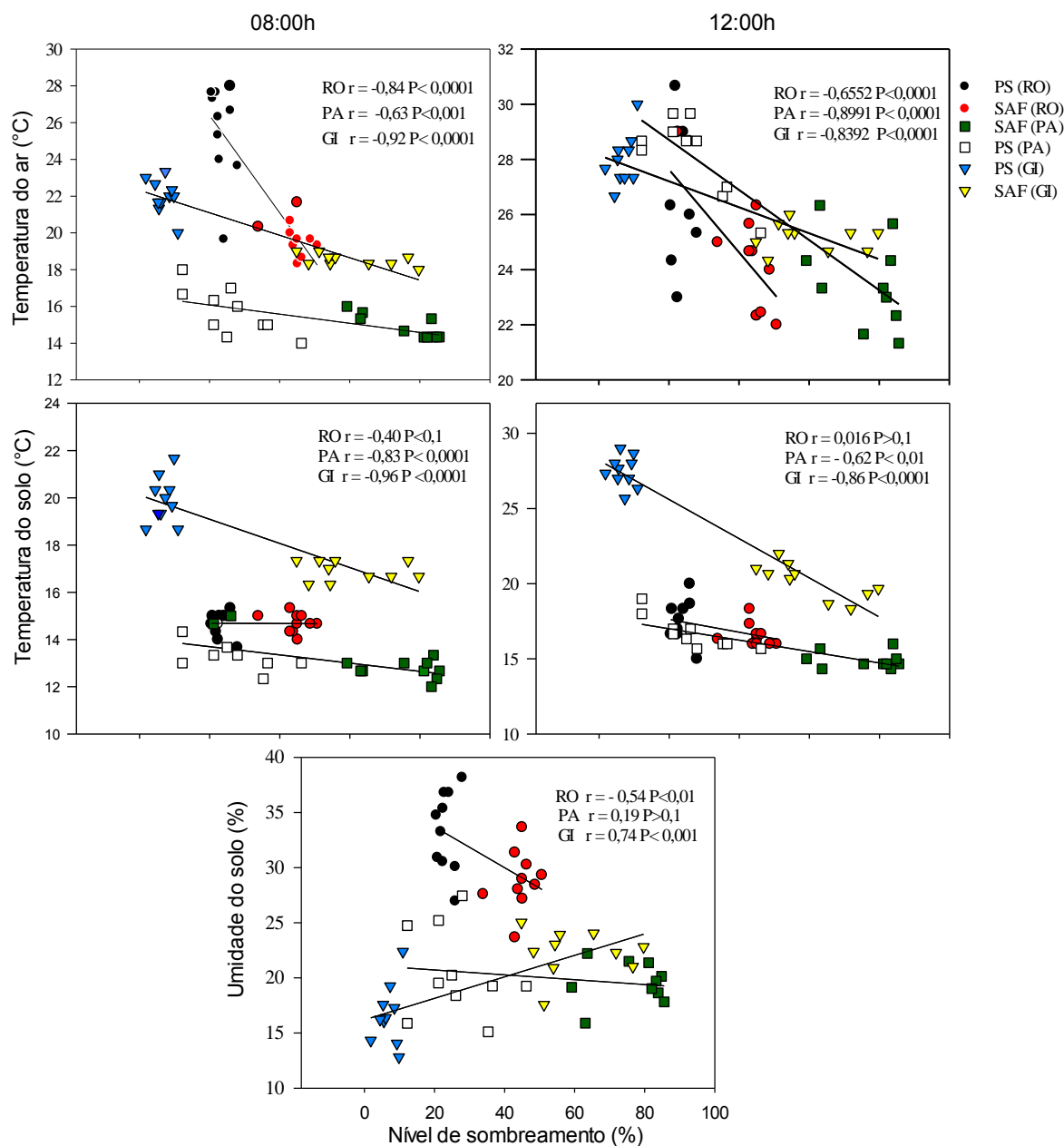


Figura 6. Estimativas dos coeficientes de correlação de Pearson (r) entre os níveis de sombreamento e variáveis climáticas, temperatura do ar (T_{AR}) e temperatura do solo (T_{SOLO}) nos SAFs e PSs para cada local (RO, PA, GI) Zona da Mata, Minas Gerais, Brasil.

3.7. Efluxo de CO_2 do solo

A média do efluxo de CO_2 do solo variou entre 1,4 a 3,6 $\mu\text{molm}^{-2} \text{s}^{-1}$ nos SAFs e PSs nas três propriedades (Tabela 5). O maior valor de efluxo foi observado na propriedade GI. A variação espacial no efluxo de CO_2 do solo (expressa como CV na Tabela 6) foi um pouco mais elevada no SAFs (média: 30%) em comparação com os PSs (média: 29%). De acordo com critério de classificação da variabilidade espacial das

propriedades do solo propostas pelo Warrick e Nielsen (1980), os sistemas SAFs e PSs tiveram alta (> 24%) variabilidade espacial (Tabela 5).

Tabela 5. Valores médios do efluxo de CO₂ do solo ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), erro padrão (EP) e coeficiente de variação (CV) da estimativa nas três propriedades avaliadas.

Sistema	SAF _{RO}		PS _{RO}		SAF _{PA}		PS _{PA}		SAF _{GI}		PS _{GI}	
	8	12	8	12	8	12	8	12	8	12	8	12
Tempo (h)	8	12	8	12	8	12	8	12	8	12	8	12
EfluxoCO ₂	1,6	1,9	1,4	1,6	1,53	1,6	1,7	1,6	2,79	3,46	1,4	2,78
EP	0,17	0,29	0,01	0,14	0,17	0,11	0,20	0,18	0,23	0,26	0,14	0,30
CV (%)	33,81	46,96	22,30	27,72	35,66	21,49	36,91	37,03	20,48	23,45	20,30	30,06

Na propriedade PA, foram observados o maior (2,01) e menor (0,85) valor de Q₁₀, no SAF e PS, respectivamente (Figura 7). Nas demais propriedades, a diferença entre os valores de Q₁₀ entre os dois sistemas foram menores, sendo de 1,5 (SAF_{RO}) e 1,01 (PS_{RO}). Em GI, os valores de Q₁₀ foram de 1,41 (SAF) e 1,25 (PS) (Figura 7).

