

## O Balanço do Carbono Regional

R. A. Houghton

*Woods Hole Research Center, Falmouth, Massachusetts, EUA*

Manuel Gloor and Jon Lloyd

*School of Geography, University of Leeds, Leeds, Reino Unido*

Christopher Potter

*Ecosystem Science and Technology Branch,*

*NASA Ames Research Center*

*Moffett Field, California, EUA*

Várias abordagens têm sido usadas para inferir se a Amazônia é uma fonte ou sumidouro de carbono. Abordagens descendentes baseadas em cálculos inversos com concentrações de CO<sub>2</sub> e modelos de transporte atmosférico são problemáticos devido à escassez de amostras de ar e delimitações insuficientes do transporte atmosférico regional. Medições diretas de mudanças na biomassa acima da terra sugerem um sumidouro líquido em florestas maduras, mas as controvérsias permanecem. Medições diretas de fluxo de CO<sub>2</sub> com a técnica de covariância de vórtices indicam que as florestas tanto podem ser fontes como sumidouros de carbono, dependendo, em parte, de quando tenha ocorrido o último distúrbio. Essas medições de fluxo podem ser extrapoladas através do tempo e espaço com modelos de ecossistemas baseados em processos fisiológicos, mas muitos modelos deixam de reproduzir até mesmo o sinal correto de balanço de carbono observado sazonalmente em algumas florestas. Modelos baseados em mudanças estruturais da floresta, causadas por distúrbios antropogênicos (ex., desmatamento para pastagem) ou naturais e recuperação, calculam consistentemente as emissões líquidas de carbono, emissões essas que podem ser produzidas pelo aumento de biomassa observado em parcelas de longo prazo em florestas maduras. Sistemas aquáticos são quase neutros com relação ao carbono, com influxos de florestas sazonalmente inundadas e gramíneas que respondem pelo efluxo medido. Juntas, essas diferentes abordagens, que frequentemente consideram componentes diferentes do ciclo do carbono regional, sugerem que a Amazônia tem sido, em média, quase neutra com relação ao carbono ao longo da última década, embora constitua uma pequena fonte durante eventos de El Niño.

### 1. INTRODUÇÃO

Este capítulo diz respeito a duas questões: Qual é o balanço de carbono da Amazônia, e por que (ou seja, quais são os processos responsáveis pelas fontes e sumidouros de carbono na região)? Os processos compreendem duas grandes categorias. A primeira inclui processos metabólicos ou

fisiológicos, fotossíntese, respiração, decomposição, relações aquáticas, processos que respondem aos determinantes ambientais, tais como a luz, umidade, temperatura, concentrações de CO<sub>2</sub> e nutrientes. A segunda e ampla categoria de processos inclui distúrbios e regeneração, incluindo os efeitos antropogênicos diretos (ex., desmatamento para pastagem), os naturais, e os efeitos antropogênicos indiretos (por exemplo, o fogo).

Ao discutir se a Amazônia é uma fonte ou sumidouro de carbono, este capítulo primeiramente se concentra nos resultados de duas abordagens sob uma perspectiva atmosférica: (1) cálculos inversos baseados em variações espaciais e temporais nas concentrações de CO<sub>2</sub> atmosférico e modelos de transporte atmosférico e (2) balanços da coluna de ar do carbono atmosférico baseados em perfis verticais de CO<sub>2</sub> sobre a região. Os resultados dessas abordagens são ambíguos no que se refere ao fato de a Amazônia ser uma fonte ou sumidouro de carbono. As seções subsequentes consideram medições baseadas em solo: medições de longo prazo de fluxo de CO<sub>2</sub> da biomassa florestal em parcelas permanentes por meio de covariância de vórtices turbulentos e medições da dinâmica do carbono em sistemas aquáticos. Embora os resultados das medições de covariância de vórtices turbulentos sejam difíceis de extrapolar para regiões mais amplas, eles são úteis para construir modelos com base em processos fisiológicos que, por sua vez, são usados para estimar fontes e sumidouros de carbono em resposta às variáveis ambientais. Os modelos são também usados para calcular fontes e sumidouros de carbono que resultam de distúrbios e regeneração.

Na última seção, apresentamos os resultados das observações e modelos com o objetivo de responder a duas questões: Qual é o balanço líquido de carbono? e Quais são os mecanismos responsáveis? Mais especificamente, procuramos identificar e quantificar as fontes e sumidouros de carbono às quais se atribuem as respostas metabólicas à mudança ambiental, e aquelas às quais se atribuem o distúrbio e os processos de regeneração.

## 2. BALANÇO DE CARBONO DE REGIÕES AMAZÔNICAS: ESTIMATIVAS A PARTIR DA ATMOSFERA

### 2.1. *Estimativas globais por cálculos inversos: O que nos contam os dados da concentração atmosférica sobre o balanço de carbono na Amazônia?*

Em muitos estudos, os fluxos de carbono em larga escala são inferidos a partir de dados de concentração atmosférica e modelagem inversa de transporte atmosférico, mas os métodos subjacentes à inversão variam substancialmente e os resultados são conflitantes. O princípio básico da abordagem é inferir fluxos de superfície a partir da acumulação ou diminuição de CO<sub>2</sub> no ar acima da região de interesse. Se o movimento do ar que atua no campo de concentração de CO<sub>2</sub> puder ser determinado, deveria ser possível inferir a força do fluxo de superfície, localização e curso de tempo. O transporte atmosférico pode ser simulado bem realisticamente por integração numérica da equação do transporte com dados derivados de observações regulares em todo o mundo sobre o estado da atmosfera (ex., ventos, massas de ar). Entretanto, esses modelos não são perfeitos. Particularmente problemática é a representação de processos que operam em escalas espaciais menores do que a escala usada para a discretização da equação do transporte [ex., *Peters et al.*, 2004; *Gloor et al.*, 2007].

As concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub> são atualmente medidas em aproximadamente 50 estações operadas pelo CMD da NOAA e em um menor número de outras redes de medições conduzidas pela Divisão da CSIRO (Austrália), University of Heidelberg (Alemanha), University of Tokio, National Institute for Environmental Studies (NIES), Tsukuba, Japão, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (França) e Max-Planck Institute for Biogeochemistry (Alemanha). Até o final do ano 2000, essas medições regulares foram feitas predominantemente em regiões remotas da superfície da Terra. As localizações das estações foram escolhidas de modo a evitar fluxos com grandes e rápidas variações, tais como as decorrentes de fotossíntese e respiração no solo, e da queima de combustível fóssil e da manufatura de cimento. Outra limitação tradicional da amostragem de concentração atmosférica tem sido

a falta de informações na dimensão vertical, que não apenas são necessárias para caracterizar o campo de CO<sub>2</sub>, mas também essenciais para validar e calibrar o transporte no modelo. Por reconhecer essas deficiências, foi iniciada a amostragem contínua de perfil vertical denso e em altas torres nos últimos anos nos Estados Unidos, Europa, Japão e Rússia, e em menor extensão na América do Sul. Como esses dados são muito recentes, suas implicações somente agora estão sendo investigadas, conforme discutidas abaixo. Embora tenha havido um enorme avanço na expansão do número de estações de amostragem de ar, permanecem importantes lacunas na rede e mais particularmente nas regiões tropicais, onde a amostragem é ainda muito esparsa.

Geralmente a deficiência na abordagem de inversões atmosféricas que explicam a variação nas estimativas são as seguintes: (1) as estimativas de fluxo tendem a ser altamente sensíveis aos vieses e incertezas nos dados e transporte modelado; (2) A atmosfera foi e ainda é subestimada; (3) Dados para calibrar o transporte em modelos foram e ainda são esparsos; (4) A covariância de transporte e fluxos de superfície (o “efeito retificador”) [Denning et al., 1995] é uma grande incerteza nessas análises.

Em razão de os dados dos trópicos serem muito esparsos e por isso nem sempre ser possível obter a resolução de diferentes áreas nos trópicos, focalizamos principalmente as estimativas de fluxo de áreas tropicais como um todo ao invés da Bacia Amazônica (ou América do Sul tropical).

Estudos anteriores de Keeling et al. [1989] e Tans et al. [1990] concluíram que há uma fonte substancial em latitudes médias do Hemisfério Norte. Keeling et al. [1989] atribuíram o sumidouro a oceanos, enquanto Tans et al. [1990] atribuíram à terra. Estimativas independentes de fluxos terrestres e marítimos nessa época eram bem incertas. Estudos subsequentes foram inconclusivos [Fan et al., 1998; Bousquet et al. 2000], e então a comunidade científica iniciou esforços para avaliar a dependência do modelo de estimativas de fluxo baseada em inversão. Esse esforço (Atmospheric Tracer Transport Model Intercomparison Project (TANS-COM3)) resultou em uma publicação que é citada [Gurney et al., 2002] com frequência. Após os estudos de Fan et al., 1998, 1999, os fluxos terrestres e marítimos anteriores (definidos abaixo) basearam-se em compilações de diferenças parciais

na pressão e em uma formulação de troca gasosa bruta [Takahashi et al., 1999]. Embora isso tenha sido o melhor que se poderia fazer naquela época, as parametrizações globais de troca bruta são inerentemente incertas. O uso de informações anteriores é uma tentativa para reduzir as incertezas da abordagem. Contudo que as conjecturas anteriores sejam baseadas em dados e as variâncias e covariâncias das incertezas possam ser racionalmente estimadas, essa abordagem é razoável. Entretanto, em geral, a regularização que utiliza as estimativas anteriores não seguiu esses princípios.

