

Dinâmica do Carbono do Solo

Susan Trumbore

Department of Earth System Science, University of California, Irvine, California, USA

Plínio Barbosa de Camargo

Laboratório de Ecologia Isotópica do CENA/USP, Piracicaba, Brasil

A quantidade de carbono orgânico (C) estocada na camada superior de 1m de solos minerais na Bacia Amazônica (~40 Pg C) representa 3% do estoque global estimado de carbono no solo. Acrescentando-se os estoques detríticos de C da superfície e carbono do solo a mais de um metro de profundidade, essa estimativa pode se quadruplicar. O potencial de resposta do carbono do solo da Amazônia às mudanças no uso da terra, clima ou composição atmosférica depende da forma e da dinâmica do carbono do solo. Grande parte (~30% de ~10 cm do topo, mas >85% em solos a 1m de profundidade) do carbono de solos minerais de Oxissolos e Ultissolos, que são tipos de solo predominantes na Bacia Amazônica, está em formas fortemente estáveis, com idades médias de centenas a milhares de anos. Mudanças mensuráveis nos estoques de C do solo que acompanham a mudança no uso e cobertura da terra ocorrem no primeiro metro da camada superior do solo, embora a presença de raízes profundas dos sistemas florestais determine um ciclo eficiente de C em profundidades >1 m. Estimativas confiáveis do potencial de mudanças dos estoques de C do solo na Amazônia devido à futura mudança no uso da terra e clima são muito menores do que as previsões de mudança da biomassa acima do solo. A matéria orgânica do solo influencia a fertilidade e outras propriedades chave do solo e por isso é importante, independentemente de seu papel no ciclo global de C. A maioria dos trabalhos sobre a dinâmica de C limita-se aos solos de terra firme e, portanto, mais pesquisas são necessárias para investigar a dinâmica de C em solos insuficientemente drenados. Há também necessidade de se relacionar os ciclos de C com água, N, P, e outros elementos.

1. INTRODUÇÃO: POR QUE O CARBONO DO SOLO É TÃO IMPORTANTE?

Em escala global, os solos estocam pelo menos duas vezes mais carbono (C) do que a atmosfera. Consequentemente, as mudanças nos estoques de C do solo têm potencial para desempenhar um papel importante nas

variações interanuais à decadais do ciclo global de C, e o manejo de C durante a mudança no uso da terra pode ser significativo em termos do comprometimento regional e nacional de C. Na Bacia Amazônica, as incertezas sobre o grau de mudança que os estoques de C do solo de grandes áreas de florestas intactas sofrerão com o clima e aumento de CO₂, ou com futuras mudanças na cobertura vegetal ou no uso da terra impõem limites à nossa habilidade de estimar futuras respostas entre estoques de C do ecossistema e níveis de CO₂ atmosférico [Cox *et al.*, 2000; Friedlingstein *et al.*, 2006]. As florestas tropicais intactas da Amazônia têm consideradas como os atuais sumidouros de carbono a um grau tal que chega quase a compensar as perdas produzidas pelo desmatamento [Stephens *et al.*, 2007]. Alguns modelos preveem grandes perdas de C do solo de florestas intactas sob cenários de futura mudança climática [Falloon *et al.*, 2007], e o desmatamento também tem potencial para desestabilizar o C do solo. Portanto, é necessário examinar a capacidade dos solos da Amazônia de estocar ou perder carbono, o que, por sua vez, requer entender (1) o quanto de C está estocado nos solos e (2) o quão rapidamente ele pode ser estabilizado ou desestabilizado.

A matéria orgânica do solo controla as propriedades chave do solo, em particular, aquelas associadas à disponibilidade de nutrientes como um todo, à capacidade de retenção hídrica, e à fertilidade que a torna importante, além de seu papel no ciclo global de C. Os processos de decomposição nos solos são as principais fontes ou sumidouros de importantes gases traço não-CO₂ (metano, óxidos de nitrogênio, monóxido de carbono). Além disso, a presença de solos de “terra preta” da Amazônia, solos antropogenicamente alterados com grandes estoques de matéria orgânica estabilizada e alta fertilidade, sugere o potencial de manejo até mesmo de solos considerados inférteis para estocar carbono [Woods, 2003].

Este capítulo focalizará o entendimento atual da dinâmica do carbono na matéria orgânica do solo da Amazônia no ciclo global perturbado de carbono. Ele traz um resumo dos fatores chave necessários para determinar a dinâmica de C do solo: (1) o inventário total de C orgânico nos solos; (2) os fluxos de C para dentro e fora dos solos; e (3) a idade de C estocado no/e respirado do solo. O potencial da matéria orgânica do solo para se comportar como fonte ou sumidouro de CO₂ pode então ser avaliado a partir de estimativas sobre o modo como os fluxos de C para dentro e fora dos reservatórios do solo são alterados pelo clima, vegetação ou mudança no uso da terra e o tempo de residência de C na matéria orgânica do solo. Cada uma dessas propriedades do solo, por sua vez, está relacionada a fatores de formação do solo: clima, organismos (vegetação e fauna do solo), material parental, posição topográfica, e tempo [Jenny, 1947].

Estudos de carbono do solo da Amazônia e sua dinâmica tendem a focalizar os solos antigos e altamente lixiviados de floresta tropical de terra firme ou de vegetação do *cerrado* que cobrem a maior parte da área da Bacia. Grande parte da atenção desses estudos recai sobre a influência do uso da terra e seus efeitos no C e na ciclagem de nutrientes e, eventualmente, na fertilidade do solo [ver Tiessen *et al.*, 1994; Lehmann *et al.*, 2001; Cerri *et al.*, 2007a, 2007b; Paul *et al.*, 2008]. Por outro lado, essa revisão irá focalizar a dinâmica e a ciclagem de carbono em solos de florestas intactas e seu papel no ciclo do carbono no ecossistema como um todo. Ele focalizará também os solos bem drenados de terra firme; estudos adicionais são necessários para entender a dinâmica de C em solos de áreas inundadas e sazonalmente alagáveis.

2. ESTOQUES DE CARBONO ORGÂNICO EM SOLOS DA AMAZÔNIA

A maior parte das estimativas da quantidade de carbono estocado como matéria orgânica nos solos amazônicos baseia-se em dados de perfil coletados pelo Projeto Radambrasil (1973 – 1986) e compilados no banco de dados SOTER [Batjes e Dijkshoorn, 1999]. Pesquisadores, na tentativa de extrapolar estimativas de estoque de C para toda a bacia a partir desses dados de perfil, aplicaram diferentes pressupostos sobre como suprir a falta de dados sobre densidade de volume, profundidades entre amostras, e extrapolar espacialmente a partir de dados limitados de perfil; os resumos podem ser encontrados na Tabela 1 de Batjes [2005] ou na Tabela 2 de Cerri et al. [2007b]. As estimativas dos estoques de C no solo da Amazônia a 1m profundidade variam de 41 a 47 Pg C nos ~500 Mha da Amazônia brasileira [Cerri et al., 2007b; Moraes et al., 1995]; Batjes e Dijkshoorn [1999] relatam um estoque total de 66,9 Pg C em 1m de profundidade da camada superior de um total de ~700 Mha da Bacia Amazônica. Aproximadamente 44% a 67% de C estocado em 1m da camada superior acha-se em intervalo de 0 – 30 cm de profundidade [Bernoux et al., 2006].

Tabela 1. Estoques Representativos de Carbono em Floresta de Terra Firme (Oxissolos)

^aA biomassa viva está mostrada em algarismos romanos; a biomassa morta, em itálico.

A maior parte da área (50% a 70%) da Bacia Amazônica é representada por duas ordens de solo: Acrissolos (Ultissolos, na taxonomia dos EUA, ou Podzólicos, na taxonomia brasileira) e Ferralssolos (Oxissolos ou Latossolos); outras ordens importantes de solo incluem Gleysolos e Leptossolos (cada um em cerca de 8% da área) [Batjes e Dijkshorn, 1999; Cerri et al., 2000, 2007b]. Os estoques de C em Oxissolos e Ultissolos são similares, em média, de 44 Mg C ha⁻¹ (Ultissolos) a 55 Mg C ha⁻¹ (Oxissolos) nos 30 cm da camada superior e de 85 (Ultissolos) a 100 Mg C ha⁻¹ (Oxissolos) nos 100 cm da camada superior, respectivamente [Batjes e Dijkshorn, 1999]. As razões carbono para nitrogênio de 0 – 30 cm são ~10 (Ultissolos) para 13 (Oxissolos), decrescendo a valores de 9 – 11 por ~1 m de profundidade [Batjes e Dijkshorn, 1999].