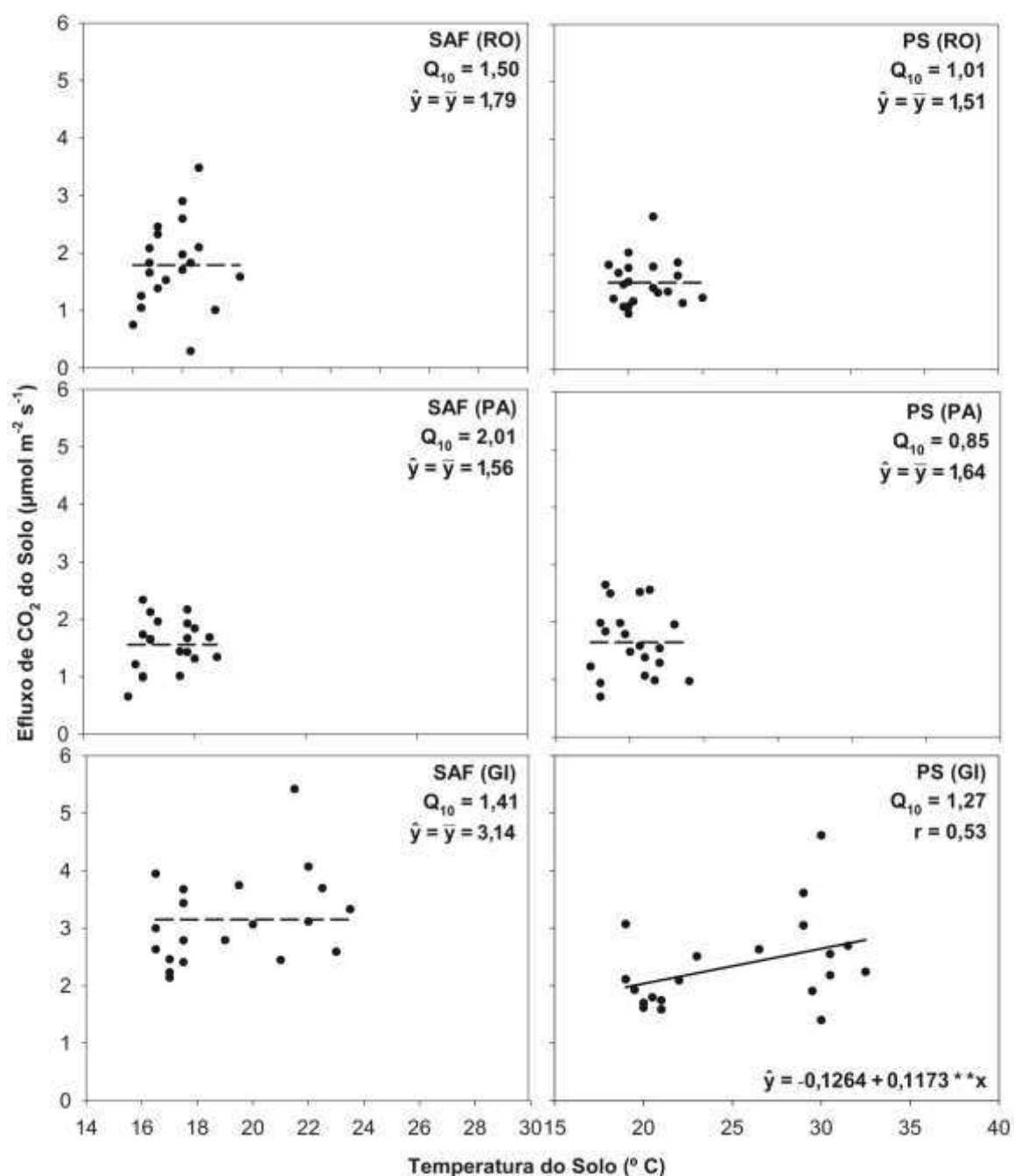


Figura 7. Valores de Q_{10} e a relação entre T_{SOLO} e efluxo de CO_2 do solo nos sistemas agroflorestais (SAF) e a pleno sol (PS), em três propriedades da agricultura familiar (identificadas por RO, PA e GI), Zona da Mata mineira.

No entanto, o PS_{GI} foi a única propriedade em que a regressão exponencial foi significativa ($P < 0,1$), ou seja, apresentou correlação entre o efluxo de CO_2 ($\mu mol CO_2 m^{-2} s^{-1}$) e a T_{SOLO} ($^{\circ}C$) no inverno (Tabela 6).

Tabela 6. Coeficientes do modelo entre efluxo de CO₂ e temperatura do solo e valor do fator Q₁₀.

Áreas	Regressão exponencial $FCO_2 = \alpha \cdot e^{(\beta \cdot T)}$				
	α	B	R	P	Q ₁₀
SAF _(RO)	0,8508	0,0404	<0,1	n.s	1,5
PS _(RO)	1,437	0,0014	<0,1	n.s	1,01
SAF _(PA)	0,5664	0,07	0,26	n.s	2,01
PS _(PA)	1,951	-0,016	<0,1	n.s	0,85
SAF _(GI)	2,2498	0,0157	<0,1	n.s	1,41
PS _(GI)	1,238	0,0236	0,39	<0,1	1,27

α é a intercepção de efluxo de CO₂ do solo quando a temperatura é igual a zero, B:coeficiente angular, obtidos pela análise de regressão exponencial, T é a temperatura do solo, r: coeficiente de determinação; P: nível de significância, Q₁₀ é a variação proporcional do solo quando a temperatura do solo aumentar 10°C.

A umidade do solo teve maior influência no efluxo de CO₂ quando comparada com a temperatura do solo no período avaliado (Figura 8). Com exceção do SAF_{PA}, todos os sistemas tiveram aumento do efluxo de CO₂ com o aumento da umidade do solo. No SAF_{RO} este aumento foi mais pronunciado (r = 0,67), seguido do PS_(PA) (r = 0,59). Na propriedade GI essa correlação foi menor no SAF (r = 0,44) e PS (r= 0,38) (Figura 8). Na madrugada do terceiro dia da coleta de dados (29/08/2014) choveu em Divino, onde se localiza a propriedade GI. A média do efluxo no SAF aumentou em 29,5 % (3,14 - 4,40 $\mu\text{mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), e no PS este aumento correspondeu a 28 % (2,34 - 3,25 $\mu\text{mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (média dos dois períodos). (Dados não mostrados).

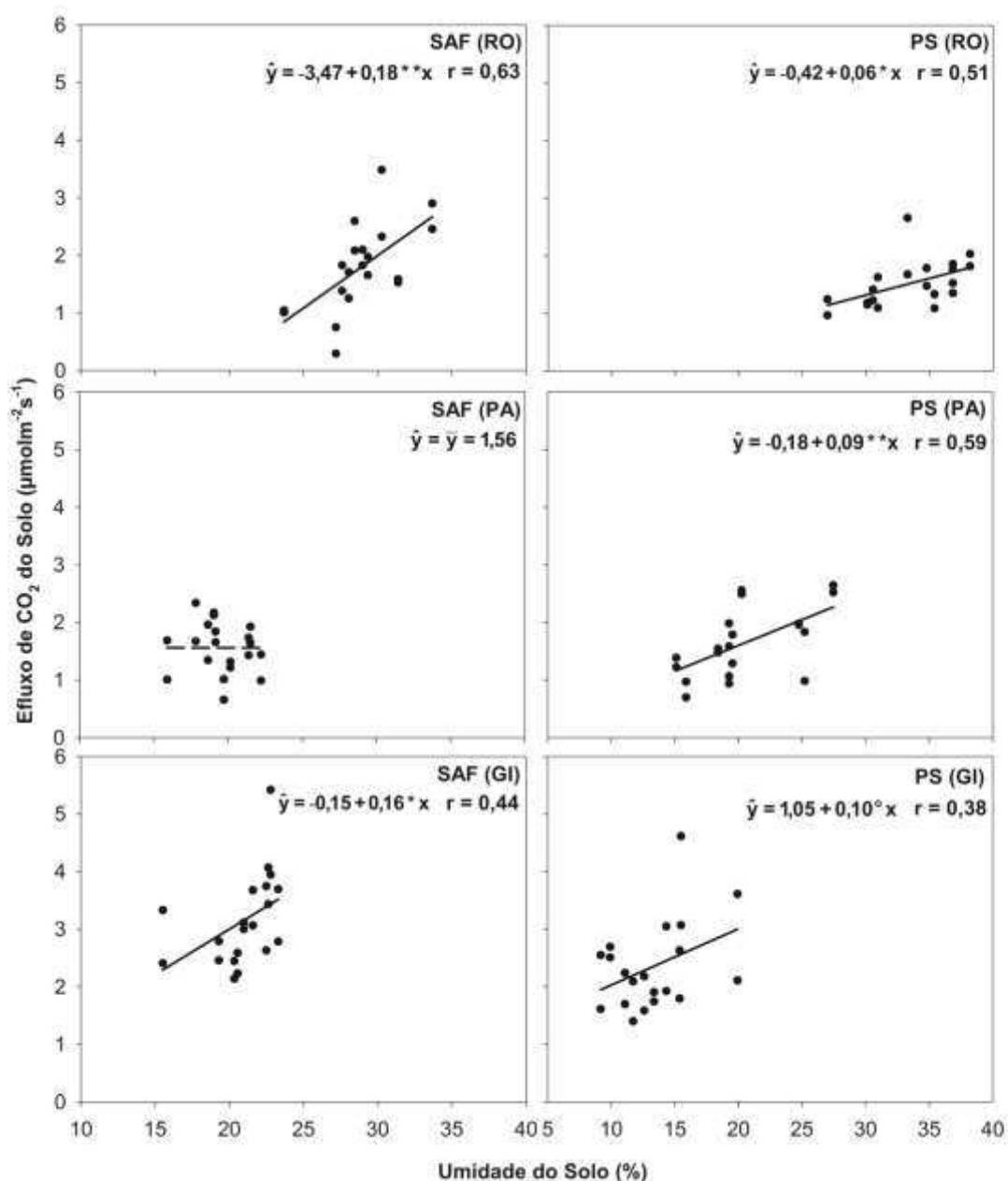


Figura 8. Influência da umidade no efluxo de CO₂ do solo nos sistemas agroflorestais (SAF) e a pleno sol (PS), em três propriedades da agricultura familiar (identificadas por RO, PA e GI), Zona da Mata mineira.