Desde o estudo de Gurney et al. [2002], essa área de estudo tem feito vários avanços. Um deles foi a estimativa de fluxos gasosos atmosféricos e oceânicos e padrões baseados em modelos e dados de interior de oceano [Gloor et al., 2003; Mikaloff-Fletcher et al., 2007]. Uma segunda amostragem atmosférica da troposfera a 8 km sobre os continentes foi iniciada principalmente em latitudes médias do Hemisfério Norte (North American Carbon Plan, Aerocarb, NIES Tsukuba). Além disso, dada a necessidade de corrigir o problema (ver item 4 acima) e o interesse na variação interanual da taxa de crescimento atmosférico, foram iniciados estudos de modelagem inversa para resolver fluxos em escalas de tempo mensais e mais curtas [Rayner et al., 1999; Bousquet et al., 2000; Rödenbeck et al., 2003; Baker et al., 2006] (estudo de intercomparação de nível 2 do TRANS-COM3). O avanço seguinte da metodologia foi a análise de Jacobson et al. [2007], que combinou dados de interior oceânico e atmosféricos acoplados em uma inversão média anual usando todo o conjunto de 12 modelos de inversão atmosférica do TRANSCOM3.

O estudo final a que nos referimos aqui é o de Stephens et al. [2007], que avaliou as implicações das medições do perfil vertical sobre os continentes (predominantemente o Hemisfério Norte) usando simulações e resultados no nível 2 do TRANSCOM3. Com base nesses novos dados, Stephens et al. [2007] conseguiram selecionar um subconjunto do conjunto de modelos do nível 2 do TRANSCOM3, que simulou mais eficientemente os perfis verticais existentes de CO<sub>2</sub>. Os fluxos estimados pelo subconjunto de modelos selecionados difere da média do nível 2 do TRANSCOM3 (Tabela 1). Em nossa compilação (Tabela 1) relatamos também os resultados do nível 1 do TRANSCOM3 do subgrupo de modelos selecionados

pelo estudo de Stephens et al., resultados que realmente irradiam uma luz de certa forma diferente aos resultados publicados por Stephens et al. [2007].

**Tabela 1.** Desmembramento das estimativas dos fluxos terra-atmosfera em três zonas a partir de vários estudos de inversão de transporte atmosférico.<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Os valores são dados em  $\text{Pg C a}^{-1}$ . A convenção do sinal é que um fluxo positivo é direcionado à atmosfera. Números entre parênteses são fluxos determinados *a priori* naquelas inversões que usam prioridades Bayesianas para regularizar os cálculos. Parênteses vazios indicam que fluxos determinados a priori foram usados, mas não podem ser inferidos da publicação em questão. TM3, UCI, e JMA referem-se a modelos de transporte com traçador específico [ver Gurney et al., 2002], T3L1 refere-se aos resultados do nível 1 do experimento TRANSCOM (baseado em dados de média anual), e T3L2 refere-se aos resultados do nível 2 do TRANSCOM (baseado em dados de média mensal). Stephen et al. [2007] determinaram um subconjunto de modelos de transporte mais compatível com dados recentes de perfil vertical não incluídos em inversões TRANSCOM. Relatamos os resultados desse subconjunto e também do modelo de transporte TM3 separadamente, e com ambos, o T3L1 e T3L2.

<sup>b</sup> Calculado por Gloor, de Gurney et al. [2003].

<sup>c</sup> Não foram incluídos os fluxos do Hemisfério Sul porque Stephen et al. [2007] relatam apenas estimativas de fluxos terrestres do trópicos e do Hemisfério Norte (ver p. 1734).

Antes de discutirmos as estimativas de balanço de carbono em si mesmas, observamos que há uma variação interanual significativa de fluxos entre áreas tropicais e a atmosfera (Figura 1).

**Figura 1.** Estimativa de fluxos da América do sul tropical para a atmosfera, baseada em dados atmosférica e modelagem de inversão por Rödenbeck et al. [2003]. Os diferentes sombreados correspondem a estimativas baseadas em diferentes redes de estação com registros que cobre todo o período de fluxos estimados.

Cabe notar que a América do Sul parece dominar a variabilidade interanual global na taxa de crescimento atmosférico, pelo menos de acordo com o estudo de Rödenbeck et al. [2003]. Além disso, essas “anomalias” nos fluxos interanuais estão relacionadas às anomalias climáticas associadas ao El Niño-Oscilação Sul (ENOS),

particularmente sobre a Bacia Amazônica. Evidências independentes de grandes variações nos fluxos de área tropical vêm de dados de  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$  e  $\text{H}_2$  atmosféricos [ex., Langenfelds et al., 2002].

A grande variabilidade interanual desses fluxos, intimamente associada ao ENOS, implica que a geração de um balanço adequado do período deveria incluir várias fases do El Niño/La Niña. Infelizmente, esse último requisito é cumprido apenas parcialmente pelos estudos de inversão discutidos aqui (Tabela 1). Todos esses estudos cobrem o período de janeiro de 1992 a dezembro de 1996 (o estudo de Rödenbeck et al. [2003] também cobre o período de janeiro de 1996 a dezembro de 1999). Conforme mostrado na Figura 1, o período contém ambas as fases, do El Niño e da La Niña. Portanto, é provável que as estimativas não estejam dominadas por nenhuma delas, mas até certo ponto, fornecem uma média “climatológica”.

De acordo com o estudo de Gurney et al. [2002], baseado em 12 modelos diferentes e médias anuais, há um significativo sumidouro terrestre no Hemisfério Norte, enquanto as áreas tropicais, incluindo a Bacia Amazônica, emitem quantidades significativas de carbono para a atmosfera. O estudo de Jacobson et al. [2007] de modo geral mostra resultados similares, um forte sumidouro no Hemisfério Norte e uma fonte estatisticamente significativa originária de áreas tropicais e Hemisfério Sul combinados. Isso não é surpreendente, uma vez que ambos os estudos usaram o mesmo conjunto de 12 modelos de transporte do TRANSCOM2, nível 1 (há três níveis no TRANSCOM3; cálculos do nível 1 usam dados de média anual para estimar média anual de fluxos; cálculos do nível 2 usam dados mensais para estimar fluxos mensais; cálculos do nível 3 são, exceto para o período de tempo fixado, um “protocolo aberto”, isto é, o método de inversão e a seleção de dados são selecionados pelo investigador). O fluxo do estudo de Jacobson et al. [2007] podem, no entanto, ser considerados de mais peso, uma vez que foram usados fluxos mais realísticos de ar e mar e nenhum dado anterior sobre fluxos terrestres foi empregado.

Outros estudos chegaram a conclusões de certa forma diferentes. A análise de Stephens et al. [2007] descrita acima, reduziu o conjunto de 12 modelos do TRANSCOM3 aos 3 modelos que parecem exibir as menores distorções no

transporte. Essa seleção de modelo implica uma fonte levemente reduzida nos trópicos e um sumidouro reduzido em latitudes médias do norte quando focaliza inversões de médias anuais (TRANSCOM3, nível 1). Por outro lado, ao se aplicar o mesmo critério de seleção ao conjunto do modelo de nível 2 do TRANSCOM3 (que resolve os fluxos mensalmente e não anualmente), as áreas tropicais se mostraram neutras em carbono, com forte redução do sumidouro do Hemisfério Norte. Esse resultado é qualitativamente similar àquele encontrado por dois outros estudos de inversão que usaram inversões mensais [Rödenbeck *et al.*, 2003], exceto que este último sugeriu um sumidouro terrestre de maior extensão.

Aparentemente, os resultados de inversões de médias anuais diferem de inversões que resolvem os fluxos mensalmente com ou sem seleção de modelo baseada em novos dados de perfil vertical. Uma razão provável parece ser o papel desempenhado pelo termo de correção aplicado em inversões de médias anuais (embora não aplicado a inversões mensais). Por outro lado, a diferença entre resultados baseados em inversões de médias mensais versus anuais não parece estar muito relacionada ao modelo de transporte específico usado. As inversões anuais baseadas no modelo de transporte TM3 diferem significativamente dos resultados de inversão de média mensal. Em resumo, o balanço do Hemisfério Norte versus sumidouros terrestres tropicais e, conseqüentemente, o balanço de carbono da Amazônia a partir da limitação da concentração atmosférica, permanece não conclusivo.

Dados recentes de perfil vertical permitem não apenas a modelagem tradicional de inversão, mas também uma abordagem direta muito mais simples que faz uso mais direto do principal limitador da atmosfera: a acumulação de constituintes dentro de um volume de ar acima de uma fonte de superfície. Esse enfoque mais direto simplesmente equilibra o influxo e o efluxo de ar no volume total de ar acima da região em questão [Crevoisier *et al.*, 2006].

**Figura 1.** Estimativas de fluxos para a América do Sul e desta para a atmosfera, baseadas em dados atmosféricos e modelagem inversa de Rödenbeck *et al.* [2003]. Os diferentes sombreados correspondem às estimativas baseadas em diferentes redes de estação

com registros que cobrem todo o período para os quais os fluxos estão sendo estimados.

O método faz uso das propriedades integrantes de fluxo da atmosfera e é insensível aos vieses e correção de transporte vertical, diferentemente da modelagem tradicional de transporte inverso. Recentemente, foi aplicado à América do Norte (Crevoisier *et al.*, Robust carbon balance of contiguous North America 2004 – 2006 based on novel atmospheric data and methods, in preparation) como parte do North American Carbon Plan. De nossa perspectiva, isso fornece evidência de que a propriedade integrante do fluxo da atmosfera pode ser explorada com sucesso. Entretanto, isso é verdade apenas se dados adequados de perfil vertical estiverem disponíveis. Seriam necessários cerca de 5 a 10 sítios regulares de perfil vertical através da Amazônia, complementados por estações de referência à superfície ao longo da costa oeste.