Solos dentro da mesma Ordem tendem a ter estoques mais baixos de C no Estado do Acre

(Amazônia ocidental) do que suas contrapartidas na Amazônia central e oriental [Melo, 2003]. Por exemplo, estoques médios de C no Estado do Acre são estimados em 38 (0 – 30 cm) e 66 Mg C ha⁻¹ (0 – 100 cm) [Melo, 2003]. Em geral, solos distróficos (mais altamente lixiviados, com saturação por base menor e fertilidade menor) tendem a ter estoques mais altos de C do que solos eutróficos (menos lixiviados, saturação por base maior, e solos mais férteis). Os solos da Amazônia ocidental tendem a ser mais jovens e mais eutróficos, o que talvez explique os estoques mais baixos de C observados por Melo [2003].

Os estoques de C do solo têm variação local decorrente de fatores como a topografia e manejo da terra e, em escala regional, como o material parental do solo e a geologia subjacente [Cerri et al., 2004; Holmes et al., 2004, 2006]. Em estudos locais de estoques de C e N do solo ao longo de gradientes topográficos próximos a Manaus e Santarém, os solos foram classificados como Oxissolos em platôs, Ultissolos em encostas, e Espodossolos em vales (Arenossolos na classificação brasileira) [Luizão et al., 2004; Telles et al., 2003]. Espodossolos em baixios periodicamente inundados que cortam platôs em sítios próximos a Manaus e Santarém têm conteúdo claramente mais alto de areia e mais baixo de argila, com estoques mais baixos de C do solo e razões mais altas de C:N nos 10 – 40 cm da camada superior do solo [Luizão et al., 2004; Telles et al., 2003].

As estimativas publicadas de estoques de C do solo não incluem liteira superficial [Batjes e Dijkshorn, 1999], as quais podem adicionar uma quantidade substancial de carbono de ciclagem rápida a esses totais (Tabela 1). Inventários de liteira foliar variam sazonalmente, mas contêm de 3 a 7 Mg C ha⁻¹ em florestas primárias [Dantas e Phillipson, 1989]. Estoques de liteira podem ser maiores em florestas de crescimento secundário, e em geral são muito menores em agroflorestas e pastagens. Estimativas de material lenhoso residual bruto (>10 cm de diâmetro) no chão da floresta variam de ~10 a 35 Mg C ha⁻² (pressupondo que a biomassa seja 50% de C) [Chambers et al., 2001b; Keller et al., 2004; Rice et al., 2004]. Outros componentes de liteira, galhos, frutas, etc. podem compor um adicional de 15 Mg C ha⁻¹ [Chambers et al., 2001b], embora esse componente não seja quantificado com frequência. Portanto, detritos (também referidos como necromassa) sobre o solo

de floresta contêm, aproximadamente, a mesma quantidade de C encontrada em 30 cm da camada superior de solo mineral.

Estoques de carbono do solo calculados a 1 m de profundidade podem ser considerados um mínimo do total do estoque de C do solo, dado que muitas florestas amazônicas têm enraizamento profundo [Nepstad *et al.*, 1994]. Embora as concentrações de C nos solos decresçam substancialmente com a profundidade, os grandes volumes de solo significam que a quantidade total de C estocado de 1 a 8 m de profundidade pode ser equivalente ao que está estocado em 30 cm da camada superficial [Trumbore *et al.*, 1995; Camargo *et al.*, 1999]. Estoques permanentes de raízes abaixo do solo são também raramente considerados em estimativas de carbono do solo. Telles *et al.* [2003] verificaram que a biomassa da raiz fina foi 2–2% dos estoques **de C total** em um metro da camada superior de solos de floresta primária (após peneiramento para remoção de objetos >2 mm) e cerca de um terço daquela quantidade na camada de 0 – 10 cm. Raízes finas vivas e mortas claramente impulsionam o C ativo e os ciclos de água a uma profundidade acima de 1 m [Nepstad *et al.*, 1994; Oliveira *et al.*, 2005; Trumbore *et al.*, 2006; Fisher *et al.*, 2007].

Os estoques de C nas camadas superficiais (0 – 20 ou 0 – 30 cm) do solo na Amazônia em geral são baixos comparados aos solos temperados ou boreais [Sanchez e Buol, 1975]. O C em 40 – 50 Pg em um metro de profundidade da camada superior de solos da Amazônia brasileira (66 Pg C em toda a bacia) representa somente cerca de 2% a 5% dos estoques globais de C em solos minerais a 1 m de profundidade, embora a Amazônia represente aproximadamente 14% de área terrestre. Incluindo-se a necromassa (detritos superficiais) em profundidades de solos acima de 1m, as estimativas ultrapassam o dobro de C total estocado nos solos de florestas intactas da Amazônia (Tabela 1), o que torna os estoques de C do solo quase equivalentes aos estoques de carbono acima do solo de florestas maduras. A pergunta de maior interesse para o entendimento do papel do carbono no solo da Amazônia no balanço global de carbono, entretanto, não é o quanto de C está estocado, mas que fração desse carbono orgânico está em formas que podem ser acumuladas ou liberadas na escala temporal das próximas décadas ou séculos.

3. FLUXOS DE CARBONO DENTRO E FORA DOS SOLOS DA FLORESTA AMAZÔNICA

O C adicionado anualmente aos solos inclui a queda de liteira bruta e fina, mortalidade de árvore e de raiz. Somente uma pequena fração desse carbono adicionado acaba estocada como matéria orgânica no solo; a grande maioria é decomposta em CO₂ [Luizão e Schubart, 1987; Parton *et al.*, 2007]. Relativamente poucas medições de entradas de C estão disponíveis na literatura sobre florestas amazônicas (Tabela 2a), e essa é a grande limitação para entender a dinâmica de C da floresta e o modo como ela varia no espaço e tempo. Os fluxos de liteira à superfície variam de 2 a 4 Mg C ha⁻¹ a⁻¹ (resumidos por Cattiano *et al.* [2004]), com cerca de 40 – 67% de massa formada por folhas [Martius *et al.*, 2004; Selva *et al.*, 2007]. Existem poucas estimativas da produtividade abaixo do solo; as estimativas recentes mostram ~1 Mg C ha⁻¹ a⁻¹ [Silver *et al.*, 2005; Trumbore *et al.*, 2006]. Vieira *et al.* [2005] usaram medições dendométricas na Amazônia ocidental, central e oriental para calcular que o C alocado ao crescimento de hastes lenhosas é de ~2 Mg C ha⁻¹ a⁻¹. Pressupondo uma floresta em estado estável, isso dá uma estimativa média de entradas de detritos lenhosos. Na Floresta do Tapajós, o crescimento do incremento de hastes está de acordo com as estimativas da produção bruta (>10 cm de diâmetro) de necromassa de Palace *et al.*, [2008]. Palace *et al.* [2008] também estimaram que as entradas adicionais de necromassa lenhosa e de galhos médios (5 – 10 cm de diâmetro) e finos (2 – 5 cm diâmetro) acrescentam ~1 Mg C ha⁻¹ a⁻¹. A alocação da produção primária líquida (PPL) de acordo com estimativas na Tabela 2a (queda de liteira foliar: haste/tronco crescimento haste/galho: produção de raiz de ~3–4:2–3:1) contrastam com estimativas dos modelos de ecossistemas de alocação quase igual de C de NPP para a liteira foliar, crescimento de haste, e produtividade de raiz [ex., Fung *et al.*, 1997].

As taxas de respiração do solo (Tabela 2b) integram o CO₂ derivado de planta, assim como as fontes de respiração microbianas e, portanto, são maiores do que as entradas estimadas de C. Uma medição proposta de alocação de C total abaixo do solo (*total belowground C allocation* (TBCA)) [Ryan, 1991] é determinada pelas taxas de respiração do solo menos a queda de liteira (foliar) na superfície.

Aplicando-se estimativas documentadas de respiração do solo e queda de liteira em vários estudos, tem-se que a maior alocação de C abaixo do solo ocorre em sítios com secas sazonais estendidas (Paragominas e Acre) em comparação com a Amazônia central (Manaus), embora os dados da Floresta do Tapajós, próxima a Santarém, não seguem esse padrão (ver Tabela 2b). Dada a baixa produtividade da raiz (Tabela 2a), os altos valores de TBCA também são indicativos de que as grandes quantidades de C alocadas abaixo do solo são alocadas em formas diferentes do crescimento da raiz, isto é, na respiração da raiz ou são transferidas para o solo por meio de fungos simbióticos ou exudação radicular.