Quando normalizada a T_{SOLO} a 25 °C (Figura 9) dentro da mesma propriedade, os sistemas diferiram entre si, e os SAFs apresentaram maiores R25. Isto significa que, na temperatura de 25°C, há maior efluxo nos SAFs. O R25 no SAF e PS em Divino, local de menor altitude (650 m), foram maiores do que nos sistemas de Araponga (PA e RO).

Entretanto, em Araponga não se verificaram diferenças entre os sistemas agroflorestais (SAF_{RO} e SAF_{PA}) e nem entre os a pleno sol (PS_{RO} e SAF_{PA}) (Figura 9).

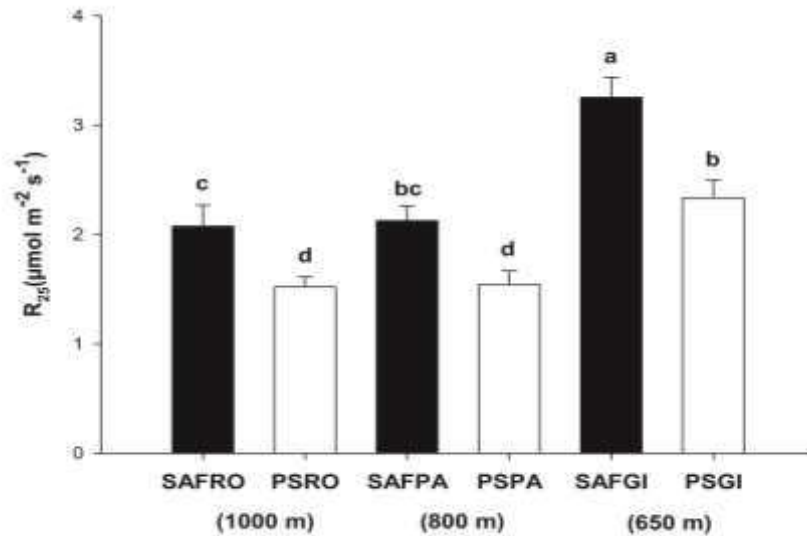


Figura 9. Estimativa de efluxo de CO_2 do solo normalizado a 25°C (R_{25}) da temperatura do solo nos sistemas de café SAF e PS nas três propriedades (RO, PA, e GI), localizados em diferentes alturas (expressa em metros entre parênteses). Barras com as mesmas letras não diferem entre si ao nível de 5% de significância ($p < 0,05$) entre todos os sistemas. Barras representam a média e o erro padrão.

3.8. Dinâmica do carbono orgânico total, nitrogênio total e biomassa microbiana

Os teores de COT e NT correlacionaram entre si ($P < 0,001$) nos SAFs e PSs, nas três propriedades (Tabela 7). Correlação entre COT e BM foi verificada nos dois sistemas da propriedade PA ($P < 0,001$) e no PS_{GI} ($P < 0,05$), e entre os teores de NT e BM em SAF_{PA} ($P < 0,01$), PS_{PA} ($P < 0,05$) e SAF_{GI} ($P < 0,001$) (Tabela 7).

Tabela 7. Coeficientes de correlação de Pearson entre as variáveis carbono orgânico total (COT), nitrogênio total (NT), biomassa microbiana (BM) na profundidade de 0-5 cm de cafezais nos sistemas agroflorestais (SAFs) e a pleno sol (PS), em propriedades (RO, PA, GI) da agricultura familiar, Minas Gerais.

Variáveis		RO		PA		GI	
		SAF	PS	SAF	PS	SAF	PS
COT	NT	0,8517**	0,7058**	0,9472**	0,8776**	0,9302**	0,7855**
COT	BM	0,0985	0,1768	0,8417**	0,6695**	0,5880*	0,0409
COT	FCO ₂	0,067	-0,1018	0,1997	0,6267*	0,2113	0,0784
NT	BM	-0,0642	0,3169	0,8443**	0,6565*	0,8156**	-0,2317
NT	F _{CO2}	-0,0474	0,4675	0,4715	0,5616*	0,2342	0,0176
BM	F _{CO2}	0,2072	0,2226	0,301	0,3326	0,175	0,0151

** significativo a 1% * significativo a 5% de probabilidade.

3.9. *Influência dos atributos do solo no efluxo de CO₂*

Na Tabela 8 encontram-se as equações de regressão para o efluxo de CO₂ do solo em cada sistema e em cada propriedade, efetuadas a partir dos atributos do solo: T_{SOLO}, U_{MID}, PT, MACRO, MICRO, DS, ESTC, ESTN e CL. Como comentado anteriormente, as variáveis que não foram significativas pelo teste t de Student ao nível de 5% de probabilidade e a equação que não foi significativa pelo teste F, foram excluídas da equação de regressão.

Em todas as equações de regressão, a U_{MID} do solo foi responsável por aumentar o ajuste da equação, o que confirmou sua importância no efluxo de CO₂ do solo. (Tabela 8). Como mostrado (Figura 8) no SAF_{PA}, a U_{MID} não influenciou no efluxo de CO₂ do solo, mas quando analisada conjuntamente com outras variáveis, observou-se situação adversa do esperado, ou seja, uma diminuição do efluxo com aumento da umidade. (Tabela 8).

No SAF_{RO}, U_{MID}, EN, EC e MACR explicaram 80 % do efluxo de CO₂ do solo (Tabela 8). Em PS_{RO}, a U_{MID} e EN explicaram 42 % do efluxo de CO₂ (P<0,01). No SAF_{PA}, EC (P<0,01), U_{MID} (P<0,05), CL (P<0,05), e PT (P<0,05) explicaram 49% do efluxo. No SAF_{PA}, os atributos considerados foram semelhantes aos do PS_{PA}, com exclusão do EC e inclusão do EN (p<0,05) no PS_{PA}. Na propriedade GI, a U_{MID} ajudou a explicar o efluxo nos dois sistemas, além da MICR (P<0,05) e DS (P<0,05) no SAF e, de EC no PS (P<0,05) (Tabela 8).

Tabela 8. Estimativas das equações de regressão do fluxo de CO₂ do solo em relação às condições climáticas e atributos químicos e físicos do solo em sistemas agroflorestais (SAF) e pleno sol (PS) nas diferentes propriedades (RO, PA, GI, Minas Gerais, Brasil).

Sistemas	Atributos	Eq. Regressão	GL	F	R ²	P
SAF _(RO)	(U _{MID} **), (EN**), (EC**), (MACR**)	$Y = 0,798344 + 0,230717UMI + 0,0151485EN - 0,138322EC + 0,049244MACR$	15	14,85	0,80	0,000
PS _(RO)	(U _{MID} **), (EN**)	$Y = -0,614929 + 5,57636UMID - 4,98318EN$	17	6,24	0,42	0,0093
SAF _(PA)	(EC**), (U _{MID} *), (CL*), (PT*)	$Y = 0,285868 + 57,8608EC - 8,52993UMI + 0,389998CL + 0,0342654PT$	15	3,64	0,49	0,0289
PS _(PA)	(U _{MID} **), (CL*), (EN*), (PT*)	$Y = -0,040870 + 7,9039UMI + 0,63280CL + 0,27035EN + 0,03423PT$	15	4,48	0,54	0,0140
SAF _(GI)	(MICR*), (DS*), (UMI ⁺)	$Y = -0,0721906 + 0,00126247MICR + 0,0288142DS + 0,117706UMI$	16	4,24	0,44	0,0221
PS _(GI)	(EC*), (UMI*)	$Y = 0,329182 + 2,17948EC + 0,100131UMI$	17	4,90	0,36	0,0209

U_{MID} = Umidade; EN = Estoque de N; EC = Estoque de carbono; MAC = Macroporosidade; CL = Carbono lábil; PT = Porosidade total; MICR = Microporosidade; DS = Densidade do solo.

4. DISCUSSÃO

4.1. *Sombreamento nos SAFs*

As espécies de árvores que compõe os SAFs nas três propriedades deste estudo foram escolhidas pelos agricultores, resultando em diferentes dimensões da copa das árvores, fenologia e densidade de folhas (Gomes, 2015). Estas diferenças levaram a diferentes porcentagens de cobertura da superfície do solo (Figura 2).