## 2.2. Estimativas Regionais

A partir de medições repetidas de concentrações de CO<sub>2</sub> dentro e acima da camada limite atmosférica é possível derivar fluxos líquidos de superfície de áreas razoavelmente grandes, da ordem de 1.000 km<sup>2</sup> [Wofsy *et al.*, 1988; Raupach *et al.*, 1992; Raupach e Finnigan, 1995; Kuck *et al.*, 2000; Lloyd *et al.*, 2001, 2007; Laubach e Fristch, 2002]. Variantes dessa técnica foram aplicadas em quadro ocasiões para obter estimativas de balanço regional de carbono da Amazônia: por meio de perfis de balão cativo [Culf *et al.*, 1999; Kuck *et al.*, 2000]; considerando diferenças diurnas na forma e valores integrados de perfis verticais de CO<sub>2</sub> a partir de medições aéreas, mesmo quando feitas em dias diferentes [Chou *et al.*, 2002]; e por sequências de voos planejados e análise de perfis verticais de CO<sub>2</sub> obtidos conjuntamente com estimativas derivadas de modelos de outros parâmetros importantes conhecidos por influenciar os fluxos derivados de superfície, tais como a velocidade vertical líquida de massas de ar que ocorrem nos momentos da medição e a consideração de efeitos advectivos potenciais [Lloyd *et al.*, 2007].

Em todos os casos, as análises têm se limitado aos períodos de dias ou meses com validação de quaisquer conclusões também não clara em razão de considerações metodológicas e de uma exigência para formular pressuposições a partir de validação desconhecida. Por exemplo, Chou *et al.*

[2002] interpretaram tanto a magnitude como um todo quanto o padrão diurno de seus cálculos de balanço de CO<sub>2</sub> a partir de uma reanálise de medições históricas por aeronaves sobre a Amazônia como indicativas de uma influência significativa de emissões líquidas de CO<sub>2</sub> de várzeas, rios e florestas inundadas. Entretanto, tal conclusão exigiu a pressuposição de que um padrão temporal uniforme de convecção diurna existia de modo a não distorcer a interpretação das mudanças diurnas em muitos diferentes perfis verticais de CO<sub>2</sub> observados em diferentes dias.

Entretanto, em geral a atividade convectiva está em seu máximo no final do período da tarde e início da noite [Machado et al., 2002, 2004] e por isso tende a “reiniciar” os perfis [Lloyd et al., 1996] com frequência, permitindo que um novo ciclo na atmosfera [CO<sub>2</sub>] se inicie de um ponto de partida diferente antes do evento de tempestade. Uma vez ocorrido o evento convectivo (mais ou menos dissipando qualquer gradiente vertical em CO<sub>2</sub>), os efeitos desse evento convectivo devem continuar a ser observados em todos os perfis de CO<sub>2</sub> identificados na mesma massa de ar ao longo do restante do dia (ou até o próximo evento convectivo).

Do mesmo modo, o estudo de Kuck et al., [2000] ignorou quaisquer efeitos possíveis na velocidade vertical, e mesmo quando tais estimativas foram feitas, estas inevitavelmente vinham de produtos de modelo e não de medições diretas, com quaisquer erros nos valores usados com potencial para grandes efeitos sobre os fluxos derivados dessa maneira [Lloyd et al., 2001, 2007].

Entretanto, mesmo depois que tais erros nos fluxos derivados são considerados, o enfoque aéreo para gerar balanço pode ser útil para verificar, por exemplo, a validação de estimativas baseadas em torres de fluxo de balanços de carbono do ecossistema; o estudo de Lloyd et al. [2007], por exemplo, mostrou que estava ocorrendo uma subestimação significativa de efluxos noturnos de carbono com o uso da técnica de covariância de vórtices em duas torres localizadas acima de floresta tropical perene próximo a Manaus (ver seção 3.2). Kuhn et al. [2007] também aplicaram dados de aeronave para ajudar a avaliar estimativas regionais de fluxos de isopreno de superfície e associaram parâmetros de reação químico-atmosférica da camada limite de superfície.

### 3. BALANÇO DE CARBONO DE FLORESTAS INTACTAS

Várias estimativas de balanço de carbono de florestas amazônicas e cerrado foram feitas ao longo dos últimos 15 anos com a aplicação de dois métodos principais: medições contínuas e diretas de fluxos de carbono usando técnica de covariância de vórtices turbulentos [Grade et al., 1995a, 1995b; 1996; Miranda et al. 1996; Malhi et al., 1998; Carswell et al. 2002; Santos et al., 2003; Saleska et al., 2003; Hutyrá et al., 2007] e estimativas de taxa de mudança na biomassa líquida acima do solo a partir de censos repetidos de parcelas de amostras permanentes [Phillips et al., 1998; Baker et al., 2004; Lewis et al., 2006]. Entretanto, essas duas abordagens para determinar o balanço líquido de carbono de florestas individuais ou parcelas de savana, ambas envolvendo a amostragem de uma área de aproximadamente 1 hectare, mostraram-se controversas. Houve preocupação com respeito às questões metodológicas [Clark, 2002; Saleska et al., 2003; Wright, 2005] e com a validação de resultados de extrapolação de tais estudos para estimar o balanço do carbono da Bacia Amazônica como um todo [Saleska et al., 2003; Chambers e Silver, 2004; Chambers et al., 2004; Wright, 2005]. Nessa última crítica a noção central é a de que todas as florestas estudadas estão se regenerando ou de algum distúrbio de pequena escala (e, portanto, hipotético) não específico, embora comum [Chambers et al., 2004] ou de eventos com mortalidade severa e disseminada [Wright, 2005], tais como o que pode ter ocorrido na grande seca amazônica de 1926 [Williams et al., 2005], ou antes [Keller et al., 1996].

#### 3.1. Quantificação de Balanços de Carbono em Nível de Parcela

O balanço líquido de carbono de qualquer dada área de vegetação e solo pode ser escrito como

$$\frac{dC_E}{dt} = \frac{dC_P}{dt} + \frac{dC_S}{dt} = -N_E = G_P - R_E \quad , \quad (\text{eqn } 1)$$

onde  $C_E$  é a densidade de carbono do ecossistema (tipicamente Mg C ha<sup>-1</sup> ou mol C m<sup>-2</sup>),  $C_P$  é a densidade do reservatório de carbono de planta viva,  $C_S$  é a densidade do reservatório de carbono do solo que também inclui o reservatório de liteira

de plantas mortas (incluindo detritos lenhosos brutos) e  $N_E$  é a taxa de troca líquida do ecossistema, igual à taxa de respiração (planta + solo) do ecossistema ( $R_E$ ) menos a taxa de assimilação líquida de  $CO_2$  através de processos fotossintéticos, este último frequentemente referido como produtividade primária bruta,  $G_p$ , ou GPP.

A taxa de mudança no carbono da planta pode ser expressa como:

$$\frac{dC_p}{dt} = N_p - L_p \quad , \quad (\text{eqn } 2)$$

onde  $N_p$  é a produtividade primária líquida (NPP) do ecossistema (definida como a taxa de crescimento de nova planta), e  $L_p$  representa as perdas do reservatório de carbono de planta viva, sendo equivalente à soma das taxas de queda de liteira, mortalidade herbívora e arbórea. Do mesmo modo para carbono do solo:

$$\frac{dC_s}{dt} = L_p - R_H \quad , \quad (\text{eqn } 3)$$

onde  $R_H$  é a taxa de respiração heterotrófica. As equivalências na equação 1 surgem porque  $R_E = R_p + R_H$  com  $R_p$  sendo a taxa de respiração (de planta) autotrófica e com  $N_p = G_p - R_p$ . Isto é,

$$\frac{dC_p}{dt} + \frac{dC_s}{dt} = N_p - R_H = G_p - R_p - R_H = G_p - R_E = -N_E \quad . \quad (\text{eqn } 4)$$

Em termos das metodologias diferentes aplicadas, as medições de covariância de vórtices turbulentos tentam determinar os balanços de carbono em nível de parcela ao medir a  $NE$  continuamente por um período de um ano ou mais [Saleska et al., neste volume]. Por outro lado, medições de inventário de biomassa fornecem uma estimativa direta de  $dC_p/dt$  ou, mais precisamente, a taxa de mudança dos estoques de carbono de biomassa lenhosa acima do solo entre duas ou mais datas de censos, tipicamente separados por um período de 5 a 10 anos [Phillips et al., neste volume]. Então, quaisquer mudanças de longo prazo nos estoques foliares e radiculares de carbono, bem como nos estoques de carbono de liteira e solo, geralmente não são consideradas em abordagens de inventários de biomassa.