A exportação de carbono inorgânico dissolvido (CID) ou de formas orgânicas (COD) de solos é uma fonte importante de C para pequenos cursos de água, mas esses fluxos são pequenos, comparados às taxas de entradas de C ou de respiração do solo. *Richey et al.* [2002] avaliaram que a maior parte de C respirado pelo sistema do Rio Amazonas se origina em solos e que essa exportação pode ser suficientemente grande para explicar a diferença entre o sequestro de C nos estudos de covariância de vórtices turbulentos e o que foi observado sobre a acumulação na vegetação e solos nas áreas de alcance das torres de fluxo. Entretanto, os valores de fluxos de florestas de terra firme são baixos (~0,03% de queda de liteira) e sugerem que a exportação de liteira de terra firme não fornece grandes quantidades de C particulado aos pequenos rios comparadas com áreas ripárias e sazonalmente alagadas (Tabela 2a) [*Selva et al.*, 2007]. O CO₂ do espaço poroso do solo parece ser o maior contribuidor de CID a pequenos rios [*Johnson et al.*, 2006; *Selva et al.*, 2007]. Fluxos de carbono orgânico dissolvido de solos de terra firme são menores do que os fluxos CID. *Remington et al.* [2007] demonstraram menor capacidade de absorção de solos mais arenosos de planícies em comparação com material de Oxissolo de terra firme rico em argila, o que apoia a ideia de que grande parte das fontes de COD de pequenos rios, e mesmo de CID, pode estar na zona ripária [*McClain et al.*, 1997]. Em termos do balanço líquido de C de solos de terra firme, os fluxos CID e COD são pequenos, comparados com outros termos do balanço anual de C do solo.

Tabela 2a. Fluxos de C Representativos em Floresta de Terra Firme

^a Mais de entradas em 10 cm derivadas de estimativas de incremento anual de biomassa lenhosa e o pressuposto de estado estável.

Tabela 2b. Fluxos de Carbono na Respiração do Solo, Queda de Liteira, e Alocação de Carbono Total Abaixo do Solo em Sítios Selecionados do LBA^a

^a Fluxos estão em Mg C ha⁻¹ a⁻¹.

^bTBCA, Alocação de C total abaixo do solo igual à respiração do solo menos queda de liteira.

^cQueda de liteira estimada de florestas secundárias antigas no Acre.

4. A DINÂMICA DE C DO SOLO EM FLORESTAS INTACTAS

O carbono em solos não é homogêneo; ele consiste de uma ampla variação de componentes químicos que diferem quanto às suas taxas intrínsecas de decomposição e ao grau em que podem ser estabilizados nas interações com superfícies minerais ou inclusão em agregados. Modelos biogeoquímicos de solos como o Century ou o RothC parametrizam isso pela identificação de reservatórios de carbono, resíduos metabólicos e de plantas resistentes biomassa microbiana, e reservatórios “ativos”, “lentos” e “passivos”, com taxas de decomposição que variam de anos ou menos para os reservatórios “ativos” a milênios para os “passivos”. Um importante e contínuo desafio tem sido estimar a quantidade de C em cada um desses reservatórios a partir de características observacionais dos solos em si mesmos. Portanto, a previsão sobre a resposta dos estoques de C do solo às mudanças na cobertura da terra ou clima requer um entendimento das taxas de reposição de C estocado e das taxas em que o C pode ser rapidamente estabilizado ou desestabilizado quando as condições mudam.

Vários métodos foram empregados para determinar a taxa dos ciclos de C através dos ecossistemas terrestres. O primeiro deles compara os estoques de C na matéria orgânica do solo com a taxa em que o novo C é adicionado aos solos como material detritico ou perdido por decomposição ou lixiviação. Esse enfoque, se aplicado uniformemente a todos os tipos de matéria orgânica do solo, oferece uma média de longo

prazo que possivelmente superestime a resposta de curto prazo do C do solo a uma mudança [Trumbore, 2000]. Por exemplo, uma estimativa baseada nos inventários de C na Tabela 1 e entradas na Tabela 2a irá variar, dependendo da profundidade (0–30, 0–100, 0–800 cm) do solo considerada. Um segundo enfoque é observar as mudanças nos estoques de C após algum distúrbio, embora isso dependa da disponibilidade de cronossequências apropriadas ao estudo de dinâmicas de C em escalas de tempo mais longas. Isótopos de carbono, incluindo ^{13}C e radiocarbono cosmogênico e produtor de bomba, fornecem algumas das melhores informações sobre as taxas de acumulação e perda de matéria orgânica dos solos. Mesmo em situações em que a perda ou o ganho de C ao longo de décadas pode ser medido diretamente, tais como em sítios cultivados em longo prazo, os isótopos dão importantes indicações quanto ao tipo de C perdido e o tempo provável para acumulação.

Medições da dinâmica de C usando isótopos estáveis de C baseiam-se em diferenças no fracionamento de ^{13}C e ^{12}C durante a fixação de CO_2 durante a fotossíntese. Por exemplo, em pastagens tropicais, onde as plantas com caminhos predominantemente fotossintéticos C3 são substituídas por gramíneas C4, a grande diferença da assinatura isotópica de C pode ser usada para distinguir a taxa de perda de carbono do solo da floresta da taxa de acumulação de grama derivada de C. Mudanças em ^{13}C mostraram-se especialmente úteis para o estudo de solos tropicais que foram convertidos de florestas C3 em pastagens dominadas por gramas C4; ver revisões de Balesdent et al. [1987, 1998, 2000]; Bernoux et al. [1998]; Volkoff e Cerri [1987]. Entretanto, há várias complicações potenciais na aplicação dos métodos de isótopos estáveis, inclusive incertezas na assinatura de isótopos estáveis do membro final das fontes de vegetação [Veldkamp e Weitz, 1994]. Pastagens degradadas frequentemente incluem não apenas gramas C4, mas uma mistura de arbustos e gramas que dificulta a identificação do “membro-final” da assinatura isotópica. Raízes e folhas de plantas, e os seus diferentes tecidos, podem ter diferentes assinaturas isotópicas e contribuem desproporcionalmente para estabilizar os reservatórios de matéria orgânica do solo. Além disso, muitos modelos interpretativos de mudanças nos isótopos estáveis pressupõem que o tempo de

turnover de entradas de floresta C3 e grama C4 é o mesmo.

O radiocarbono pode ser usado para estudar a dinâmica de C em duas escalas de tempo. A idade do radiocarbono anterior a 1950 pode ser usada para inferir a dinâmica de ciclagem de C em escalas centenárias a milenárias [ex., Paul et al., 1997]. A testagem atmosférica de armas nucleares (iniciada amplamente entre 1960 e 1964) quase duplicou a quantidade de ^{14}C no CO_2 atmosférico e produziu um traçador isotópico global da dinâmica da matéria orgânica [Trumbore, 2000, 2006]. Assim como para os isótopos estáveis, há complicações com relação à interpretação de dados de radiocarbono em termos da dinâmica do carbono em solos. Primeiro, o radiocarbono fornece uma medida de tempo expirada, uma vez que o C na matéria orgânica foi primeiramente fixado da atmosfera pelas plantas; ele inclui, portanto, o tempo decorrido nos tecidos vivos de plantas, na estimativa da idade do ^{14}C “de idade”. Por exemplo, detritos de madeira de uma árvore centenária são decomponíveis em algumas décadas, mas a “idade” do C em decomposição irá integrar ambas as escalas de tempo; qualquer tentativa de inferência das taxas de decomposição de radiocarbono deve levar em conta esse efeito. Além disso, a não ser que múltiplas amostras oriundas de vários pontos no tempo desde 1950 estejam disponíveis [ex., Telles et al., 2003], vários modelos de dinâmica de C podem ser usados para explicar o mesmo conjunto de observações de conteúdo de radiocarbono. A interpretação de dados de radiocarbono deveria relatar a sensibilidade dos tempos de *turnover* derivada de modelo a tais incertezas.

As mudanças no ^{14}C da matéria orgânica do solo na Amazônia desde 1960, combinadas com observações da taxa de mudança nos estoques de C do solo e assinaturas de ^{13}C em solos perturbados, mostram, definitivamente, que o C em solos tem várias escalas de tempo intrínsecas na acumulação e decomposição e que a modelagem de toda a matéria orgânica como um reservatório homogêneo, com um único tempo de **turnover**, está claramente superestimando as respostas em escalas de tempo de decadais a centenárias [Telles et al., 2003]. Por exemplo, mudanças inicialmente rápidas na quantidade e assinaturas de ^{13}C de carbono orgânico na superfície dos solos após conversão em pastagem dominada por grama C4

demonstram a presença de reservatórios de matéria orgânica de ciclagem rápida. Entretanto, a persistência de MOS com centenas a milhares de anos de idade e derivada de fontes de plantas C3, mesmo em pastagens com uma década de idade [Tiessen *et al.*, 1994; Camargo *et al.*, 1999], significa que uma grande fração de MOS se recicla muito mais lentamente.

As tentativas de separar física ou quimicamente a MOS em frações que ciclam em escalas de tempo intrinsecamente diferentes tiveram sucesso limitado. Entretanto, algumas generalizações podem ser feitas. Os tempos de *turnover* são mais rápidos na matéria orgânica de baixa densidade (<2 g cm⁻³) ou matéria orgânica tamanho-areia (>63 µm) que representa, em grande parte, a liteira relativamente fresca e detritos de raízes [Lehmann *et al.*, 2001; Paul *et al.*, 2008], embora o C mais velho em solos esteja fortemente associado às superfícies minerais argilosas [Telles *et al.*, 2003]. Apesar de as fontes de matéria orgânica de baixa densidade (ex., raízes mortas) não mostrarem grandes tendências associadas à profundidade dos solos [Trumbore *et al.*, 2006], outras frações aumentam em idade com a profundidade do solo (Figuras 1 e 2).