A menor temperatura do ar e do solo nos SAFs em relação nos sistemas PSs (Tabela 4) ocorreu graças ao maior sombreamento (Figura 6) devido à presença de árvores que regulam o microclima (Altieri, 1999; Lin, 2007; Akpo et al, 2005; Lin et al, 2008) . Souza et al. (2012) e Dubbert et al. (2014) encontraram redução de 5 a 6°C na temperatura do solo devido a presença das árvores.

A sombra das árvores favorece também, como em GI (Figura 4) o maior conteúdo de água, pela menor evaporação do solo (Lin et al, 2006; Akpo et al., 2005). A maior declividade no SAF_(RO) (Tabela 1) pode ter contribuído para o menor conteúdo de água no solo, que por sua vez afeta a taxa de infiltração e o escoamento superficial (Reaney et al., 2013).

O microclima proporcionado pela sombra das árvores é importante em um cenário de mudança climática, visto que o café é bastante sensível alterações de temperatura (Lin, 2007). A faixa de temperatura ideal para o café arábica é entre 18 °C e 21 °C (Alegre, 1959). Temperaturas acima dos 24 °C diminuem a fotossíntese líquida do café, aproximando-se de zero (Cannell, 1976). As árvores atenuam as temperaturas máximas do ambiente favorecendo o plantio do café arábica em condições de temperaturas regionais superiores às ideais (19 °C a 21 °C) e aumentam as temperaturas mínimas do ambiente, possibilitando uma boa proteção contra geadas (Matielo, 1995). As árvores também mitigam outras características climáticas, como vento e tempestade, que podem desfolhar as plantas de café e diminuir o rendimento através da queda prematura dos frutos (Stigter et al., 2002).

Em um cenário de mudanças climáticas, com a previsão de aumento de temperatura acima das ideais para o cafeeiro (Lin et al., 2008), os SAFs podem garantir a continuidade da atividade cafeeira, principalmente na América Latina, onde um grande número de pequenos produtores dependem da agricultura do café para sobrevivência.

4.2. *Carbono orgânico total e estoque de carbono*

Os teores de carbono orgânico no solo, na profundidade de 0-5 e 5-20 cm considerados de médios a bons, mostraram que às práticas de manejo adotadas nos SAFs e PSs, tais como, cultivo mínimo; manutenção dos restos de cultura, em especial do milho, uma planta C4, cobertura do solo, plantio de árvores para fins múltiplos, adubação orgânica, não uso de agrotóxicos e etc., promovem a melhoria na qualidade do solo (Ketema e Yimer, 2014). A diminuição do carbono orgânico do solo com a profundidade (Figura 3) já era esperada e pode estar relacionado com a diminuição do armazenamento de matéria orgânica através da biomassa radicular e decomposição, que são as principais vias de entradas de carbono orgânico (He et al., 2009; Saikh et al., 1998; Zhong e Qiguo, 2001).

Na propriedade RO, a declividade do relevo no SAF (Tabela 1), associado ao uso no passado, podem ter influenciado no menor teor de carbono neste sistema. O local foi utilizado para o cultivo de arroz, que expõe muito o solo. O uso associado contribui para os processos erosivos intensos que degradou o solo (relato do agricultor). Com os SAFs este processo erosivo não é mais observado, mas talvez o tempo ainda não foi possível para a recuperação total do solo. Nas demais propriedades os SAFs, apresentaram em geral, estoques de C e N iguais ou maiores do que os PSs. A maior presença do sistema radicular com a profundidade nos SAFs (Cardoso et al., 2003) e a proteção físico-química gerada pelos exsudatos radiculares, especialmente em horizontes profundos do solo, e também a proteção física das micorrizas em poros pequenos e agregados do solo (Stockman et al., 2013), explicam o maior estoque de C em profundidade nestes sistemas (Figura 4). Fontaine et al. (2007) propuseram um tempo médio de residência do carbono orgânico do solo de até 2.000 a 10.000 anos para profundidades superiores a 20 cm. Aumento dos tempos médios de residência reflete na diminuição da atividade microbiana e rotatividade do carbono orgânico do solo e no aumento das concentrações de complexos organo-minerais (Fontaine et al., 2007).

Um estudo considerando 74 publicações observou que as mudanças de uso da terra, como florestas para pastagens ou para culturas anuais, reduzem os estoques de C (Guo e Gifford, 2002). O mesmo estudo indicou que o processo inverso aumenta o teor de C no solo. No entanto, há tendência geral de aumento do sequestro de C do solo em

sistemas agroflorestais em comparação com outros de uso da terra (com exceção das florestas). No geral, os sistemas de uso da terra podem ser classificados em termos de conteúdo de carbono no solo na ordem: florestas > agroflorestas > plantios comerciais de árvores > culturas anuais (Nair et al., 2009).

Com isto, quantidades significativas de C (1,1-2,2 Pg) podem ser removidos da atmosfera ao longo dos próximos 50 anos, se os SAFs forem implementados em escala global, conforme previsão de Albrecht e Kandji (2003). As práticas que preservem o carbono no solo, deverão ter um impacto positivo na redução de CO₂ para a atmosfera (Sandor et al., 2002) com a mudança do clima (Davidson et al., 2006).

4.3. *Teor de carbono na biomassa microbiana*

A similaridade encontrada no teor de C da biomassa microbiana nas propriedades PA e GI nos dois sistemas de produção (SAFs e PSs, Figura 5) podem ser atribuídas ao manejo agroecológico das propriedades, o que contribui para o aumento da biomassa microbiana (Balota et al., 1998). Os agricultores fertilizam com adubos orgânicos, não utilizam agrotóxicos e não revolvem o solo. Enquanto que nos SAFs eles contam com a produção de resíduos orgânicos pelas árvores (folhas, galhos etc), nos PSs os agricultores deixam a palhada do milho (planta C4) e feijão sobre o solo e apenas roçam a vegetação espontânea, não as eliminando completamente. A pouca variação da biomassa microbiana entre os dois sistemas pode ser também devido à época de amostragem do solo (inverno). A menor disponibilidade de água e baixas temperaturas do inverno reduzem a atividade e biomassa de microrganismos do solo, resultando em menor taxa de decomposição durante o período seco e fresco (Liu et al., 2012). Mo et al. (2008) observaram que nas florestas mistas e em florestas de pinheiros, as taxas médias de respiração do solo na estação chuvosa e quente foram maiores em comparação com o período de inverno. Cleveland et al. (2003) e Devi e Yadava (2006) também encontraram maiores valores de biomassa microbiana na estação chuvosa na floresta tropical. No entanto, Maithani et al. (1996) e Arunachalam (2000) encontraram valores máximos de biomassa na temporada de inverno em florestas úmidas subtropicais, o que pode ser devido a diferentes padrões de qualidade da matéria orgânica e da chuva (Liu et al., 2012). A respiração heterotrófica também depende da disponibilidade de fontes solúveis, C lábeis, e as taxas de respiração microbianas são

firmemente ligados com a química e a quantidade de matéria orgânica que entra no solo (Schlesinger e Andrews 2000 ; Wardle et al 2004).Os resultados sugerem que exceto em RO (onde C da biomassa microbiana está sendo mais imobilizado no SAF do que no PS) os sistemas de produção de café não acarretaram diferenças na imobilização do C da biomassa microbiana. Esta propriedade foi também a única a apresentar maior BM nos SAFs, mesmo com menor teor de C. A diversidade de materiais orgânicos no SAFs pode ter favorecido a biomassa microbiana, e os sistemas radiculares associados a várias espécies no SAF podem ter ajudado a explorar melhor o perfil do solo (Vallejo et al., 2010). Outra provável razão é a menor proteção física da MO no SAF_{RO}, que pode ter favorecido a atividade microbiana devido a maior declividade do terreno. Devido ao não revolvimento do solo e baixa declividade do terreno no sistema PS, a matéria orgânica pode ter tornado-se fisicamente mais protegida nos agregados do solo onde os microorganismos e suas enzimas tem acesso limitado e onde as concentrações de oxigênio também podem ser menor. (Davidson et al., 2006).