### 3.2. Abordagem de Covariância de Vórtices Turbulentos por Torres

Grace et al. [1995a] usaram uma combinação de medição direta de covariância de vórtices turbulentos [Grace et al., 1995b, 1996] e modelagem [Lloyd et al., 1995] para estimar o balanço de floresta tropical semiperene no sudoeste da Amazônia, inferindo um sumidouro líquido de carbono ( $dC_E/dt$ ) de acerca de  $1,0 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ . Embora consistente com o que se poderia esperar, em termos teóricos, se o aumento atmosférico [ $CO_2$ ] estivesse estimulando o crescimento de árvores de florestas tropicais [Taylor e Lloyd, 1992; Lloyd e Farquhar, 1996], a sugestão de que as florestas chuvosas maduras não devem ser sistemas estáveis gerou controvérsia imediata [Keller et al., 1996], com outros autores argumentando que tanto os regimes de distúrbios de curto quanto os de longo prazo precisavam ser levados em consideração [Clark, 2004, 2007; Chambers et al., 2004] (discutidos na seção 3.3, abaixo). Entretanto, trabalho subsequente do mesmo grupo em uma floresta tropical perene próxima a Manaus sugeriu um sumidouro de carbono ainda maior, de  $5,6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$  [Malhi et al., 1998], que levou Malhi e Grace [2000] a sugerirem que florestas tropicais podem estar sequestrando o equivalente a  $2,0 \text{ Pg C ano}^{-1}$  em uma escala global, efetivamente respondendo pela absorção bruta de carbono terrestre. Vários estudos subsequentes sobre florestas amazônicas têm também inferido que elas representam sumidouros substanciais de carbono [Carswell et al., 2002; Araújo et al., 2002], embora as florestas recentemente perturbadas provavelmente não sejam [Keller e Crill, 2000; Saleska et al., 2003].

Entretanto, cada vez mais tem ficado mais claro a técnica de covariância de vórtices turbulentos produz o que parecem ser, erroneamente, baixas estimativas de taxas de efluxo de dióxido de carbono do ecossistema em noites calmas, mesmo quando as mudanças na quantidade de  $CO_2$  estocada nos limites do dossel [Goulden et al., 1996] são consideradas. Portanto, abaixo de certo limiar de turbulência, passou a ser uma prática mais ou menos comum substituir dados observados por dados simulados de modelo calibrado com medições feitas sob condições de mistura vertical mais forte [Loescher et al., 2005]. Entretanto, balanços anuais estimados de carbono

podem ser drasticamente alterados dependendo do limiar usado da turbulência aparente [Miller et al., 2004]. Portanto, considerar esse efeito não é uma questão direta. Por exemplo, muito embora uma “perda de fluxo” aparente seja observada em noites calmas, tem sido demonstrado que 24-h integrais podem ser independentes do regime noturno de turbulência [Kruijt et al., 2004]. Em tal situação, as correções de perdas de fluxo noturno podem, de fato, não ser apropriadas.

Saleska et al. [2003] sugerem que perdas de fluxo noturno sempre devem ser “corrigidas”. Seu argumento baseia-se, em parte, na observação de que a correção produziu balanços anuais quase idênticos de troca líquida ecossistêmica entre sua torre e uma outra há 20 km de distância. Mas tal lógica está em desacordo com outra conclusão de Saleska et al. [2003] que postula que em seu estudo a floresta era uma fonte significativa de CO<sub>2</sub> para a atmosfera por causa de emissões de CO<sub>2</sub> oriundas quantidades de resíduos lenhosos grossos (CWD) em geral incomuns naquele sítio. Conforme observado por Rice et al. [2004], o sítio amostrado por Saleska et al. [2003] continha cerca de 50% mais CWD do que o sítio com o qual foi feita a comparação [Miller et al., 2004]. Pode ser simplesmente estimado, considerando que outras condições sejam iguais, que isso deve ter causado uma diferença nos balanços como um todo entre os dois sítios de aproximadamente 2 Mg ha<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>.

Outras justificativas para a aplicação de uma dada magnitude de correção noturna às medições de fluxos de vórtices turbulentos são também discutíveis. Por exemplo, Saleska et al. [2003] sugeriram que estimativas similares às medições do balanço regional por covariância de vórtices e medições de inventários de biomassa lenhosa acima do solo fornecem uma outra justificativa. Mas apenas cerca de 0,1 do GP [menos de 0,3 de NP em (2)] de florestas tropicais acaba sendo alocado à produção lenhosa [Malhi et al., 1998; Saleska et al., 2003; Aragão et al., 2009].

Parece-nos, então, que não há um único diagnóstico confiável ou cientificamente defensável para indicar a magnitude correta de quaisquer “correções” a serem aplicadas sob condições de baixa turbulência nos estudos de covariância de vórtices e, portanto, só nos resta concluir que balanços de carbono em nível de parcela estimados pelo método de covariância de vórtices, sejam eles considerados negativo ou positivos, não são

resolvidos com a precisão suficiente que permita produzir estimativas significativas de dCE/dt. O fluxo diurno de CO<sub>2</sub> pode também ser distorcido porque a técnica de covariância de vórtices em geral não fecha o balanço de energia durante o dia [Wilson et al., 2002; Aranibar et al., 2006]. Vistos conjuntamente com a necessidade de se considerar outros fluxos de carbono não medidos pela técnica, tais como aqueles associados às emissões de compostos orgânicos voláteis [Kesselmeier et al., neste volume], fluxos de carbono orgânico dissolvido (COD) e carbono inorgânico (CID) dos sistemas ribeirinhos através do sistema do solo [Richey et al., neste volume], e a drenagem noturna de ar frio [Goulden et al., 2006; Araújo et al., 2007], o potencial principal da técnica de covariância de vórtice seria focalizar mais no entendimento dos determinantes da variabilidade intra-anual e interanual no G<sub>p</sub>, R<sub>p</sub>, e R<sub>H</sub> [ex., Miranda et al., 1997; Saleska et al., 2003; Vourlitis et al., 2005] e também na aquisição de dados para auxiliar a calibração e o desenvolvimento dos modelos de troca de gases no nível do ecossistema [ex., Lloyd et al., 1995; Mercado et al., 2006; Baker et al., 2008; Mercado et al., 2009].

Mesmo nesses casos, a extrapolação significativa de quaisquer parâmetros derivados para escala de toda a bacia pode continuar problemática, uma vez que todas as torres de covariância de vórtices na Floresta Amazônica atualmente estão confinadas aos tipos de solo relativamente inférteis, Oxissolos e Ultissolos distróficos (Ferralsolos e Acrissolos/Alissolos no novo sistema de classificação de solo da World Reference Base). Esses solos ocupam somente cerca de 0,65 da área da Bacia Amazônica com outros tipos de solo, cuja maioria é mais fértil, ocupando os remanescentes 0,35 [Quesada et al., 2009]. Embora tais florestas sejam bem estudadas em termos da dinâmica da biomassa acima do solo [Phillips et al., neste volume], atualmente não dispomos de nenhum conhecimento sobre as magnitudes e a modulação ambiental de taxas de trocas gasosas de seus dosséis. Entretanto, de fato parece possível que devido às concentrações de nutrientes foliares significativamente mais altas [Fyllas et al., 2009; Lloyd et al., neste volume], as propriedades fotossintéticas dessas florestas deveriam ser substancialmente diferentes de suas contrapartidas menos férteis no leste e centro da Amazônia [Mercado et al., 2009]. Conforme

discutido abaixo, as florestas de solos mais férteis parecem estar acumulando carbono em uma taxa mais elevada do que as florestas de solos férteis Ferralssolos e Acrissolos/Alissolos da Amazônia central e oriental.

### 3.3. Abordagem Baseada na Biomassa da Parcela

*Phillips et al.* [1998] relataram primeiramente que a Amazônia e outras florestas tropicais pareciam estar aumentando a biomassa acima do solo (BAS), um resultado que desde então tem sido expandido e refinado por *Baker et al.* [2004], cujo estudo estimou uma taxa de aumento médio dos estoques de carbono da Floresta Amazônica de  $1,22 \pm 0,43 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ . *Baker et al.* [2004] também mostraram que esse aumento na biomassa não era tão uniforme através da Bacia Amazônica mas, ao contrário, parecia muito maior nas florestas maduras em solos mais férteis do oeste da Amazônia, com taxas de acumulação da BAS também especialmente altas em florestas de planícies de inundação holocênicas e em parcelas de planícies de inundação contemporâneas [ver também *Phillips et al.*, neste volume]. Isso sugeriu um sumidouro geral de biomassa acima do solo na Bacia Amazônica de  $0,6 - 0,8 \text{ Pg ano}^{-1}$ .

Entretanto, com relação às medições de covariância de vórtices, esses resultados se mostraram controversos, com possíveis erros e vieses metodológicos provavelmente tendo dado origem a esse aparente aumento da BAS [*Clark, 2004; Wright, 2005*]. Muitas dessas preocupações parecem ter sido discutidas e/ou refutadas [*Phillips et al.*, 2002; *Baker et al.*, 2004; *Lewis, 2006*], e a atenção daqueles que se opuseram filosoficamente à floresta tropical como sumidouro voltou-se mais para a possibilidade de que a rede de amostragem de parcelas permanentes não esteja captando adequadamente as perdas significativas de carbono. Isso foi sugerido como tendo surgido ou como uma consequência não de distúrbios em pequena escala, mas de distúrbios regulares (tais como ocorrem em área da ordem de  $0,1$  a  $1,0 \text{ ha}$  em escala temporal de décadas) que não estão sendo detectados adequadamente pela rede atual, ou porque as taxas atuais de acumulação da BAS meramente refletem a regeneração de florestas devido a distúrbios significativos anteriores [*Keller et al.*, 1996; *Saleska et al.*, 2003; *Chambers et al.*,

2004; *Wright, 2005; Clark, 2007*]. Exemplos de possíveis grandes eventos propostos por esses “catastrofistas” incluem a grande seca de 1926 [*Williams et al.*, 2005] ou mega eventos de El Niño que ocorreram muitos séculos atrás [*Meggers, 1994*].