Figura 1. Distribuição etária de carbono estocado em solos com a profundidade. Os dados são de Telles *et al.* [2003] e Trumbore *et al.* [1995]. As idades de C são derivadas de dados de radiocarbono em frações de matéria orgânica do solo e inferidas a partir de modelagem de fluxos de C e assinaturas isotópicas.

Em solos de floresta, Telles *et al.* [2003] identificaram três componentes de C do solo que ciclam em diferentes escalas de tempo: (1) fração de luz (densidade <2 g cm⁻³), material orgânico particulado que poderia ainda ser identificado como detrito de planta com mais assinaturas deficientes de δ¹³C e idades de radiocarbono decadais ou menores; (2) C associado aos minerais, solubilizado em ácidos e bases, enriquecido com ¹³C, com idades de radiocarbono de decadais à superfície à milenares em profundidades >20 cm, e (3) C não hidrolisável, C deficiente de ¹³C e fortemente associado com superfícies argilosas com idades de centenas de anos (na camada de 0- a 10-m) a >20.000 anos (em profundidade maior que 20cm). A quantidade de C em cada uma dessas

frações está descrita na Figura 1. A textura do solo – nesse caso, o conteúdo de argila – exerce um controle importante sobre a quantidade de carbono de ciclagem lenta e, portanto, influencia a estocagem e a dinâmica do carbono de solos de floresta tropical. Telles *et al.* [2003] também demonstraram relações previsíveis entre o conteúdo de ¹³C e ¹⁴C de matéria orgânica e o conteúdo de argila do solo, que são potencialmente úteis para as relações entre escalas de Oxisolos e Ultissolos com idade e vegetação similares.

Conforme mostrado na Figura 2, do total de ~100 Mg C ha⁻¹ no primeiro metro da camada superior de um Oxisolo em floresta intacta, ~5% estão em formas com alguns anos de idade ou menos, ~28% em formas fixadas da atmosfera há décadas e séculos (a metade disso, em poucos centímetros da camada superior, está na forma de décadas dos séculos remanescentes), e o restante (>65%) em formas com idades médias de milhares de anos. Em contrapartida, a média de “tempo de *turnover*”, que calcularíamos para C de solo a 20 – 30 cm de profundidade, definido como o inventário de carbono dividido pelas taxas de adição ou perda de C, seria de ~40 Mg C ha⁻¹/ ~7 Mg C ha⁻¹ ou ~6 anos (Tabelas 1 e 2). O aumento do intervalo da profundidade a 100 cm iria mais do que duplicar o inventário de C sem aumentar, de modo significativo, as entradas de C (~100 Mg ha⁻¹/ ~7 Mg C ha⁻¹ a⁻¹ ou ~14 anos). As idades médias do radiocarbono de carbono em 20 cm da camada superior do solo variam de 200 – 380 anos em solos ricos em argila. Todas essas medições mostram que a ciclagem do C tem diferentes escalas de tempo intrínsecas; a média do “tempo de *turnover*” é calculada com os componentes com idades menores e maiores. O uso da média do “tempo de *turnover*” iria superestimar as respostas de curto prazo (i.e., decadais) ao distúrbio [Telles *et al.*, 2003].

Os resultados acima se referem a solos bem drenados de terra firme com alto conteúdo de argila. Dados de radiocarbono são raros para Espodosolos sazonalmente inundados ou áreas inundadas. Telles *et al.* [2003] relataram dados de um Espodosolo próximo a Manaus que mostraram que a maioria do C a uma profundidade de 40-m foi fixado no período pós-1963. Dada a natureza hidromórfica desse material, é provável que esses solos não sejam representativos das condições

estáveis. Pesquisas são ainda necessárias para entender a dinâmica desses solos.

5. TAXAS DE MUDANÇA DE C DO SOLO COM O MANEJO DA TERRA

A derrubada da floresta para conversão em pastagem ou uso agrícola resulta em mudanças dos ambientes físico, biológico e químico do solo. A estrutura física do solo é alterada, juntamente com os regimes de temperatura e umidade do solo. Os padrões de alocação acima e abaixo do solo são alterados, bem como a qualidade, quantidade e a distribuição vertical de entradas de liteira no solo. As mudanças nos estoques de C são maiores e mais rápidas em matéria orgânica tamanho areia (equivalente à baixa densidade ou matéria orgânica particulada), seguida por frações tamanho silte, com pouca ou nenhuma mudança no material orgânico associado com partículas tamanho argila [Shang e Tiessen, 1997; Lehmann et al., 2001].

Figura 2. Comparação de C em frações de solo versus profundidade de três tipos de ecossistemas: floresta, pastagem degradada (~20 anos após conversão) e pastagem manejada (fertilizada, plantada com grama produtiva) desenvolvida ~5 anos antes da pastagem degradada. Os dados são de sítios próximos a Paragominas, PA, e relatados por Camargo et al. [1999] e Telles et al. [2003]. Observe o baixo conteúdo de ^{14}C de resíduo de hidrólise (linha sólida escura) comparada com o carbono hidrolisado (linha pontilhada) e mudanças em ^{13}C de todas as frações próximas à superfície em manejo de pastagem.

A Figura 2 mostra diferenças típicas no C fracionado do solo e isótopos entre floresta intacta (painel do alto), e uma pastagem degradada de 17 anos (painéis médios) e uma pastagem manejada. A pastagem fertilizada e manejada ganhou carbono e a pastagem degradada perdeu carbono em comparação com o solo da floresta. Esses ganhos ou perdas de C são acentuados somente em ~20 cm da superfície e são acompanhados por mudanças no ^{13}C associado com gramíneas C4 de pastagem. As maiores mudanças no conteúdo de ^{13}C e C são observadas em componentes hidrolisáveis (matéria orgânica associada com sesquióxidos e pouco limitada a minerais argilosos, comparadas a resíduos não hidrolisáveis. Embora as mudanças em C com a profundidade sejam atenuadas e difíceis de

serem detectadas, as mudanças na profundidade do enraizamento e nas taxas de produção de raízes entre a floresta e gramíneas de pastagem podem ser acompanhadas por ganhos adicionais significativos de C acima de ~2 m (em gramíneas muito produtivas) e perdas ~2 – 3 [Trumbore et al., 1995; Camargo et al., 1999]. Essas mudanças ocorrem em décadas, e pode ocorrer um atraso, associado com o tempo de vida da raiz, que pode variar de uma década ou mais [Trumbore et al., 2006]. Do mesmo modo, modelos de aumento de C talvez tenham que considerar a defasagem temporal requerida pelas raízes de vida curta para aumentar as entradas de material de raiz morta em alguns metros da camada superior do solo; isso pode explicar a razão pela qual Camargo et al. [1999] anteciparam mudanças maiores do que aquelas observadas no ^{13}C de MOS em seus sítios de estudo de pastagem manejada.

Na conversão de floresta em pastagem, o inventário de C pode aumentar, diminuir ou permanecer o mesmo [Shang e Tiessen, 1997; Neill e Davidson, 1999; Holmes et al., 2006]. Resumos de estudos detalhados de cronosequência [Neill e Davidson, 1999] e conjuntos de dados espacialmente mais extensivos [Holmes et al., 2006] demonstram que a direção, em sua maior parte, e a magnitude da mudança no conteúdo orgânico do solo após a derrubada da floresta é amplamente previsível a partir do conteúdo de carbono do solo e pH da floresta original. Os aumentos em C ocorrem quando o conteúdo de C da floresta original é alto e substituído por pastagem menos produtiva ou vegetação agrícola. Diminuições de C ocorrem quando o conteúdo de C da superfície do solo da floresta original é baixo, e a vegetação é substituída por gramíneas manejadas e fertilizadas de alta produtividade. Taxas de mudança iniciais nos estoques de C podem ser rápidas (~5% ao ano), mas diminuem ao longo do tempo. Em sítios com conteúdo de C em declínio, as reduções na quantidade de C de ciclagem rápida significam uma redução geral no suprimento de nutrientes do solo derivados da mineralização de matéria orgânica e perda de fertilidade sem fertilização adicional [Tissen et al., 1994].

Usando um modelo de C de ecossistema (Century) no qual o tempo de *turnover* de C em reservatórios passivos e ativos lentos é controlado pela qualidade da liteira, clima e textura do solo, Schimel et al. [1995] mostraram que o tempo de residência médio previsível para MOS na camada

superficial de 20 cm de solos de regiões tropicais pode variar de <14 anos a várias décadas. Entretanto, os dados da Figura 2 sugerem que o modelo subestima o tempo de residência de C em reservatórios passivos de C (idade calculada no inventário de C para o solo na Figura 2 é de várias centenas de anos). Tais diferenças entre modelos e observações, que afetam as escalas de tempo muito longas, podem não ser importantes para previsões de mudanças em escalas de tempo de algumas décadas. Por exemplo, *Cerri et al.* [2007a] utilizaram o modelo Century para reproduzir mudanças observadas no inventário de C e ¹³C em vários sítios de pastagem após conversão em Rondônia.