4.4. *Sensibilidade do efluxo de CO₂ a temperatura do solo, valores de Q₁₀ e R₂₅*

A não influencia da temperatura do solo na variação do efluxo de CO₂ (Figura 7) pode ser atribuída à menor temperatura no inverno, onde a atividade orgânica no solo é menor e com isto a taxa de decomposição da matéria orgânica também é menor (Sierra et al., 2015). Gomes, (2015) verificou para essas mesmas propriedades diferenças na dinâmica das emissões diárias entre os sistemas no período do verão. No sistema agroflorestal o efluxo de CO₂ do solo foi mais estável durante o dia, apresentando menor variação entre o período de 08:00-10:00 h e 12:00-14:00 h, e maior variação espacial do que no sistema a pleno sol. Mas no inverno, a oscilação da temperatura do solo, entre a manhã e tarde é pequena, principalmente em locais com maior altitude (Wang et al., 2011), portanto, o efeito da temperatura na dinâmica do CO₂ pode ter sido menor. Ao contrário, em PS_{GI} (único a apresentar correlação entre efluxo de CO₂ e temperatura a 5 cm), (Figura 7) onde a altitude é menor e o clima mais quente, podem ter contribuído para a maior decomposição da matéria orgânica (Leirós et al.,1999). Gomes, (2015) encontrou maiores valores de efluxo no verão (2,39- 8,95 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$) do que neste estudo executado no inverno (1,4- 3,46 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$) (Tabela

5), com maiores valores também sendo encontrados no PS_{GI} , o que confirma a importância da Tsolo no efluxo de CO_2 .

A menor quantidade de água no solo no inverno, que coincide com a estação seca na região, também inibe a taxa de respiração do solo e afetam a relação entre respiração e temperatura do solo (Jassal et al., 2008, Davidson et al., 1998; Davidson et al., 2000) e, por isto, as respostas ao aumento da temperatura foram pequenos ou inexistente (valores de Q_{10} de 1,0 a 1,4 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$) (Giardina e Ryan 2000). Outra explicação possível para a pouca variação do efluxo de CO_2 entre os sistemas é a qualidade da matéria orgânica (Giardina e Ryan 2000). Para alguns autores, a qualidade da matéria orgânica é mais importante que a temperatura do solo para o crescimento dos microorganismos heterotróficos do solo, aqueles responsáveis pela decomposição do carbono (Cheng, 1996; Nadelhoffer et al., 1991). Compostos de C dominado por ligninas e polifenóis são considerados de pior qualidade porque exigem mais energia dos microorganismos para digeri-los (Torres et al., 2014). Sistemas mais diversos, como os agroflorestais podem ser uma alternativa para aumentar a qualidade da matéria orgânica e favorecer a comunidade microbiana, devido à diversidade na composição química e pelos diferentes exsudatos produzidos pelas raízes (Unger et al., 2012). Com isto, o efluxo maior nos SAFs devido a melhor qualidade da matéria orgânica pode estar compensando o maior efluxo em PSs devido a maior temperatura.

O uso de funções Q_{10} para modelar a respiração do solo é comum, embora Kirschbaum, (1995) e Kirschbaum et al. (2000) têm mostrado que o Q_{10} pode variar no tempo e no espaço em diferentes sistemas. Entretanto, neste estudo, o Q_{10} só mostrou coeficientes significativos de determinação em PS_{GI} (Tabela 6), devido à baixa variação média na temperatura e efluxo de CO_2 do solo durante o período avaliado (Tabela 4 e 5). O menor valor de Q_{10} no PS_{PA} (Figura 7) foi desconsiderado, devido à maioria dos estudos não encontrarem valores de Q_{10} menores do que 1 (Zimmermann et al., 2009). O valor mais alto de Q_{10} foi encontrado no local de menor temperatura do solo (Figura 7), e foi similar ao valor médio relatado para a respiração do solo de diferentes ecossistemas terrestres do mundo (2,4 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$) (Raich e Schlesinger, 1992). Segundo alguns autores (Lloyd e Taylor, 1994; Yan et., 2006; Zhiyoung et al., 2013), maiores valores de Q_{10} normalmente são encontrados em climas mais frios. A atividade microbiana deve ser mais sensível ao aumento da temperatura em regiões de clima frio do que em regiões temperadas e tropicais (Yan et al., 2006). Davidson e Janssens (2006)

sugerem que valores de Q_{10} podem tornar-se negativos em altas temperaturas, onde a oferta de substrato torna-se limitante. Kirschbaum (1995) também observou maior sensibilidade à temperatura da decomposição da matéria orgânica em temperaturas mais baixas ($Q_{10} = 4,5$ a 10 °C e $Q_{10} = 2,5$ a 20 °C), o que explica os valores mais altos de Q_{10} em locais de temperaturas mais baixas (SAF_{PA} - $Q_{10} = 2,0$ °C; temperatura média 14 °C) e menores valores de Q_{10} em temperaturas mais elevadas (PS_{GI} - $Q_{10} = 1,27$; temperatura média $23,7$ °C; Figura 7). Valores de Q_{10} menor que $2,0$ também foram encontrados em florestas tropicais (Tjoelker et al., 2001).

Estudos indicam que um aumento de 1 °C na temperatura poderia levar a uma perda de mais de 10 % do carbono orgânico do solo em regiões do mundo com temperatura média anual de 5 °C, enquanto que o mesmo aumento de temperatura levaria a uma perda de apenas 3% do carbono em regiões com temperatura média anual de 30 °C (Kirschbaum, 1995).

Os valores de Q_{10} também são frequentemente afetados por condições de umidade do solo (Lloyd e Taylor 1994). Em anos chuvosos, quando o conteúdo de água no solo continua elevado em grande parte do verão, alto teor de água poderia impedir a difusão de O_2 , reduzindo, assim, as taxas de decomposição microbiana e produção de CO_2 (Lloyd e Taylor 1994; Melling et al., 2013). Neste caso, o efluxo de CO_2 seria menos sensível à temperatura (ou seja, ter-se-ia um valor mais baixo de Q_{10}) durante anos chuvosos do que durante anos secos.

Quando normalizada a T_{SOLO} para 25 °C os SAFs mostraram mais sensíveis ao aumento da temperatura, ou seja, perderam mais CO_2 do que os PSs. (Figura 9). Zhou et al. (2013) também encontraram maior efluxo de CO_2 do solo numa floresta natural do que em plantações, o que pode ser atribuído principalmente ao maior teor de carbono orgânico no solo e aos maiores estoques de carbono nas raízes e na matéria orgânica (Wang et al., 2006; Luan et al, 2011).

A diminuição na respiração do solo em relação à altitude ($PA_{alt1000\ m} = RO_{alt800\ m} < (GI_{alt650\ m})$) (Figura 9) também foi observada por Wang et al. (2011). As mudanças no clima em diferentes altitudes influenciam a composição e a produtividade da vegetação e, conseqüentemente, afetam a quantidade e o volume da matéria orgânica do solo (Garten et al., 1999). Altitudes mais baixas têm condições mais favoráveis para mineralização da matéria orgânica do que altitudes mais elevadas, o que acarreta menor acumulação de carbono orgânico do solo em altitudes mais baixas (Tate, 1992; Grisi et

al., 1998; Manojilovic et al., 2011). Isto porque a temperatura diminui com o aumento da altitude, assim menor taxa de decomposição é esperado em altitudes mais elevadas.

No entanto, é importante distinguir a resposta de curto prazo a partir da resposta de longo prazo de respiração à temperatura do solo (Yan et al., 2006). Temperatura em altitudes elevadas deve aumentar mais com a mudança climática, do que regiões de baixa altitude (Paustian et al., 1995) e com isso adicionar grande quantidade de CO₂ para a atmosfera. Este fato foi observado em experimentos de incubação, nos quais a biomassa nos solos tropicais submetido a 15 °C diminuiu mais lentamente do que nos solos temperados, embora as diferenças tenham sido pequenas. Quando considerou-se 35 °C, a redução foi mais marcante nos solos temperados (60-75 % do valor inicial) do que nas áreas tropicais (15, 40 e 60 %). O C-CO₂ contido na biomassa no clima temperado foi 9 a 10 vezes mais evoluído durante os 150 dias de incubação que nos solos tropicais (4,5 vezes) (Gris et al., 1998).