Tais argumentos são, entretanto, difíceis de justificar mesmo em simples bases quantitativas. Por exemplo, assim como também admitem *Chambers et al.* [2004], se as florestas estão se regenerando de algum tipo de regime de distúrbio, então seria de se esperar que as taxas de crescimento de novos indivíduos arbóreos estivessem diminuindo com o tempo, à medida que o ecossistema se aproximasse de um novo equilíbrio. Mas, como mostrado por *Lewis et al.* [2004], em vários sítios ao longo da Amazônia o que se observa, de fato, é o oposto: as taxas de crescimento de indivíduos arbóreos estão aumentando continuamente. Do mesmo modo, se as taxas de acumulação da BAS atualmente estão em torno de  $0,7 \text{ Pg C a}^{-1}$  ao longo da bacia [*Baker et al.*, 2004] como resultado de regeneração de algum mega distúrbio passado, tal como a seca de 1926 [*Guariguata e Ostertag, 2001*], e se ela vem acumulando biomassa àquela taxa por 80 anos, então a quantidade de carbono liberada daquela seca deve ter sido de no mínimo  $60 \text{ Pg C}$ , o que equivaleria a um aumento de cerca de  $25 \mu\text{mol mol}^{-1}$  de  $\text{CO}_2$  atmosférico global se todo ele tivesse permanecido na atmosfera. É claro que, se tal evento tivesse ocorrido, então muito do carbono liberado teria sido absorvido relativamente rápido pelos oceanos; no entanto, tal liberação maciça de carbono, mesmo se distribuída ao longo de uma década, teria permanecido discernível em registros de testemunhos de gelo do Hemisfério Sul. Nenhum sinal é aparente [*Etheridge et al.*, 1996], e então a noção de que muitas florestas podem estar se regenerando de severas perdas de carbono como consequência do evento de 1926 é insustentável.

*Baker et al.* [2004] apresentam várias outras linhas de argumentação com relação ao por quê de o aumento observado na biomassa florestal não ser um simples artefato e, ao analisar o conjunto de dados mais detalhadamente, *Lewis et al.* [2004] também concluíram que o aumento das taxas de crescimento da floresta em resposta ao aumento contínuo do  $\text{CO}_2$  atmosférico ou da radiação foram as explicações mais plausíveis para esse aumento

da BAS em florestas amazônicas. Esses autores também observaram que, quanto ao aumento da BAS, as taxas de crescimento arbóreo parecem estar sendo estimuladas em maior extensão em florestas mais férteis do oeste da Amazônia. Nem todos os estudos, sejam dentro ou fora da Amazônia, encontram aumento da taxa de crescimento. Mudanças na madeira viva, incluindo recrutamento, mortalidade e crescimento, estavam perto de um estado estável em Manaus, mas acumulando carbono ( $-1,5 \text{ Mg C ha}^{-1}$ ) em Santarém e Rio Branco [Vieira et al., 2004]. Os autores sugeriram que as acumulações estavam relacionadas a distúrbios prévios e, similarmemente, Fischer et al. [2008] recentemente utilizaram um estimulador estocástico baseado em área de distúrbio e recuperação florestal para sugerir que as medições atuais que mostram um aumento da BAS na Amazônia possivelmente sejam, de fato, apenas simples artefatos de amostragem. Ainda que os protocolos de análise de dados e algumas pressuposições fundamentais implícitas na última análise citada possam não ser confiáveis, e uma análise de resultados mais rigorosa com base em dados da rede de parcelas RAINFOR da Amazônia [Phillips et al., neste volume] mostrou mostrado que, em geral, o aumento observado da BAS em florestas amazônicas é certamente quase real [Gloor et al., 2009].

Entretanto, apenas quatro das dez parcelas (16 – 52 ha cada) amostradas ao longo dos trópicos mostraram um aumento significativo da biomassa acima do solo com uma taxa média combinada de  $0,24 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ , valor em média mais baixo do que o relatado para a Amazônia; isso foi atribuído ou a um aumento da disponibilidade da fonte (presumivelmente luz e/ou  $\text{O}_2$ ) ou a uma recuperação de distúrbios anteriores [Chave et al., 2008]. É interessante notar que essa última explicação foi baseada, pelo menos em parte, em taxas de crescimento com aumentos maiores (em termos relativos) para espécies sucessionais tardias com crescimento mais lento. No entanto, é bem possível que espécies de crescimento mais lento com altas demandas respiratórias possam responder mais, proporcionalmente, aos aumentos de  $\text{CO}_2$  do que as de crescimento mais rápido [Lloyd e Farquhar, 1996, 2000] e é também o caso de espécies sucessionais tardias com crescimento sob condições limitadas de luz que devem ser mais responsivas aos aumentos de  $\text{CO}_2$  do que árvores

maiores expostas a níveis mais altos de luz no estrato mais elevado do dossel [Lloyd e Farquhar, 2008]. Portanto, não é necessário incluir a regeneração baseada em distúrbio como explicação dos resultados de Chave et al., [2008], uma vez que são, de fato, consistentes com o que podemos esperar de um estímulo de crescimento no nível do ecossistema com o aumento de  $\text{CO}_2$ . Duas das maiores parcelas (50 ha) examinadas por Chave et al. [2008], uma no Panamá e outra na Malásia, mostraram também taxas de declínio de crescimento arbóreo [Feeley et al., 2007]. As mudanças no crescimento foram relacionadas às mudanças no clima regional: temperatura mínima diária, precipitação e insolação, com aumento de perdas de carbono associado às taxas mais altas de respiração em temperaturas elevadas nos últimos anos foram consideradas a explicação mais plausível. Entretanto, foi demonstrado por Lloyd e Farquhar [2008] que, se as taxas mais altas de respiração de planta fossem consideradas na diminuição do crescimento observado por Feeley et al. [2007], o  $Q_{10}$  da respiração autotrófica seria injustificavelmente alto. Os autores sugeriram que o fechamento estomatal em resposta aos déficits mais altos de pressão do vapor do dossel para o ar em anos mais secos foi uma explicação mais plausível. Na floresta Pasoh na Malásia, pelo menos, a acidificação que acontece atualmente no solo como consequência do aumento crescente das taxas de nitrogênio e poluentes à base de enxofre na região [Lewis et al., 2004] é uma outra causa potencial.

Uma questão interessante é até que ponto o aumento em curso da BAS de florestas amazônicas está associado às mudanças em outros reservatórios de carbono. Ou seja, os resultados de Baker et al. [2004] refletem apenas um componente do termo  $dC_p/dt$  em (1), com mudanças na biomassa foliar e radicular não consideradas. Além disso, os resíduos lenhosos grossos acima do solo (CWD) e o termo  $dC_s/dt$  são totalmente ignorados. É improvável que mudanças significativas na biomassa foliar estejam ocorrendo atualmente nas florestas tropicais porque seus índices de área foliar (IAF) já são muito altos [Lloyd e Farquhar, 1996]. O curto tempo de *turnover* foliar é um argumento contra qualquer acumulação significativa de carbono de longo prazo [Lloyd e Farquhar, 1996]. Esse deve ser também o caso das raízes finas [Lloyd, 1999], para as quais a biomassa

de modo geral nas florestas amazônicas é, em qualquer caso, bem pequena [Aragão *et al.*, 2009]. Com base nos dados disponíveis [Cairns *et al.*, 1997; Mokany *et al.*, 2006], no entanto, de fato parece provável que os estoques de carbono brutos (raiz lenhosa) abaixo do solo devem estar crescendo em cerca de 0,25 a taxa do aumento da BAS, isto é, em torno de 0,3 Mg C ha<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup> ou 0,2 Pg C ano<sup>-1</sup> em escala de bacia.

Por outro lado, os CWD podem não seguir as mudanças na BAS. Em uma floresta próxima a Santarém, Pará, observou-se recentemente um declínio dos CWD enquanto a BAS aumentava [Pyle *et al.*, 2008]. Acreditou-se que isso tenha resultado de um distúrbio recente, o qual transferiu uma fração da BAS para os CWDs. O fluxo líquido de carbono nesse sítio representou uma fonte para a atmosfera, apesar de aumentar a BAS, e a fonte líquida esperada para durar de 10 a 15 anos até o sequestro de carbono na regeneração da BAS foi além em razão da perda anual de CWD em decomposição. A fonte líquida de carbono do ecossistema, apesar da acumulação líquida em BAS, chama a atenção para a importância de se considerar o carbono total.

Se o carbono estiver sendo acumulado na BAS, ele também poderá estar se acumulando no reservatório de carbono do solo [o termo  $dC_s/dt$  em (1)], uma vez que o carbono vivo extra que se acumula acima e abaixo do solo eventualmente deve ser transferido para os reservatórios de liteira e húmus [Lloyd e Farquhar, 1996]. Com base em princípios teóricos sabemos que a magnitude dessa acumulação deve ser dependente da taxa de aumento da mortalidade e queda de liteira da planta em resposta ao crescimento estimulado, o que em si é dependente de  $dC_p/dt$ , bem como do complexo espectro da liteira e tempos de *turnover* do carbono do solo [Lloyd, 1999]. Um curto período de *turnover* de liteira, por exemplo, impediria qualquer acumulação de longo prazo significativa de carbono.