Estudos de mudança de C pelo uso da terra em sítios específicos são úteis para o entendimento da dinâmica e controles locais da ciclagem de C. Entretanto, as extrapolações espaciais requerem pressupostos sobre a extensão da área sob práticas de manejo da terra. No Estado de Rondônia, *Holmes et al.* [2006] puderam aproveitar um grande conjunto de dados de C de um banco de dados de perfis de solo de uma ampla região e uma classificação de cobertura vegetal obtida por sensoriamento remoto para estimar o estoque ou perda de carbono líquido associados com mudanças da cobertura vegetal em diversas propriedades originais do solo e regimes de manejo. Embora as localidades individuais apresentassem grandes ganhos ou perdas de C, o resultado médio de base espacial foi uma pequena perda líquida de C no Estado de Rondônia. Assim, enquanto os dados do sítio são importantes para o manejo de parcelas individuais com relação à fertilidade do solo, as incertezas sobre estoque ou perda de C líquido em escala de paisagem talvez sejam mais dependentes da distribuição do manejo através da paisagem.

Cerri et al. [2007b] e *Falloon et al.* [2007] projetaram mudanças futuras no estoque de C do solo baseadas em cenários de mudança da cobertura vegetal e clima para a Bacia Amazônica. *Cerri et al.* [2007b] sugerem um declínio de ~7% nos estoques de C do solo da Amazônia (0- a 30-m de profundidade) entre 2000 e 2030, que equilibra perdas em áreas recém derrubadas com aumentos em áreas abandonadas ou usadas para crescimento secundário da floresta. *Falloon et al.* [2007] projetaram grandes perdas líquidas de C apenas com a mudança do clima devido ao ressecamento da floresta e diminuição da produtividade de C.

Entretanto, essas perdas estimadas (um declínio de 45 Pg C a 23 Pg C entre 2000 e 2100) são de grande magnitude, dado que >70% de C do solo na camada de 0- a 30-cm está em frações de matéria orgânica, com tempos de *turnover* de séculos. As grandes perdas previstas provavelmente decorram do uso de um modelo de um único reservatório de C do solo, o qual superestima as mudanças de C no curto prazo [*Knorr et al.*, 2005]. Com o uso de modelos mais realistas da dinâmica de C, as perdas de solos serão menores ou mínimas comparadas com as perdas da biomassa acima do solo que ocorrem com desmatamento e regeneração florestal. É o destino da biomassa das árvores que irá determinar a magnitude da mudança do uso da terra tropical como fonte de C para a atmosfera ao longo das próximas décadas.

5.1. Solos Antropogênicos

Os solos com o maior estoque de C na Amazônia são os chamados “terra preta do Índio”. Esses solos, conhecidos como Antropossolos, ou solos gerados pelo homem, estão associados às áreas habitadas por povos indígenas entre 500 a 2500 anos atrás e que foram abandonadas com a chegada dos europeus [*Woods*, 2003]. O C orgânico é enriquecido numa profundidade de 1 a 2 m, com grande parte de C estabilizado em forma carbonizada ou carvão vegetal [*Glaser et al.*, 2001]. O carbono estabilizado nesses solos permanece por centenas a milhares de anos após o abandono da terra. As Terras Pretas do Índio são também altas em fósforo, CEC, pH e saturação base e, conseqüentemente, são mais férteis do que os solos adjacentes. Para uma revisão, inclusive do potencial de manejo desses solos para o sequestro de carbono, ver *Lehmann et al.*, 2003].

6. DEFASAGENS TEMPORAIS ENTRE FOTOSSÍNTESE E RESPIRAÇÃO E ESTIMATIVA DE SEQUESTRO POTENCIAL DE C POR FLORESTAS INTACTAS (NÃO MANEJADAS)

As florestas não perturbadas têm sido consideradas grandes sumidouros potenciais de carbono antropogênico, com base nas inversões das variações regionais de concentrações de CO₂

atmosférico [Stephen et al., 2007]. Qual então seria o papel dos solos de um sumidouro regional de C? A capacidade de um componente de um ecossistema como o solo para servir de sumidouro líquido de carbono pode ser estimada a partir da magnitude dos fluxos brutos e do tempo de residência de C em cada reservatório em cascata [Fung et al., 1997; Thompson et al., 1996]. Devido à natureza heterogênea do carbono do solo, a idade de C respirado de solos é quase sempre menor do que a idade de C-total estocado nos solos [Trumbore, 2000]. Isso se deve ao fato de que grande parte de C respirado vem dos reservatórios que fazem a ciclagem lentamente, uma vez que os reservatórios com tempos de residência mais longos têm os maiores estoques de C.

Uma estimativa da defasagem temporal entre a fotossíntese e a respiração baseada em dados de radiocarbono [Trumbore et al., 2006; Telles et al., 2003], produção lenhosa do tronco [Vieira et al., 2005] e fluxos de respiração [Chambers et al., 2004] de uma floresta na Amazônia central próxima a Manaus está ilustrada na Figura 3. Embora muito do C fixado seja respirado antropologicamente ao longo de um período de tempo relativamente curto, o C remanescente permanece ou em folha viva e tecidos radiculares por um período médio de 1 – 3 anos (folhas) ou por mais tempo em ~50% da liteira não formada por folhas, e de 5 – 10 anos em raízes, para então se decompor rapidamente. No geral, embora apenas ~20% da respiração total do ecossistema seja atribuída à decomposição microbiana de resíduos de plantas e matéria orgânica do solo, as defasagens temporais envolvidas são significativas. Os resultados na Figura 3 estão de acordo, de modo geral, com dados publicados por Fung et al. [1997], que estimaram a idade média de C respirado heterotroficamente em 24 anos para florestas tropicais perenes ombrófilas.

Figura 3. Cálculo da idade média de CO₂ respirado de ecossistema. Fluxos são baseados em Chambers et al. [2004]; idade média de madeira em decomposição baseada em Vieira et al., [2005] e taxas de decomposição de madeira de Chambers et al. [2001b]; idade de C derivado de decomposição de raiz morta de Trumbore et al. [2006]; idade média de CO₂ respirado de liteira de Brando et al. [2008] e dados não publicados de P. B. Camargo e S. Trumbore (2008).

Modelos de dinâmica de C indicam que a vegetação e solos sob condições de produtividade aumentada da floresta devem permanecer como sumidouros durante o período em que as entradas ultrapassarem as taxas de aumento da decomposição ou mortalidade. Por exemplo, Chambers et al. [2001a] utilizaram um modelo de crescimento e mortalidade arbóreas, considerados individualmente, forçados com um aumento de 25% da produtividade durante um período de 50 anos (um aumento de 0,25%/ano) para estimar as taxas máximas de sequestro de C de ~0,5 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹ em biomassa lenhosa no período durante o qual foi aplicada a forçante. Modelos de dinâmica de C na matéria orgânica de solo calibrados com observações de ¹⁴C [Telles et al., 2003] utilizaram o mesmo cenário de forçantes (pressupondo que todas as entradas aumentaríamos à mesma taxa que o NPP total sem defasagem de tempo adicional) e mostraram que as taxas de acumulação de C líquido no solo (pressupondo que as taxas de decomposição permaneceriam) não seriam maiores do que cerca de 0,1 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹ em 40 cm da camada superior do solo. De acordo com Trumbore et al. [1995], essa taxa poderia ser potencialmente duplicada, se as mudanças na produtividade da raiz abaixo de 40 cm fossem levadas em conta. Portanto, a previsão geral para a taxa de sequestro de C seria da ordem de 0,7 Mg C ha⁻¹ a⁻¹, com a maior parte do estoque de C na biomassa acima do solo.

Uma vez que não se esperava que o aumento de NPP derivado da fertilização de CO₂ aumentasse tão rapidamente, uma estimativa mais realista, usando um modelo do balde (?) que força aumentos de NPP em uma floresta tropical (fluxos na Figura 3) com um fator β de 0,2 está representada na Figura 4 [ver também Chambers et Silver, 2005]. O estoque de C do solo retarda o estoque na vegetação e é responsável por uma fração muito menor do total estimado do sumidouro de C do início da década de 2000 (em ~13% de um total de sumidouro de C de ecossistema estimado em ~0,12 Mg C ha⁻¹ a⁻¹). Entretanto, o estoque de C do solo continuará por décadas após cessarem os aumentos de NPP devido à defasagem de tempo na vegetação viva.

Figura 4. Sumidouro de C estimado de ecossistema de floresta mostrado na Figura 3, pressupondo um fator β de 0,2 para a fertilização de CO₂, registro de CO₂ atmosférico medido de 1800 a 1900 e uma taxa linear de aumento coerente com as observações até 2007 (as

concentrações de CO₂ em 2010 estão estimadas em 395 pap). O sumidouro no solo retarda o sumidouro na vegetação e é de apenas ~13% do sumidouro total de 0,12 Mg C ha⁻¹ a⁻¹ estimado para 2007.