4.5. *Características físicas e a influência no efluxo de CO₂ do solo.*

Os atributos físicos do solo (como a densidade do solo e porosidade) são importantes no efluxo de CO₂ do solo, porque eles interferem nos processos de difusão de gás (Blagodatsky e Smith, 2012). A porosidade total relaciona-se também com a agregação do solo, a quebra da agregação do solo ou a diminuição da estabilidade de agregados expõe a matéria orgânica do solo que estava previamente protegida à decomposição microbiana, aumentando a sua decomposição (Ashagrie et al., 2007) e com isto o efluxo de CO₂ do solo. Como nos sistemas estudados não há revolvimento do solo e há maior aporte dos resíduos vegetais (mesmo nos sistemas a pleno sol, já que o café é um cultura perene), espera-se maior proteção física da matéria orgânica intra-agregados e menores taxas de decomposição da matéria orgânica (Bayer et al., 2000), consequentemente, menor efluxo de CO₂ do solo como neste estudo.

A umidade do solo também teve influencia no efluxo de CO₂ do solo em quase todas as propriedades (Tabela 8). A maior contribuição da umidade que a temperatura do solo no efluxo de CO₂ (Figura 8) já era esperada, já que a disponibilidade de umidade do solo é mais importante que a temperatura na regulação da respiração do solo em condições de solo seco (Liu et al., 2013; Tomey et al., 2011). Nos sistemas estudados, as exceções foram PS_{Gi} e SAF_{PA}. Em PS_{Gi} a T_{SOLO} contribuiu mais para o

efluxo de CO₂ do que a umidade, possivelmente pela menor umidade no solo neste sistema (Figura 7 e Tabela 4). No SAF_{PA}, a umidade e a temperatura do solo não tiveram efeito no efluxo de CO₂ (Figuras 7 e 8), provavelmente devido à baixa decomposição da matéria orgânica neste sistema. O maior tempo de residência do carbono no solo ocorre quando o material orgânico possui moléculas de estruturas complexas, como os polifenóis e ligninas, e ou devido às restrições ambientais que restringem o acesso das enzimas às moléculas (Davidson e Janssens, 2006), o que não parece ter ocorrido no SAF_{RO}.

O aumento na taxa de efluxo de CO₂ do solo no terceiro dia na propriedade GI foi provocado por um evento de chuva um dia antes da medição do efluxo (dados não mostrados). Muitos estudos em ecossistemas florestais relataram que quando o solo está seco, um pequeno evento de chuva resulta em um aumento significativo no efluxo de CO₂ do solo (Jassal et al., 2005). A resposta da respiração do solo à chuva pode ser visto em termos de: aumento da produção de CO₂ no solo devido ao aumento da atividade microbiana (Jassal et al., 2005; Davidson et al., 1998); deslocamento de CO₂ do solo pela água da chuva (Jassal et al., 2005), e o menor efluxo de CO₂ em resposta à chuva pode ser devido a substituição imediata dos poros cheios de ar pela água que podem formar um tampão e impedir a difusão de gás de CO₂ através do solo para a atmosfera (Jassal et al., 2005; Davidson et al., 1998; Melling et al., 2013). Chambers et al. (2004) verificaram maiores valores de efluxo após precipitação depois de um período seco, enquanto que a precipitação adicional, após um período de chuvas teve pouco efeito.

A umidade do solo também influencia a respiração dos organismos em geral e das raízes em particular. O crescimento das raízes só ocorre em potenciais de água mais elevados e uma redução na umidade pode reduzir o seu crescimento (Najera et al., 2015). Burton et al. (1998) concluíram que a baixa disponibilidade de água no solo foram suficientes para causar quedas de até 17 % na respiração total das raízes. Reduções de até 0,8 t C ha⁻¹ durante anos secos foram devidos a uma parcela significativa da biomassa lenhosa perdida, o que mostra que a importância da inclusão da disponibilidade de umidade do solo como um fator de predição da respiração das raízes ao se modelar a alocação C em ecossistemas florestais (Burton et al., 1998).

Então sob esta condição climática, a umidade, os fatores biológicos e físicos, prevalecem como dominantes na respiração do solo em relação à temperatura no período avaliado (Campbell et al., 2004; Epron et al., 2006).

5. CONCLUSÃO

Na condição climática tropical avaliada, os valores de efluxos de CO₂ do solo para a atmosfera no inverno são baixos e não apresentam diferenças para o cultivo do café em sistemas agroflorestais e a pleno sol. No inverno, a sombra proporcionada pelas árvores não causa diminuição do efluxo de CO₂ do solo. As variáveis químicas (estoque de carbono, nitrogênio e carbono lábil), físicas (macroporosidade e porosidade total) juntamente com a umidade do solo controlaram a dinâmica da respiração do solo e foram mais importantes que a temperatura do solo no período avaliado. A biomassa microbiana não apresentou contribuição no efluxo de CO₂ do solo na estação seca e fria. No entanto, necessita-se de estudos de longo prazo com variabilidade climática inter-anual para conclusões mais definitivas. Estudos sobre a contribuição das raízes na respiração do solo também poderia ajudar a compreender o efluxo de CO₂ do solo para a atmosfera.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, M. et al., 2013. Soil surface CO₂ efflux measurements in Norway spruce forests: Comparison between four different sites across Europe — from boreal to alpine forest. *Geoderma*, 192: 295-303.
- Akpo, L.E. et al. 2005. Tree shade effects on soils and environmental factors in a Savanna of Senegal. *West African Journal of Applied Ecology*, 7 (1).
- Albrecht, A.; Kandji, S. 2003. Carbon sequestration in tropical agroforestry systems. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 99:15–27.
- Alegre, C. 1959. Climates et caféiers d'Arabie. *Agronomie Tropicale*. 14:25–48.
- Altieri, M.A. 1999. The ecological role of biodiversity in agroecosystems. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, Berkeley: University of California, 74: 19-31.
- Alvarez, R.; Lavado, R.S. 1998. Climate, organic matter and clay content relationships in the Pampa and Chaco soils, Argentina. *Geoderma*, 83 (1): 127-141.
- Anderson, J.M.; Ingram, J.S.I. *Tropical soil biology and fertility: a handbook of methods*. CAB International, 171p. (1989).
- Anderson, T.; Domsch, K. H. 2010. Soil Biology & Biochemistry Soil microbial biomass: The eco-physiological approach. *Soil Biology and Biochemistry*, 42 (12): 2039–2043.
- Arevalo, C. et al. 2010. Soil respiration in four different land use systems in north central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 115: 2005–2012.

Ashagrie, Y. et al. 2007 Soil aggregation, and total and particulate organic matter following conversion of native forests to continuous cultivation in Ethiopia. *Soil and Tillage Research*, 94 (1): 101-108.

Balogh, J.; Pintér, K.; Fóti, S.; Cserhalmi, D.; Papp, M.; Nagy, Z. 2011. Dependence of soil respiration on soil moisture, clay content, soil organic matter, and CO₂ uptake in dry grasslands. *Soil Biology and Biochemistry*, 43 (5): 1006-1013.

Balota, E.L.; Colozzi-Filho, A.; Andrade, D.S.; Hungria, M. 1998. Biomassa microbiana e sua atividade em solos sob diferentes sistemas de preparo e sucessão de culturas. *Revista Brasileira Ciências do Solo*, 22: 641–649.

Bayer, C. et al. 2000. Organic matter storage in a sandy clay loam Acrisol affected by tillage and cropping systems in southern Brazil. *Soil and Tillage Research*, 54 (1): 101-109.

Biasi, C. et al. 2005. Temperature-dependent shift from labile to recalcitrant carbon sources of arctic heterotrophs. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 19 (11): 1401-1408.

Blagodatsky, S.; Smith, P. 2012. Soil physics meets soil biology: towards better mechanistic prediction of greenhouse gas emissions from soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 47: 78-92.

Blair, G.J.; Lefroy, R.D.B.; Lisle, L. 1995. Soil carbon fractions based on their degree of oxidation, and development of a carbon management index for agricultural systems. *Aust. J. Agric. Res*, 46: 1459- 1466.

Bremner, J.M. 1996. Nitrogen - total. *Methods of soil analysis*, pp. 1085-1121.