Dados disponíveis sobre diferentes reservatórios de carbono do solo e seus tempos de *turnover* associados são raros, mas Telles *et al.* [2003] usaram análise de isótopo de radiocarbono para calibrar um modelo simples da dinâmica de carbono do solo de alguns solos Ferralssolos e Acrissolos relativamente inférteis da Amazônia central e oriental. Os autores concluíram que uma taxa de aumento na BAS de ~0,5 Mg C ha<sup>-1</sup> deve

estar associada a uma acumulação de carbono de cerca de 0,2 Mg C ha<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>, ainda que não tenham observado nenhuma mudança mensurável nos estoques de carbono orgânico nos últimos 20 anos. Suas taxas simuladas devem ser mais altas para as florestas mais férteis da Amazônia ocidental, onde a BAS está acumulando carbono numa taxa mais rápida [Baker *et al.*, 2004]. Um segundo fator importante que contribui para taxas mais altas de acumulação de carbono nos solos mais férteis da porção ocidental da bacia pode ser as diferenças características da mineralogia da argila entre Ferralssolos e Acrissolos da Amazônia central e oriental, e os Cambissolos e outros tipos de solo mais férteis da porção ocidental da bacia. A grande parte do primeiro tipo é dominada por caulinito [Irion, 1984], incluindo os sítios amostrados por Telles *et al.* [2003]. Por outro lado, refletindo um diferente material de origem bem como diferentes condições de intemperismo (tipicamente menos bem drenados), os solos da Amazônia ocidental são tipicamente predominadas por argilas a 2:1 [Irion, 1984; Quesada *et al.*, 2009], caracterizados por associações mais fortes de matéria mineral orgânica e, conseqüentemente, médias mais longas de tempo de residência [Wattel-Koekkeok *et al.*, 2003] do carbono do solo. Isso significa que, com relação à acumulação de BAS, uma quantidade substancialmente maior de carbono pode, de fato, estar se acumulando nesses solos da Amazônia ocidental, especialmente quando também se considera que muitos desses solos ainda estão sendo intemperizados e contêm quantidades consideráveis de ferro secundário não cristalino, e minerais de óxido de alumínio (Lloyd e Quesada, dados não publicados). Estes últimos ligam-se mais extensivamente à matéria orgânica do solo do que às formas mais cristalinas, tais como hematita e caulino [Torn *et al.*, 1997]. A dinâmica do carbono dos solos da Bacia Amazônica é discutida em mais detalhes por Trumbore *et al.* [neste volume].

#### 4. BALANÇO DE CARBONO DE SISTEMAS AQUÁTICOS

Os igarapés, rios e áreas inundadas da Amazônia parecem ser fontes líquidas de carbono, emitindo uma quantidade estimada em de 0,5 Pg C ano<sup>-1</sup> para a atmosfera [Richey *et al.*, 2002, neste volume]. Se esse efluxo fosse atribuído a uma

respiração deslocada de florestas de terra firme, ele produziria alguns dos sumidouros de CO<sub>2</sub> medidos por covariância de vórtices em sítios de torre. Mas, não está clara qual a fração da PPL de floresta de terra firme (ou qual fração das áreas de planalto) que está contribuindo para essa respiração aquática. Em geral supõe-se que a produtividade de florestas sazonalmente inundadas deve ser relativamente alta devido a sua ocorrência em solos aluviais geralmente férteis [Worbes, 1997; Parolin et al., 2004], e esse parece ser o caso da várzea (florestas de água clara inundadas sazonalmente), que estão entre as mais produtivas da Bacia Amazônica [Malhi et al., 2004]. Entretanto, parece provável que o igapó (florestas de água clara ou preta inundadas sazonalmente) tem produtividade mais baixa do que a várzea devido aos níveis de nutrientes mais baixos de seus solos [Quesada et al., 2009]. De fato, Worbes [1997] relatou taxas de queda de liteira significativamente mais altas em várzea do que em igapó. A razão da queda de liteira fina em relação às taxas de crescimento de (troncos) acima de solo de várzea (cerca de 1,6) foi similar àquela observada em florestas de terra firme da Amazônia [Aragão, et al., 2009] o que permite calcular o total (de toda a Bacia Amazônica) de entrada em rio de liteira foliar de floresta sazonalmente inundada da seguinte forma: áreas de um sítio de estudo de 1,8 x 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup> inundado sazonalmente na região central da Bacia Amazônica [Hess et al., 2003] e uma área de 2,2 x 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup> na Amazônia ocidental [Toivonen et al., 2007] responderam por cerca de 0,17 das áreas. Pressupondo que a fração de áreas sazonalmente alagadas ocupadas por florestas seja ~0,7 [Hess et al., 2003], tem-se uma área total de floresta sazonalmente inundada na Bacia Amazônica de 0,48 x 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup> ou 4,8 x 10<sup>7</sup> ha. Multiplicando-se isso pela taxa estimada de queda de liteira de 5 Mg C ha<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup> obtém-se uma entrada líquida de ~0,25 Pg C ano<sup>-1</sup> no sistema fluvial amazônico, com expectativa de que quase todo esse valor seja respirado rio abaixo e, portanto, parte do efluxo de aproximadamente 0,5 Pg C ano<sup>-1</sup> medido por Richey et al. [2002].

Embora ocupem apenas cerca de 0,1 de área de floresta inundada, as gramíneas aquáticas C<sub>4</sub> são uma fonte autóctone potencialmente significativa para o sistema do rio Amazonas. A PPL dessas gramíneas é muito alta, calculada em 50 Mg C ha<sup>-1</sup> [Piedade et al., 1991], inda que as taxas de

respiração do ecossistema de tais áreas alagadas sejam baixas [Morison et al., 2000], sugerindo que muito do carbono assimilado por gramíneas aquáticas deve ser transportado para o sistema do rio principal e respirado por ele, valor esse estimado, a partir dos números acima, em ~0,25 Pg C ano<sup>-1</sup>. Essas estimativas, combinadas com observações de que as taxas de perda de carbono orgânico dissolvido [Waterloo et al., 2006] e CO<sub>2</sub> dissolvido [Davidson et al., 2008] de florestas de terra firme para os rios são baixas, sugerem que os influxos no sistema do rio Amazonas oriundos de florestas sazonalmente inundadas e de gramíneas aquáticas podem bem ser suficientes para responder pelo efluxo líquido de 0,5 Pg C ano<sup>-1</sup> observado por Richey et al. [2002]. Essa explicação é consistente com a pouca idade do carbono respirado do sistema do Rio Amazonas e com uma composição isotópica de <sup>13</sup>C indicativa de uma fonte C<sub>4</sub> [Mayorga et al., 2005]. É também consistente com a revisão de Melack et al. [neste volume] de que as florestas inundadas e macrófitos aquáticos respondem por 96% dos influxos de carbono no rio.

É possível que o efluxo de carbono de áreas alagadas seja apenas uma fração dos influxos de sistemas terrestres (e que os sedimentos aquáticos sejam um sumidouro líquido de carbono). Sabemos que pouco carbono é exportado do Rio Amazonas para o oceano (0,07 Pg C ano<sup>-1</sup>) [Richey et al., 1990], mas os influxos para sistemas aquáticos (alóctones e autóctones), as frações respiradas, em oposição à acumulação, são desconhecidos. Em duas microbacias nos Estados Unidos, estimou-se que a erosão e a deposição produzam uma fonte líquida da ordem de 1% da PPL [Berhe et al., 2007]. Se a mesma fração de PPL for sequestrada na Amazônia, o sumidouro seria da ordem de 0,1 Pg C ano<sup>-1</sup> (PPL é de aproximadamente 10 Pg C ano<sup>-1</sup>) [Potter et al., 2004] (ver seção 5).

O papel das áreas alagadas e rios no balanço regional de carbono parece ser quase neutro, com o efluxo de 0,5 Pg C ano<sup>-1</sup> equilibrado por influxos autóctones de florestas e pastagens.

## 5. BALANÇO DE CARBONO DE REGIÕES AMAZÔNICAS: MODELOS DE ECOSISTEMAS BASEADOS EM FISILOGIA

Modelos ecossistêmicos têm sido usados para estimar fluxos de carbono em toda a Amazônia por meio da extrapolação de medições e processos

observados em escalas finas. Não é de se surpreender que ambos os modelos, em si mesmos, e as estimativas geradas por eles possam apresentar variação. Além disso, modelos têm sido usados para tratar diferentes componentes do balanço de carbono. A distinção pertinente dessa discussão está entre aqueles estudos de modelagem que focalizaram os processos fisiológicos que governam os fluxos naturais de carbono e aqueles centrados em processos de distúrbio e regeneração, tanto antropogênicos como naturais. Revisões dos dois tipos de estudos estão apresentadas nesta e na seção seguinte, respectivamente. Às vezes, o mesmo modelo foi usado para tratar dos dois tipos de processos.

Modelos biogeoquímicos terrestres foram usados para calcular os fluxos de carbono por fotossíntese (PPB), PPL, e respiração heterotrófica ( $R_H$ ), inclusive decomposição. Até certo ponto, todos os modelos revisados aqui tentam calcular taxas de sequestro de carbono de planta e decomposição de liteira como sendo influenciadas por variáveis ambientais (radiação, temperatura, precipitação e nutrientes). Em alguns modelos, a NPP é impulsionada unicamente por dados ambientais; em outros, ela é determinada por mudanças no índice de área foliar, inferido a partir do Radiômetro Avançado de Alta Resolução (AVHRR) a bordo de satélite ou do Radiômetro Espectral Imageador de Resolução Moderada (MODIS) a bordo de satélite da NASA [Potter et al., 1999].