Multiplicando-se um sumidouro estimado em 0,12 Mg C ha⁻¹ a⁻¹ pela área da Amazônia brasileira (~5 x 10⁸ ha) obtém-se o resultado de um sumidouro líquido de C associado com a fertilização de CO₂ de 0,07 Pg C a⁻¹, 13% do qual estariam no solo. Um sumidouro dessa magnitude não é suficientemente grande para equilibrar as perdas regionais de C pelo desmatamento e nem facilmente detectável, considerando os métodos atuais para a determinação do balanço de C da floresta. Medições recentes de parcelas permanentes no Panamá e Malásia [Feely *et al.*, 2007] documentaram declínios do incremento de madeira de caule em escala de parcela, ao invés dos aumentos que poderiam ser esperados com a fertilização de CO₂. Análises de longo prazo de dados de parcelas permanentes da Mata Atlântica brasileira mostraram tendência similar de perda rápida de C associada com eventos abruptos de mortalidade, seguidos de períodos de crescimento arbóreo mais rápido [Rolim *et al.*, 2005]. Mesmo se houver aumento da produtividade, ele provavelmente estará associado ou às mudanças na qualidade da vegetação/liteira ou na alocação entre folhas, troncos e raízes (particularmente envolvendo a profundidade do enraizamento). Dessa forma, as mudanças provavelmente ocorram ao longo de décadas; é difícil avaliar o impacto geral nos estoques estimados de C nos solos. O que podemos concluir é que as mudanças nos estoques de C têm potencial limitado para compensar as fontes atuais produzidas por desmatamento; cabe lembrar que são os reservatórios mais dinâmicos de C da vegetação que dominarão qualquer resposta.

As variações de NPP de um ano para outro são maiores do que as tendências de longo prazo calculadas acima. Por exemplo, as variações interanuais no incremento da biomassa arbórea e liteira foram da ordem de ~1 Mg C ha⁻¹ a⁻¹ [Rice *et al.*, 2004; Vieira *et al.*, 2006]. Dado um desvio de 2 Mg C ha⁻¹ a⁻¹ (de ~30) e uma defasagem temporal de ~3 anos entre a fotossíntese e a respiração do ecossistema (75% respirados no mesmo ano, 25% numa média de 12 anos), a variação interanual esperada na perda/estoque de C líquido pode atingir ± 0,25 Mg C ha⁻¹ a⁻¹. Se tais variações forem espacialmente coerentes em toda a Bacia Amazônica (ex., como aquelas associadas com

anomalias climáticas de ENSO), elas têm potencial para contribuir significativamente com as variações interanuais observadas na acumulação global de CO₂ na atmosfera.

7. QUESTÕES RELEVANTES

A conclusão principal desta revisão é que as mudanças no C do solo em resposta à mudança no uso da terra ou clima, ou até mesmo na fertilização de CO₂ serão mínimas, comparadas às mudanças nos reservatórios de C acima do solo ao longo do próximo século. Por que, então, pleitear mais pesquisa sobre o C do solo amazônico? O mais importante é que a matéria orgânica do solo determina, em grande medida, a fertilidade e a sustentabilidade de pastagens e terras agrícolas [Tiessen *et al.*, 1994]. Mais estudos são necessários para elucidar os processos de estabilização de C em solos e ligações entre o modo como C é estabilizado e o tempo de permanência no solo. A ciclagem de matéria orgânica é inexoravelmente ligada à ciclagem biogeoquímica da água, nitrogênio, fósforo e outros elementos chave para a fertilidade do solo e a sustentabilidade da agricultura. Há uma clara necessidade de pesquisa ligando a dinâmica de nutrientes e C.

Embora toda a dinâmica de C nas principais ordens de solo encontradas na Bacia Amazônica tenha sido explorada preliminarmente, a quantidade de dados, especialmente sobre as florestas intactas, permanece pequena. Estudos recentes demonstraram algumas grandes surpresas sobre o modo como as florestas intactas reciclam o carbono, em especial: (1) a baixa eficiência do uso de carbono dessas florestas [Chambers *et al.*, 2004] e (2) a longevidade da biomassa de raízes finas [Trumbore *et al.*, 2006]. Entretanto, essas conclusões baseiam-se em dados de muito poucos sítios e podem não ser representativos da Bacia Amazônica como um todo. Em particular, estudos de estoques de C e fluxos em solos de áreas inundadas e solos sazonalmente inundados necessitam ser ampliados com medições isotópicas da dinâmica de C em escalas de tempo decadais ou mais longas.

Parte do C em solos é muito antiga (>25.000 anos) e retém evidência de fontes de vegetação C₄, possivelmente datadas do último período glacial

[Saniotti et al., 2002]. Pouco se conhece sobre os processos que podem estocar C por tanto tempo – e se ele está na forma de carvão vegetal (“black C”) ou outras formas. As paisagens amazônicas mudaram drasticamente ao longo do último ciclo glacial, e algumas das propriedades observadas nos solos hoje podem refletir as condições daquele tempo.

Outra área de pesquisa ainda necessária é o desenvolvimento de ferramentas que possibilitem a extrapolação de estoques e da dinâmica de C do solo a partir de medições locais à escala de paisagem. Holmes et al. [2006] demonstram a importância de enfoques espaciais para determinar quais são os fatores importantes para avaliar C em diferentes escalas. É particularmente importante construir um conhecimento sobre os processos chave envolvidos na estabilização e desestabilização do carbono e, em particular, sobre o papel de minerais, fauna do solo e agregados e o modo como podem variar regionalmente em resposta à mudança da cobertura vegetal.

REFERÊNCIAS

- Balesdent, J., A. Mariotti, and B. Guillet (1987), Natural C-13 abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics, *Soil Biol. Biochem.*, 19, 25-30.
- Balesdent, J., E. Besnard, D. Arrouays, and C. Chenu (1998), The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence, *Plant Soil*, 201, 49-57.
- Balesdent, J., C. Chenu, and M. Balabane (2000), Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage, *Soil Till. Res.*, 53, 215-230.
- Batjes, N. H. (2005), Organic carbon stocks in the soils of Brazil, *Soil Use Manage.*, 21, 22-24.
- Batjes, N. H., and J. A. Dijkshoorn (1999), Carbon and nitrogen stocks in the soils of the Amazon Region, *Geoderma*, 89, 273 - 286.
- Bemoux, M., C. C. Cerri, C. Neill, and J. F. L. de Moraes (1998), The use of stable carbon isotopes for estimating soil organic matter turnover rates, *Geoderma*, 82, 43-58.
- Bernoux, M., et al. (2006), Cropping systems, carbon sequestration and erosion in Brazil, a review, *Agron. Sustain. Dev.*, 26, 1-8.
- Brando, P. M., D. C. Nepstad, E. A. Davidson, S. E. Trumbore, D. Ray, and P. Camargo (2008), Drought effects on litterfall, wood production and belowground carbon cycling in an Amazon forest: Results of a throughfall reduction experiment, *Philos. Trans. R. Soc. Ser. B*, 363, 1839-1848.
- Camargo, P. 8., S. E. Trumbore, L. A. Martinelli, E. A. Davidson, D. C. Nepstad, and R. L. Victoria (1999), Soil carbon dynamics in regrowing forest of eastern Amazonia, *Global Change Biol.*, 5, 693-702.
- Cattiano, J. H., A. B. Anderson, J. S. Rombold, and D. S. Nepstad (2004), Phenology, growth, and root biomass in a tidal floodplain forest in the Amazon estuary, *Rev. Bras. Bot.*, 27, 703-712.
- Cerri, C. C., M. Bernoux, D. Arrouays, B. J. Feigl, and M. C. Piccolo (2000), Carbon stocks in soils of the Brazilian Amazon, in *Global Climate Change and Tropical Ecosystems*, edited by R. Lal, J. M. Kimble, and B. A. Stewart, pp. 33-50, CRC Press, Boca Raton, Fla.
- Cerri, C. E. P., M. Bernoux, V. Chaplot, B. Volkoff, R. L. Victoria, J. M. Melillo, K. Paustian, and C. C. Cerri (2004), Assessment of soil property spatial variation in an Amazon pasture: A basis for selecting an agronomic experimental area, *Geoderma*, 123, 51-68.
- Cerri, C. E. P., et al. (2007a), Simulating SOC changes in land use change chronosequences from the Brazilian Amazon with RothC and Century models, *Agric. Ecosyst. Environ.*, 122, 46-57.
- Cerri, C. E. P., et al. (2007b), Predicted soil organic carbon stocks and changes in the Brazilian Amazon between 2000 and 2030, *Agric. Ecosyst. Environ.*, 122, 58-72.
- Chambers, J. Q., and W. L. Silver (2005), Ecophysiological and biogeochemical responses to atmospheric change, in *Tropical Forests and Global Atmospheric Change*, edited by O. Phillips and Y. Mahli, pp. 57-45, Oxford Univ. Press, Oxford, U. K.
- Chambers, J. Q., N. Higuchi, E. S. Tribuzy, and S. E. Trumbore (2001a), Carbon sink for a century, *Nature*, 410, 429.
- Chambers, J. Q., J. P. Schimel, and A. D. Nobre (2001b), Respiration from coarse wood litter in central Amazon forests, *Biogeochemistry*, 52, 115-131.
- Chambers, J. Q., et al. (2004), Respiration from a tropical forest ecosystem: Partitioning of