Burton, A.J.; Pregitzer, K.S.; Zogg, G.P.; Zac, E.D.R. 1998. Drought reduces root respiration in sugar maple forests. *Ecol. Appl*, 8: 771–778.

Campbell, J.L.; Sun, O.J.; Law, B.E. 2004. Supply-side controls on soil respiration among Oregon forests. *Glob. Change Biol*, 10: 1857–1869.

Cannell, M.G.R. 1976. Crop physiological aspects of coffee bean yield: A review. *Kenya Coffee*, 41: 245–253.

Cardoso, I.M. et al. 2003. Distribution of mycorrhizal fungal spores in soils under agroforestry and monocultural coffee systems in Brazil. *Agroforestry Systems*, 58 (1): 33-43.

Carvalho, A.F. 2011. Água e radiação em sistemas agroflorestais com café, no território da serra do brigadeiro-MG. 116 f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas). Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa (2011).

Catovsky, S.; Bradford, M.A.; Hector, A. 2002. Biodiversity and ecosystem productivity: implications for carbon storage. *Oikos*, (97): 443-448.

Cerri, C.C. et al. 2009. As emissões de gases de efeito estufa no Brasil: a importância da agricultura e da pecuária. *Scientia Agricola*, (66): 831-843.

Chambers, J.Q. et al. 2004. Respiration from a tropical forest ecosystem: partitioning of sources and low carbon use efficiency. *Ecological Applications*, 14 (4): 72–88.

Cheng, W. et al. 1996. Is available carbon limiting microbial respiration in the rhizosphere? *Biol solo.Biochem*. 28: 1283-1288.

Da Matta, F.M. et al. 2007. Ecophysiology of coffee growth and production. *Brazilian Journal of Plant Physiology*, 19 (4): 485-510.

Davidson, E.A.; Belk, E.; Boone, R.D. 1998. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology*, 4(2): 217-227.

Davidson, E.A.; Janssens, I.A. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440 (7081): 165-173.

Davidson, E.A.; Trumbore, S.E.; Amundson, R. 2000. Biogeochemistry: soil warming and organic carbon content. *Nature*, 408 (6814): 789-790.

Díaz, S.; Hector, A.; Wardle, D. 2009 Biodiversity in forest carbon sequestration initiatives: not just a side benefit. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 1: 55–60.

Dubbert, M. et al. 2014. Influence of tree cover on herbaceous layer development and carbon and water fluxes in a Portuguese cork-oak woodland. *Acta Oecologica*, 59: 35-45.

Embrapa. 1997. Manual de métodos de análises de solos. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa do Solo. 212p.

Epron, D.; Alexandre, B.; Damien, B.; Vincent, F (2006). Spatial variation of soil respiration across a topographic gradient in a tropical rain forest in French Guiana. *Journal of Tropical Ecology*, 22: 565-574.

Ferreira, A.S.; Camargo, F.A.O.; Vidor, C. 1999. Utilização de microondas na avaliação da biomassa microbiana do solo. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, 23 (1): 991–996.

Fontaine, S. et al. 2007. Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature*, 450 (7167): 277-280.

Garten Jr, Charles T. et al. Forest soil carbon inventories and dynamics along an elevation gradient in the southern Appalachian Mountains. *Biogeochemistry*, v. 45, n. 2, p. 115-145, 1999.

Giardina, C.P.; Ryan, M.G. 2000. Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soil do not vary with temperature. *Nature*, 404 (6780): 858-861.

Gomes, L.C. 2015. Efluxo de CO₂ do solo em áreas cultivadas com café sob manejo agroflorestal e a pleno sol. 2014. 50p. M.S Universidade Federal de Viçosa, outubro de 2015.

Goodwin, P.; Williams, R.G.; Ridgwell, A. 2015. Sensitivity of climate to cumulative carbon emissions due to compensation of ocean heat and carbon uptake. *Nature Geoscience*, 8 (1): 29-34.

Grisi, B. et al. (1998) Temperature effects on organic matter and microbial biomass dynamics in temperate and tropical soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 30 (10): 1309-1315.

Guo, L.B.; Gifford, R.M. 2002. Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis. *Global change biology*, 8 (4) 345-360.

Haile, S.G.; Nair, P.K.; Nair, V. D. 2008. Carbon storage of different soil-size fractions in Florida silvopastoral systems. *Journal of environmental quality*, 37 (5): 1789-1797.

Haile, S.G.; Nair, V.D.; Nair, P.K.R. 2010. Contribution of trees to carbon storage in soils of silvopastoral systems in Florida, USA. *Global Change Biol.* (16): 427–438.

Hanson, P.J.; Edwards, N.T.; Garten, C.T.; Andrews, J.A. (2000). Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: A review of methods and observations. *Biogeochemistry*, 48: 115–146.

He, J. et al. 2009. Effects of 10 years of conservation tillage on soil properties and productivity in the farming–pastoral ecotone of Inner Mongolia, China. *Soil Use and Management*, 25(2): 201-209.

Heinemeyer, A. et al., 2011. Soil respiration: implications of the plant-soil continuum and respiration chamber collar-insertion depth on measurement and modelling of soil CO₂ efflux rates in three ecosystems. *European Journal of Soil Science*, 62(1): 82-94.

Hergoualc'h, K.; Blanchart, E.; Skiba, U.; Hénault, C.; Harmand, J.M. 2012. Changes in carbon stock and greenhouse gas balance in a coffee (*Coffea arabica*) monoculture versus an agroforestry system with *Inga densiflora*, in Costa Rica. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 148: 102-110.

Janssens, I.A.; Pilegaard, K.I.M. Large seasonal changes in Q₁₀ of soil respiration in a beech forest. *Global Change Biology*, 9 (6): 911-918, 2003.

Jassal, R. et al. 2005. Relationship between soil CO₂ concentrations and forest-floor CO₂ effluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 130 (3):176-192.

Jassal, R.S., et al. 2008. Effect of soil water stress on soil respiration and its temperature sensitivity in an 18-year-old temperate Douglas-fir stand. *Global Change Biology*, 14 (6): 1305-1318.

Ker, J.C. Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil. 181 p. (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa-MG, 1995.

Ketema, H.; Yimer, F. 2014. Soil property variation under agroforestry based conservation tillage and maize based conventional tillage in Southern Ethiopia. *Soil and Tillage Research*, 141: 25-31.

Kirby, K.R.; Potvin, C. Variation in carbon storage among tree species: implications for the management of a small-scale carbon sink project. *Forest Ecology and Management*, (246): 2, 208-221 (2007).

Kirschbaum, M.U.F. 2000. Will changes in soil organic carbon act as a positive or negative feedback on global warming? *Biogeochemistry*, 48 (1): 21-51.

Kirschbaum, MUF. 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Biol solo. Biochem.* **27** , 753-760.

La Scala, N.; Bolonhezi, D.; PEREIRA, G.T. 2006. Short-term soil CO₂ emission after conventional and reduced tillage of a no-till sugar cane area in southern Brazil. *Soil and Tillage Research*, 91 (1): 244-248.

Leblanc, S.G.; Chen, J.M.; Fernandes, R.; Deering, D.W.; Conley, A. 2005. Methodology comparison for canopy structure parameters extraction from digital hemispherical photography in boreal forests. *Agricultural and Forest Meteorology*, 129 (3-4): 187-207.

Leirós, M.C. et al. 1999. Dependence of mineralization of soil organic matter on temperature and moisture. *Soil Biology and Biochemistry*, 31 (3): 327-335.

Lenka, N.K.; Lal, R. 2013. Soil aggregation and greenhouse gas flux after 15 years of wheat straw and fertilizer management in a no-till system. *Soil and Tillage Research*, 126: 78-89.

Lin, B.B.; Perfecto, I.; Vandermeer, J. 2008. Synergies between agricultural intensification and climate change could create surprising vulnerabilities for crops. *Bioscience*, 58 (9): 847-854.

Lin, H.S.; Kogelmann, W.; Walker, C.; Bruns, M.A. 2006. Soil moisture patterns in a forested catchment: A hydrogeological perspective. *Geoderma*, 131 (3-4): 345-368.

Lin, B.B. 2007. Agroforestry management as an adaptive strategy against potential microclimate extremes in coffee agriculture. *Agricultural and Forest Meteorology*, 144:85–94.