Vários estudos examinaram o modo como as variações interanuais do clima afeta o balanço de carbono da Bacia Amazônica [Kindermann et al., 1996; Tian et al., 1998; Prentice e Lloyd, 1998; Asner et al., 2000; Potter et al., 2001a, 2001b, 2001c; Foley et al., 2002]. Todos os estudos observaram que o fluxo de carbono líquido anual está significativamente relacionado com eventos de ENOS. A Bacia Amazônica parece ser uma fonte significativa de carbono durante eventos de El Niño e um sumidouro durante eventos de La Niña, o que é consistente com cálculos atmosféricos inversos (seção 2.1) (Figura 1). Estimativas de modelo da fonte El Niño variaram de 0,17 a 0,4 Pg C a<sup>-1</sup> [Tian et al., 1998; Potter et al., 2001a, 2001b, 2001c, 2004; Foley et al., 2002]. A maioria desses estudos conclui que as maiores variações no balanço regional de carbono está relacionada principalmente à mudanças na precipitação.

Foley et al. [2002], usando o Simulador Integrado da Biosfera (IBIS) [Foley et al., 1996; Kucharik et al., 2000], observaram que as mudanças no balanço de carbono são grandemente impulsionadas por mudanças na produtividade ecossistêmica ligadas às mudanças na umidade do solo e stress causado pela seca. Potter et al. [2001a, 2001b, 2001c] também descobriram que a seca durante anos de El Niño reduziram a PPL. Períodos de alta irradiância solar da superfície combinada com vários meses de precipitação adequada foram necessários para sustentar o sumidouro de carbono da floresta.

Apesar da observação de que a TEM [Melillo et al., 1993; McGuire et al., 2001; Tian et al., 1998], NASA-CASA [Potter et al., 2001a, 2001b, 2001c, 2004], e IBIS [Foley et al., 1996; Kucharik et al., 2000], todos reproduziram fontes líquidas anuais de carbono durante anos de El Niño e sumidouros líquidos anuais durante anos de La Niña, eles não foram bem sucedidos na reprodução de fluxos sazonais de carbono das florestas tropicais perenes próximas à Santarém, Pará, Brasil [Saleska et al., 2003]. A fotossíntese aparentemente sofre menos stress hídrico sazonal e mais limitação de luz do que preveem os modelos. As árvores têm capacidade de adquirir água por meio de raízes profundas [Nepstad et al., 1994] ou por redistribuição hidráulica de água do solo [Rocha et al., 2004; Oliveira et al., 2004]. A respiração heterotrófica nas camadas superiores do solo, por outro lado, provavelmente seja limitada pela água do solo. Portanto, a respiração reduzida contribui para o maior sequestro líquido de carbono durante as estações secas [ver Saleska et al., neste volume] para uma discussão mais detalhada de sazonalidade, incluindo diferenças aparentes no estresse hídrico de vegetação em diferentes partes da Amazônia).

O fato de os modelos ecossistêmicos terem falhado ao reproduzir até mesmo o sinal dos fluxos sazonais de carbono levanta questões sobre sua capacidade de simular adequadamente as variações do fluxo ano a ano. A recente observação de que as florestas amazônicas podem apresentar maior fotossíntese durante a estação seca do que na úmida é também o oposto do que a maioria dos modelos simula [Saleska et al., 2007]. Recentemente foi mostrado, entretanto, que a inclusão simultânea de armazenamento hídrico em grandes profundidades, a habilidade de as raízes

extraírem água de tais profundidades à medida que ocorre o ressecamento do solo, permitindo que ocorra a redistribuição hidráulica para uma captação hídrica mais eficiente durante a estação úmida e umidificação do solo próximo à superfície durante a seca, e a inclusão de uma resposta fotossintética aos altos níveis de luz durante a estação seca, incluindo todos esses processos nas simulações de modelos, permitem que tais observações sejam simuladas [Baker et al., 2008]. Uma análise dos mecanismos fisiológicos responsáveis pelas variações do metabolismo nos modelos parece vital, mas está além do escopo desta revisão.

Embora a observação da PPL nos trópicos úmidos mostre um aumento durante a estação seca [Saleska et al., 2003; Huete et al., 2006], é improvável que uma seca estendida produza um aumento no estoque de carbono. Por exemplo, eventos de ENOS parecem estar associados à diminuição de sumidouros ou a aumentos das fontes de carbono. Entretanto, não está claro se as fontes maiores durante o ENOS são fisiológicas (mudanças diferenciais na fotossíntese e respiração) ou decorrentes de distúrbios (fogo).

A importância relativa da água, em oposição à luz, na limitação da fotossíntese é complicada pelos efeitos de aerossóis, que estão em concentrações mais altas durante a estação seca como resultado de fogo. A carga de aerossóis aumenta a fotossíntese inicialmente porque ela aumenta a radiação difusa. Em cargas mais elevadas, entretanto, a radiação total mais baixa reduz a fotossíntese mais do que ocorre com a radiação difusa [Oliveira et al., 2007].

Parece provável que respostas de curto prazo à seca (ou aumento da radiação) são opostas às respostas de longo prazo. Durante secas prolongadas, a vegetação eventualmente sofre estresse hídrico [Nepstad et al., 2007; Brando et al., 2008]. Em uma simulação com o IBIS, Botta et al. [2002] observaram que a Bacia Amazônica pode apresentar variações de longo prazo no balanço de carbono, induzidas pelo clima. Considerando apenas as variações no clima (e não no CO<sub>2</sub> e uso da terra), os autores observaram que a Amazônia foi quase neutra a partir do final da década de 1930 até o final da década de 1950 (-0,42 Pg C de 1935 a 1957), uma fonte líquida de carbono durante a década de 1960 (+1,98 Pg C de 1958 a 1967), um sumidouro líquido durante a década de 1970 (-2,54

Pg C de 1968 a 1978), e retorno a quase neutra durante a década de 1980 e 1990 (+0,61 Pg C de 1979 a 1995).

A tendência recente para a neutralidade não se tem obtido com outras análises. Ao longo de 18 anos, de 1982 a 1999, o modelo NASA-Carnegie Ames Stanford Approach (CASA) [Potter et al., 2004] e um modelo de ciclos biogeoquímicos de biomas globais (BIOME-BGC) [Nemani et al., 2003] prognosticaram um aumento na PPL. A observação de longo prazo de que a nebulosidade diminuiu (e aumentou a radiação líquida) nesse período levou os dois modelos a calcular um aumento na PPL, no caso de [Nemani et al., 2003] um aumento na PPL na Amazônia que respondesse por 42% do aumento global da PPL. Entretanto, a tendência da radiação foi recentemente questionada [Evan et al., 2007]. A tendência de longo prazo de nebulosidade pode ser um artefato dos registros de satélite.

Taxas de distúrbios, antropogênicos e naturais, podem ser tão importantes quanto o impacto da variabilidade climática na composição ecossistêmica e na dinâmica do carbono na região amazônica [Botta e Foley, 2002]. Usando o IBIS para examinar os efeitos da variabilidade climática (ou a média de longo prazo do clima e suas variações reais e históricas) e dos distúrbios ecológicos, Botta e Foley [2002] observaram que a variabilidade climática interanual e os distúrbios frequentes beneficiam as gramíneas em relação às árvores, o que causa grandes aumentos da extensão de savana ao sul e leste da região. Um clima mais constante e com menos distúrbios frequentes favorecem as árvores em relação às gramíneas, facilitando o predomínio da floresta na maior parte da área de estudo.

Resultados similares, sugerindo que mudanças no uso da terra podem produzir alterações no clima regional com consequências para o estoque de carbono, foram obtidos com modelos de circulação geral atmosféricos [Cox et al., 2000; Betts et al., 2004]. Oyama e Nobre [2003] mostraram, por exemplo, que a perda de florestas amazônicas pode mudar o sistema existente de clima-vegetação para um estado de equilíbrio mais seco com a savanização de partes da Amazônia e a desertificação da área mais seca do nordeste do Brasil. A conversão de florestas em pastagens degradadas e cultivos de soja causou o aumento da temperatura à superfície e a diminuição da evapotranspiração e precipitação, especialmente

na Amazônia oriental [Sampaio *et al.*, 2007]. A expansão contínua de cultivos na Amazônia pode ter consequências importantes para a existência sustentada das florestas da região e, conseqüentemente, do estoque de carbono [Nepstad *et al.*, 2008].

## 6. FONTES E SUMIDOUROS DE CARBONO RESULTANTES DO USO DA TERRA, DISTÚRPIO E REGENERAÇÃO

Várias análises calcularam as emissões líquidas de carbono da Amazônia brasileira oriundas de mudanças no uso da terra, manejo e distúrbio. Todas as análises consideraram o desmatamento e a regeneração de florestas secundárias dentro da zona de floresta úmida. Elas diferem com respeito a considerarem ou não as mudanças no carbono do solo, a inclusão do Cerrado, a extração madeireira, o fogo, e outros distúrbios. Mesmo que todos esses processos tenham sido incluídos, é importante reconhecer que o fluxo líquido atribuído aos distúrbios não é necessariamente o fluxo líquido total do carbono da região e nem é equivalente aos fluxos estimados pelos modelos biogeoquímicos discutidos na seção 5. As análises discutidas nesta seção não incluem os fluxos de ecossistemas não perturbados.