- sources and low carbon use efficiency, *Ecol. Appl.*, 14, S72-S88.
- Cox, P. M., R. A. Betts, C. D. Jones, S. A. Spall, and I. J. Totterdell (2000), Acceleration of global warming due to carbon cycle feedbacks in a coupled climate model, *Nature*, 408, 184-187.
- Dantas M, Phillipson J (1989) Litterfall and Litter Nutrient Content in Primary and 544 Secondary Amazonian Terra Firme Rain-Forest. *Journal of Tropical Ecology*, 5, 27-36.
- Falloon P, Jones CD, Cerri CE, et al (2007) Climate change and its impact on soil and vegetation carbon storage in Kenya, Jordan, India and Brazil. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 122, 114-124.
- Feely RA, Takahashi T, Wanninkhof R, McPhaden MJ, Cosca CE, Sutherland SC, Carr ME (2006) Decadal variability of the air-sea CO₂ fluxes in the equatorial Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 111, C08S90.
- Friedlingstein P, Cox P, Betts R, et al (2006) Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the (CMIP)-M-4 model intercomparison. *Journal of Climate*, 19, 3337-3353.
- Fung I, Field CB, Berry, R. A., M. Williams, JA, et al (1997) Carbon 13 exchanges between the atmosphere and biosphere. *Global Biogeochemical Cycles*, 11, 507-533.
- Glaser B, Haumaier L, Guggenberger G, Zech W (2001) The 'Terra Preta' phenomenon: a model for sustainable agriculture in the humid tropics. *Naturwissenschaften*, 88,37-41.
- Holmes KW, Chadwick OA, Kyriakidis PC, de Filho EPS, Soares JV, Roberts DA (2006) Large-area spatially explicit estimates of tropical soil carbon stocks and response to land-cover change. *Global Biogeochemical Cycles*, 20, GB3004.
- Holmes KW, Roberts DA, Sweeney S, Numata I, Matricardi E, Biggs TW, Batista G, 570 Chadwick OA (2004) Soil databases and the problem of establishing regional biogeochemical trends. *Global Change Biology*, 10, 796-814.
- Jenny H (1947) *Factors of Soil Formation*. Johnson MS, Lehmann J, Selva EC, Abdo M, Riha S, Couto EG (2006) Organic carbon fluxes within and streamwater exports from headwater catchments in the southern Amazon. *Hydrological Processes*, 20, 2599-2614.
- Keller M, Palace M, Asner GP, Pereira R, Silva JNM (2004) Coarse woody debris in undisturbed and logged forests in the eastern Brazilian Amazon. *Global Change Biology*, 10, 784-795.
- Knorr W, Prentice IC, House JI, Holland EA (2005) Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature*, 433, 298-301.
- Lehmann, J., M. Silva Cravo, and W. Zech (2001), Organic matter stabilization in a Xanthic Ferralsol of the central Amazon as affected by single trees: Chemical characterization of density, aggregate, and particle size fractions, *Geoderma*, 99, 147-168.
- Lehmann, J., D. C. Kem, B. Glaser, and W. I. Woods (2003), *Amazonian Dark Earths: Origin, Properties, Management*, 523 pp., Kluwer Acad., Dordrecht, Netherlands.
- Luizao FJ, Schubart H.O.R (1987) Litter Production and Decomposition in a Terra-Firme Forest of Central Amazonia. *Experientia*, 43, 259-265.
- Luizao RCC, Luizao FJ, Paiva R.Q, Monteiro TF, Sousa LS, Kruijt B (2004) Variation of carbon and nitrogen cycling processes along a topographic gradient in a central Amazonian forest. *Global Change Biology*, 10, 592-600.
- Martius C., H. Hofer, M. V. B. Garcia, J. Rombke, and W. Hanagarth (2004), Litterfall, litter stocks and decomposition rates in rainforest and agroforestry sites in central Amazonia, *Nutr. Cycl. Agroecosyst.*, 68, 137-154.
- McClain, M. E., J. E. Richey, J. A. Brandes, and T. P. Pimentel (1997), Dissolved organic matter and terrestrial-lotic linkages in the central Amazon basin of Brazil, *Global Biogeochem. Cycles*, 11,295-311.
- Melo, A. W. F. (2003), Avaliação do estoque e composição isotópica do carbono do solo no Acre, M.S. thesis, 74 pp., University of São Paulo, Piracicaba, SP.
- Moraes, J. L., C. C. Cerri, J. M. Melillo, D. Kicklighter, C. Neill, D. L. Skole, and P. A. Steudler (1995), Soil carbon stocks of the Brazilian Amazon basin, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 244-247.
- Neill, C., and E. A. Davidson (1999), Soil carbon accumulation or loss following deforestation for pasture in the Brazilian Amazon, in *Global Climate Change and Tropical Ecosystems*, edited by R. Lal, J. M. Kimble, and B. A. Stewart, pp. 197-212, CRC Press, Boca Raton, Fla.
- Nepstad, D. C., et al. (1994), The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of

- Amazonian forests and pastures, *Nature*, 372,666-669.
- Oliveira, R. S., L. Bezerra, E. A. Davidson, F. Pinto, C. A. Klink, D. C. Nepstad, and A. Moreira (2005), Deep root function in soil water dynamics in *cerrado savannas of central Brazil*, *Funct. Ecol.*, 19, 574-581.
- Palace, M., M. Keller, and H. Silva (2008), Necromass production: Studies in undisturbed and logged Amazon forests, *Ecol. Appl.*, 18, 873-884.
- Parton, W., et al. (2007), Global-scale similarities in nitrogen release patterns during long-term decomposition, *Science*, 315, 361-364.
- Paul, E. A., R. F. Follett, S. W. Leavitt, A. Halvorson, G. A. Peterson, and D. J. Lyon (1997), Radiocarbon dating for determination of soil organic matter pool sizes and dynamics, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61,1058-1067.
- Paul, S., H. Follet, E. Veldkamp, and M. Lopez-Ulloa (2008), Stabilization of recent soil carbon in the humid tropics following land use changes: Evidence from aggregate fractionation and stable isotope analyses, *Biogeochemistry*, 87, 247-263.
- Remington, S. M., B. D. Strahm, V. Neu, J. E. Richey, and H. B. da Cunha (2007), The role of sorption in control of riverine dissolved organic carbon concentrations by riparian zone soils in the Amazon basin, *Soil Sci.*, 172,279191.
- Rice, A. H., et al. (2004), Carbon balance and vegetation dynamics in an old-growth Amazonian forest, *Ecol. Appl.*, 14, S55-S71.
- Richey, J. E., J. M. Melack, A. K. Aufdenkampe, V. M. Ballester, and L. L. Hess (2002), Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂, *Nature*, 416, 617-620.
- Rolim, S. G., R. M. Jesus, H. E. Nascimento, H.T.Z. do Couto, and J. Q. Chambers (2005), Biomass change in an Atlantic tropical moist forest: The ENSO effect in permanent sample plots over a 22-year period, *Oecologia*, 141, 238 - 246.
- Ryan, M. G. (1991), A simple method for estimating gross carbon budgets for vegetation in forest ecosystems, *Tree Physiol.*, 9, 255-266.
- Salimon, C. I., E. A. Davidson, R. L. Victoria, and A. W. F. Melo (2004), CO₂ flux from soil in pastures and forests in south western Amazonia, *Global Change Biol.*, 10, 833-843.
- Sanchez, P. A., and S. W. Buol (1975), Soils of the tropics and world food crisis, *Science*, 188, 598-603.
- Saniotti, T. M., L. A. Martinelli, R. Victoria, S. E. Trumbore, and P. B. Camargo (2002), Past vegetation changes in Amazon Savannas determined using carbon isotopes of soil organic matter, *Biotropica*, 34,2-16.
- Schimel, D. S., B. H. Braswell, E. A. Holland, R. McKeown, D. S. Ojima, T. H. Painter, W. J. Parton, and A. R. Townsend (1994), Climatic, edaphic, and biotic controls over carbon storage and turnover in soils, *Global Biogeochem Cycles*,8,279-293.
- Selva, E. C., E. G. Couto, M. S. Johnson, and J. Lehmann (2007), Litterfall production and fluvial export in headwater catchments of the southern Amazon, *J. Trop. Ecol.*,23,329 -335.
- Shang, C., and H. Tiessen (1991), Organic matter lability in a tropical oxisol: Evidence from shifting cultivation, chemical oxidation, particle size, density, and magnetic fractionations, *Soil Sci.*, 162,795-807.
- Silver, W. L., A. W. Thompson, M. E. McGroddy, R. K. Vamer, J. D. Dias, H. Silva, P. M. Crill, and M. Keller (2005), Fine root dynamics and trace gas fluxes in two lowland tropical forest soils, *Global Change Biol.*, 11,290 - 306.
- Stephens, B. B., et al. (2007), Weak northern and strong tropical land carbon uptake from vertical profiles of atmospheric CO₂, *Science*, 316, 1732-1735.
- Telles, E. D. C., P. B. de Camargo, L. A. Martinelli, S. E. Trumbore, E. S. da Costa, J. Santos, N. Higuchi, and R. C. Oliveira (2003), Influence of soil texture on carbon dynamics and storage potential in tropical forest soils of Amazonia, *Global Biogeochem., Cycles*, 17(2), 1040, doi: 10.1029/2002GB001953.
- Thompson, M. V., J. T. Randerson, C. M. Malmstrom, and C. B. P. B. de Camargo, Laboratory of Isotope Ecology, CENA USP, Field (1996), Change in net primary production and heterotrophic respiration: How much is necessary to sustain the terrestrial carbon sink?, *Global Biogeochem. Cycles*, 10,711-726.
- Tiessen, H., E. Cuevas, and P. Chacon (1994), The role of soil organic matter in sustaining soil fertility, *Nature*, 371,783-785.
- Trumbore, S. (2000), Age of soil organic matter and soil respiration: Radiocarbon constraints on