Liu, L. et al. 2012. Effects of phosphorus addition on soil microbial biomass and community composition in three forest types in tropical China. *Soil Biology and Biochemistry*, 44 (1): 31-38.

Liu, Y. et al. 2013. Variation in soil respiration under the tree canopy in a temperate mixed forest, central China, under different soil water conditions. *Ecological Research*, 29 (2): 133-142.

Lloyd, J.; Taylor, J.A. 1994. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional ecology*, 315-323.

Luan, J.W.; Liu, S.R.; Zhu, X.L.; Wang, J.X. 2011. Soil carbon stocks and fluxes in a warm-temperate oak chronosequence in China. *Plant and Soil* 347: 243-253.

Manojlovic, M.; Cabilovski, R.; Sitaula, B. 2011. Soil Organic Carbon in Serbian Mountain Soils: Effects of Land Use and Altitude *Polish Journal of Environmental Studies* 20 (4): 977-986.

Martin, R.A.; Nojonen, J.R.; Healey, G.S.; Jeremy, P.H. Sink or source. 2013. The potential of coffee agroforestry systems to sequester atmospheric CO₂ into soil organic carbon. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 175: 60-68.

Melling, L.; Tan, C.S.Y.; Goh, K.J.; Hatano, R. 2013. Soil microbial and root respirations from three ecosystems in tropical peatland of sarawak, Malasia. *Journal of Oil Palm Research*, 25(1): 44-57.

Nadelhoffer, K.J.; Giblin, A.E.; Shaver, G.R.; Laundre, J. A. 1991. Effects of Temperature and Substrate Quality on Element Mineralization in Six Arctic Soils Read More: *Ártico. Ecologia*, 72: 242-253.

Nair, P.K.R.; Kumar, B.M.; Nair, V.D. 2009. Agroforestry as a strategy for carbon sequestration. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* (172): 10–23.

Najera, N. H. et al. 2015. Reduced throughfall decreases autotrophic respiration, but not heterotrophic respiration in a dry temperate broadleaved evergreen forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 200: 66-77.

Paustian, K. et al. 2000. Management options for reducing CO₂ emissions from agricultural soils. *Biogeochemistry*, 48 (1): 147-163.

Paustian, K.; Robertson, G.P.; Elliott, E.T. 1995. Management impacts on carbon storage and gas fluxes (CO₂, CH₄) in mid-latitude cropland. *Soil Management and Greenhouse Effect*. Lewis Publishers, Boca Raton, FL, p. 69-83.

Peters, G.; Andrew, R.; Boden, T.; Canadell, J.; Ciais, P.; Le Quéré, C.; Marland, G.; Raupach, M.; Wilson, C. 2012. The challenge to keep global warming below 2°C. *Nature Climate Change*, 3: 4-6.

Pueschel, P.; Buddenbaum, H.; Hill, J. 2012. An efficient approach to standardizing the processing of hemispherical images for the estimation of forest structural attributes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 160: 1-13.

Quéré, C. L. et al. 2013. The global carbon budget 1959–2011. *Earth System Science Data*, 5 (1): 165-185.

Raich, J.W.; Schlesinger, W.H. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44 (2): 81-99.

Reaney, S.M.; Bracken, L.J.; Kirkby, M.J. 2014. The importance of surface controls on overland flow connectivity in semi-arid environments: results from a numerical experimental approach. *Hydrological Processes*, 28 (4): 2116-2128.

Rodeghiero, M.; Cescatti, A. 2006. Main determinants of forest soil respiration along an elevation/temperature gradient in the Italian Alps. *Glob. Change Biol*, 11: 1024–1041.

Shang, C.; Tiessen, H. 1997. Organic matter lability in a tropical oxisol: evidence from shifting cultivation, chemical oxidation, particle size, density, and magnetic fractionations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 162:795-807.

Sierra, C.A. et al. 2015. Sensitivity of decomposition rates of soil organic matter with respect to simultaneous changes in temperature and moisture. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*.

Silva, A.C.; Vidal Torrado, P.; Pérez, M.G.; Martin Neto, L.; Vasquez, F.M. Relações entre matéria orgânica do solo e declividade de vertentes em Topossequência de Latossolos do sul de Minas Gerais. *R. Bras. Ci. Solo*, 31:1059-1068, 2007.

Somarriba, E.; Harvey, C.; Samper, M.; Anthony, F.; Gonzalez, J.; Staver, C.; Rice, R. Biodiversity conservation in neotropical coffee (*coffea Arabica*) plantations 2004. In: Schroth, G.; da Fonseca, G.; Harvey, C.; Gascon, C.; Vasconcelos, H.; Izac, A. (eds) *Agroforestry and biodiversity conservation in tropical landscapes*. Island Press, Washington, D.C, 198–226.

Souza, H.N.d. et al. 2012. Protective shade, tree diversity and soil properties in coffee agroforestry systems in the Atlantic Rainforest biome. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 146(1): 179-196.

Stigter, C.J. et al. 2002. Agroforestry solutions to some African wind problems. *Journal of wind engineering and industrial aerodynamics*, 90 (10): 1101-1114.

Stocker, T. F. et al. IPCC, 2013: Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.

Stockmann, U. et al. 2013. The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 164: 80-99.

Tate, K. R. 1992. Assessment, based on a climosequence of soils in tussock grasslands, of soil carbon storage and release in response to global warming. *Journal of Soil Science*, 43 (4): 697-707.

Tjoelker MG, Oleksyn J, Reich PB, 2001. Modelling respiration of vegetation: evidence for a general temperature-dependent Q₁₀. *Global Change Biology*, 7:223-230.

Torres, I.F. et al. 2014. The role of lignin and cellulose in the carbon-cycling of degraded soils under semiarid climate and their relation to microbial biomass. *Soil Biology and Biochemistry*, 75: 152-160.

Unger, I. M. et al. 2013. Microbial community diversity in agroforestry and grass vegetative filter strips. *Agroforestry systems*, 87 (2): 395-402.

Vaast, P.; Beer, J.; Harvey, C.; Harmand, J. 2005. Environmental services of coffee agroforestry systems in Central America: a promising potential to improve the livelihoods of coffee farmers' communities. In: CATIE (ed) Integrated management of environmental services in human-dominated tropical landscapes. Tropical Agriculture Research and Higher Education Center, Turrialba, 35–39.

Van't Hoff, J.H., 1898. Lectures on theoretical and physical chemistry. Part I. Chemical Dynamics. . Edward Arnold, London pp. 224-229.

Wang, B. et al. 2011. Effects of forest type, stand age, and altitude on soil respiration in subtropical forests of China. *Scandinavian Journal of Forest Research*, 26 (1): 40-47.

Wang, C.; Yang, J.; Zhang, Q. 2006. Soil respiration in six temperate forests in China. *Global Change Biology*, 12 (11): 2103-2114.

Wu, X.; Yao, Z.; Brüggemann, N.; Shen, Z.Y.; Wolf, B.; Dannenmann, M.; Zheng, X.; Butterbach-bahl, K. 2010. Effects of soil moisture and temperature on CO₂ and CH₄ soil-atmosphere exchange of various land use/cover types in a semi-arid grassland in Inner Mongolia, China. *Soil Biology and Biochemistry*, 42 (5): 773-787.

Yan, J. et al. 2006. Estimates of soil respiration and net primary production of three forests at different succession stages in South China. *Global Change Biology*, 12 (5): 810-821.

Yeomans, J.C.; Bremner, J.M., 1988. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 19(13): 1467-1476.

Zhang, K et al. 2015. Soil carbon dynamics following land-use change varied with temperature and precipitation gradients: Evidence from stable isotopes. *Global Change Biology*.

Zhong, L.; Qiguo, Z. 2001. Organic carbon content and distribution in soils under different land uses in tropical and subtropical China. *Plant and Soil*, 231 (2): 175-185.

Zhou, Z. et al. 2013. Predicting soil respiration using carbon stock in roots, litter and soil organic matter in forests of Loess Plateau in China. *Soil Biology and Biochemistry*, 57: 135-143.

Zimmermann, M., et al. 2009. Climate dependence of heterotrophic soil respiration from a soil-translocation experiment along a 3000 m tropical forest altitudinal gradient. *European Journal of Soil Science*, 60 (6): 895-906.