belowground C dynamics, *Ecol. Appl.*, 10, 399 - 411.

Trumbore, S. (2006), Carbon respired by terrestrial ecosystems-Recent progress and challenges, *Global Change Biol.*, 12, 141-153.

Trumbore, S. E., E. A. Davidson, P. B. de Camargo, D. C. Nepstad, and L. A. Martinelli (1995), Belowground cycling of carbon in forests and pastures of eastern Amazonia, *Global Biogeochem. Cycles*, 9, 515-528.

Trumbore, S., E. S. da Costa, D. C. Nepstad, P. B. de Camargo, L. A. Martinelli, D. Ray, T. Restom, and W. Silver (2006), Dynamics of fine root carbon in Amazonian tropical ecosystems and the contribution of roots to soil respiration, *Global Change Biol.*, 12, 217-229.

Veldkamp, E., and A. M. Weitz (1994), Uncertainty analysis of the ¹³C method in soil organic matter studies, *Soil Biol. Biochem.*, 26(2), 153-160.

Vieira, S., et al. (2004), Forest structure and carbon dynamics in Amazonian tropical rain forests, *Oecologia*, 140, 468 - 479.

Vieira, S., S. Trumbore, P. B. de Camargo, D. Selhorst, J. Q. Chambers, N. Higuchi, and L. A. Martinelli (2005), Slow growth rates of Amazonian trees: Consequences for carbon cycling, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 102, 18, 502-18, 507.

Volkoff, B., and C. C. Cerri (1987), Carbon isotopic fractionation in subtropical Brazilian grassland soils - Comparison with tropical forest soils, *Plant Soil*, 102, 27-31.

Woods, W. I. (2003), Development of anthroposol research, in *Amazonian Dark Earths: Origin, Properties, Management*, edited by J. Lehmann et al., pp. 3-14, Springer, Dordrecht, Germany.

Wynn, J. G., and M. I. Bird (2007), C₄-derived soil organic carbon decomposes faster than its C₃ counterpart in mixed C₃/C₄ soils, *Global Change Biol.*, 13, 2206-2217.

Tradução: Ivani Pereira

Copyright © 2010 American Geophysical Union, Washington, D.C., USA. All rights reserved.

These materials are protected by the United States Copyright Law, International Copyright Laws and International Treaty Provisions.

Estes materiais são protegidos pela Lei de Direitos Autorais dos Estados Unidos, por Leis Internacionais de Direitos Autorais e Disposições de Tratados Internacionais.

P. B. de Camargo, Laboratório de Ecologia de Isótopos, CENA/USP, Piracicaba, SP 13416-000, Brasil. (pcamargo@cena.usp.br).

S. Trumbore, Department of Earth System Science, University of California, Irvine, CA 92697-3100, USA. (setrumbo@uci.edu).

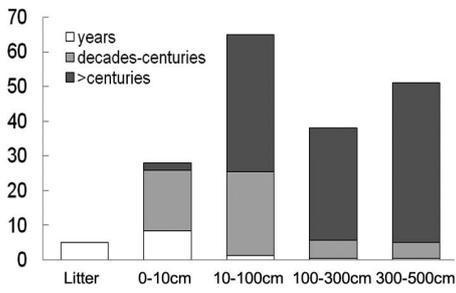


Figure 1

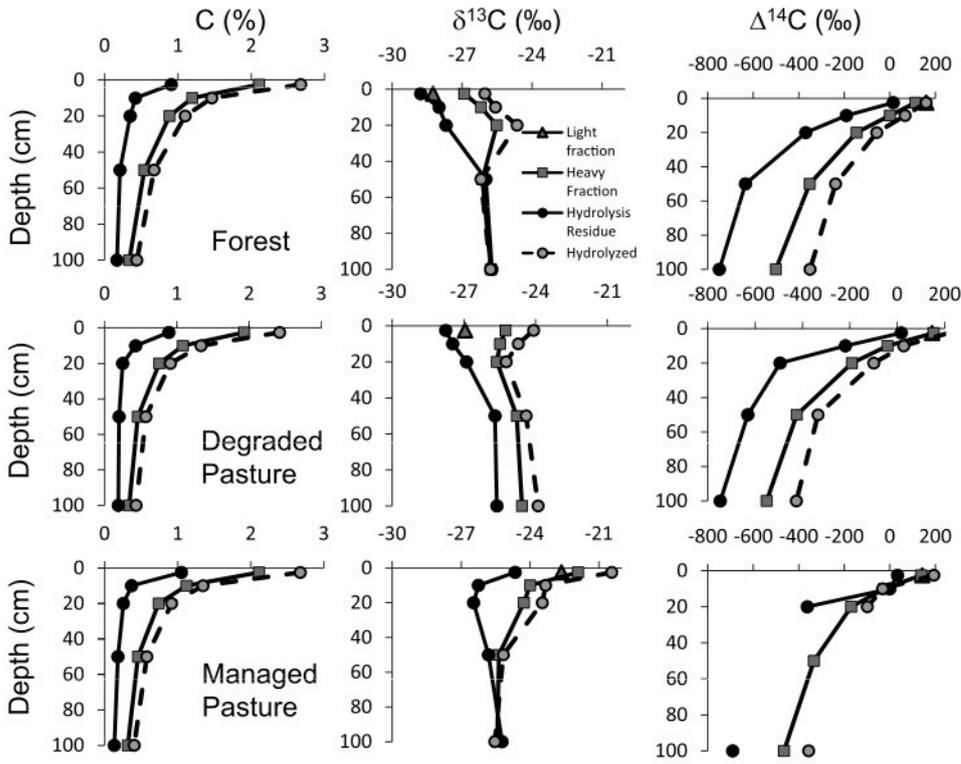


Figure 2

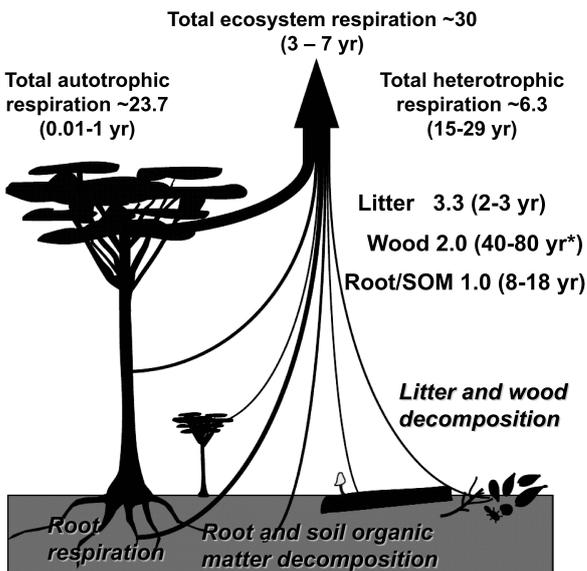


Figure 3

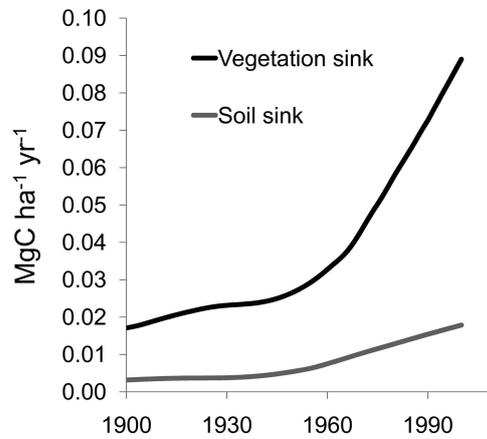


Figure 4