Todas as análises calculam uma fonte líquida de carbono com variação de 0,15 a 0,35 Pg C ano<sup>-1</sup> [Fearnside, 1997; Houghton *et al.*, 2000; Potter *et al.*, 2001c; DeFries *et al.*, 2002; Hirsch *et al.*, 2004; Ramankutty *et al.*, 2007]. Incertezas na biomassa, taxas de desmatamento e taxas de decomposição foram estimadas em 60%, 25% e 15% nas incertezas de estimativas de fluxo [Houghton *et al.*, 2000] e, portanto, as estimativas mais elevadas foram em grande parte o resultado de estimativas mais altas de biomassa [Hirsch *et al.*, 2004; Ramankutty *et al.*, 2007]. O erro relativamente pequeno da taxa de desmatamento é peculiar dessa região dos trópicos. Taxas anuais de desmatamento na Amazônia brasileira são mais bem documentadas do que de outras regiões. Em todo o Brasil, DeFries *et al.* [2002] estimaram emissões médias mais altas para a década de 1990 (0,28 Pg C a<sup>-1</sup>) do que para a de 1980 (0,15 Pg C a<sup>-1</sup>). A maior parte do fluxo líquido é atribuída à queima e decomposição de vegetação e derruba, e apenas uma pequena absorção às florestas secundárias (em regeneração). Fontes ou

sumidouros de carbono em solos foram ignorados nesses estudos, bem como a extração e fogo.

Para acrescentar eventos de fogo [ver Longo *et al.*, neste volume], Potter *et al.* [2001c] utilizaram uma versão do modelo NASA-CASA, juntamente com mapeamento derivado do Landsat de áreas queimadas da Amazônia Legal [Alves, 1999] para estimar fluxos totais de 0,2 a 1,2 Pg C ano<sup>-1</sup> para toda a Amazônia Legal. A variação dependeu muito dos padrões anuais de precipitação. Com base em análise de contagem de focos de fogo durante 1992 e 1993, Potter *et al.* [2001c] calcularam um fluxo líquido de 0,77, do qual 0,77 Pg C ano<sup>-1</sup> foram de fogo e apenas 0,056 Pg C ano<sup>-1</sup> foi de pós-queima (decomposição). Além disso, 75% dos focos de fogo ocorreram no cerrado, fora da área de floresta úmida incluída em outros estudos. Para comparação, Van der Werf *et al.* [2004] usaram o modelo CASA com dados de precipitação da Missão de Monitoramento de Precipitação Tropical (TRMM) para calcular emissões anuais de carbono de fogo na Amazônia Legal de 0,2 a 0,5 Pg C ano<sup>-1</sup>.

A inclusão de extração madeireira [ver Asner *et al.*, neste volume] à análise elevou as estimativas de emissões líquidas de carbono. Asner *et al.* [2005] calcularam uma fonte líquida de 0,08 Pg C ano<sup>-1</sup> de decomposição de toras, tocos residuais, galhos, folhagem e raízes deixadas no sítio após a extração de madeira. O valor é um fluxo bruto porque as florestas provavelmente acumulem carbono à medida que se regeneram. Entretanto, não se permite que muitas florestas derrubadas se regenerem. Aproximadamente, um terço das florestas derrubadas tem sua cobertura vegetal removida para agricultura antes de se regenerar [Asner *et al.*, 2005]. A probabilidade de as florestas derrubadas serem removidas é quatro vezes maior do que a de florestas não derrubadas. Essa constatação é coerente com outro estudo da região, que observou que a média de idade de florestas secundárias (4,4 a 4,8 anos) mudou muito pouco entre 1978 e 2002 [Neeff *et al.*, 2006]. A idade média não aumentou porque, em geral, as florestas secundárias eram novamente derrubadas.

**Tabela 2.** Diferentes abordagens usadas para estimar fontes líquidas e sumidouros de carbono para a região amazônica.<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Valores negativos representam sumidouro terrestre.

<sup>b</sup> Todos os trópicos. Se o balanço líquido de carbono para a Amazônia estiver na proporção de área desmatada, a variação da Amazônia seria entre -0,3 a + 1,4Pg C a<sup>-1</sup>.

<sup>c</sup> Variação dos valores (em itálicos) os quais, juntos, incluem todos os ecossistemas e todos os processos.

A inclusão de solos [Trumbore et al., neste volume] à análise também aumentou as emissões de carbono como consequência de cultivo. A maior parte das terras desmatadas na Amazônia não é cultivada, mas usada para pastagem. Cerri et al. [2007] relatam que a conversão de floresta em pastagem bem manejadas causa um declínio inicial dos estoques de carbono do solo (0 – 20 cm) seguido por um aumento lento à níveis que excedem os de floresta nativa. Em pastagens degradadas, os estoques de carbono provavelmente não se recuperem.

Novos dados e análises do LBA sugerem que a próxima geração de estimativas de emissão de mudança do uso da terra e manejo provavelmente tenham erros menos significativos. Por exemplo, duas novas estimativas de biomassa de floresta em alta resolução [Malhi et al., 2006; Saatchi et al., 2007; Phillips et al., neste volume] e um cálculo mais detalhado das diferenças entre densidade lenhosa e equações alométricas [Nogueira et al., 2008] devem permitir estimativas mais precisas de emissões de carbono de desmatamento. Como mencionado acima, estimativas imprecisas de biomassa contribuíram mais do que qualquer outro fator para a variabilidade de estimativas de fluxos [Houghton et al., 2000, 2001].

Desmatamento para novos tipos de uso da terra [Morton et al., 2006; Alves et al., neste volume; Walter et al., neste volume] pode também afetar as emissões de carbono. Uma proporção maior de desmatamento nos últimos anos, por exemplo, foi motivada mais pela produção de soja do que pela conversão em pastagens. Essa mudança no uso da terra tem pelo menos dois efeitos. Um deles é a liberação mais rápida de mais carbono. A biomassa acima do solo e raízes lenhosas é removida rápida e completamente quando a terra se destina ao cultivo, ao contrário do que ocorre com a pastagem. O cultivo deixa pouca biomassa de floresta para decomposição e emissões tardias. Segundo, o cultivo leva a uma perda de 25% a 30% de carbono orgânico do solo na camada de 1 m superior do solo.

## 7. SÍNTESE: O QUE CONHECEMOS?

O fluxo líquido de carbono entre a Amazônia e a atmosfera é pequeno em relação aos estoques de carbono alocado na vegetação e solos das florestas da região, e pequeno em relação aos fluxos de carbono brutos do ambiente, ou natural, absorvidos anualmente e liberados por fotossíntese e respiração. Portanto, é difícil determinar o fluxo líquido. Como resultado, pelo menos cinco abordagens diferentes foram usadas para estimar esse fluxo ou porções dele:

1. Métodos inversos baseados em CO<sub>2</sub> e transporte não são bem delimitados porque o transporte atmosférico é insuficientemente conhecido e as estações de amostragem de CO<sub>2</sub> são muito esparsas. Além disso, essa abordagem fornece informações limitadas sobre os mecanismos envolvidos na resposta de longo prazo às mudanças no clima.

2. Medições diretas de fluxo de CO<sub>2</sub> em nível de paisagem (covariância de vórtices turbulentos) ajudam a elucidar os mecanismos importantes de curto prazo, fluxos metabólicos de carbono, mas é difícil extrapolar para toda a região amazônica.

3. Medição direta de mudanças nos estoques de carbono (inventários) durante anos capta as mudanças de longo prazo, mas é difícil atribuí-las a mecanismos específicos. A explicação possível para um aumento parece ser a de que os recursos tornaram-se mais disponíveis para o crescimento da planta (ex., radiação solar, concentrações de CO<sub>2</sub> atmosférico).

4. Modelos ecossistêmicos, juntamente com medições de covariância de vórtices turbulentos, são adequados para a previsão das respostas dos ecossistemas às variações de curto prazo nos fatores climáticos, mas não está claro se eles captam as respostas importantes de longo prazo.

5. Distúrbio, regeneração, manejo e mudanças no uso da terra envolvem grandes mudanças nos estoques de carbono por unidade de área que são razoavelmente bem conhecidas, mas os estoques de carbono de florestas efetivamente desmatadas ainda são incertos, assim como os estoques de carbono do solo em resposta à pastoreação.

Apenas duas dessas abordagens (3 e 5) produzem informações não ambíguas sobre as fontes e sumidouros de carbono da região amazônica (Tabela 2). Mudanças na biomassa em parcelas permanentes de florestas maduras

sugerem que elas vêm acumulando carbono ao longo de aproximadamente 20 anos a uma taxa em torno de 0,6 a 0,8 Pg C ano<sup>-1</sup>. Mudanças no uso da terra, manejo e fogo, por outro lado, liberam carbono a taxas de 0,2 a 0,8 Pg C ano<sup>-1</sup>. As variações ano a ano são grandes, de modo que os ecossistemas terrestres na Amazônia parecem ser um sumidouro líquido de carbono em alguns anos e uma fonte líquida de carbono em outros. Os dados são demasiadamente incertos e muito variáveis para se especificar se a região tem sido sumidouro ou fonte ao longo da última década, conclusão similar apresentada em estudos anteriores [Davidson e Artaxo, 2004; Ometto et al., 2005].

Se o efluxo de carbono proveniente de rios inclui parte da respiração dos ecossistemas florestais, esse efluxo está implicitamente incluído em modelos baseados em processos e, conseqüentemente, incluído nas estimativas modeladas de balanço líquido de carbono de ecossistemas intactos. Mas não está incluído em nenhuma das abordagens que produzem estimativas não ambíguas e, portanto, devem ser acrescentadas às estimativas para a determinação de uma estimativa de balanço de toda a bacia. Estimativas de influxos de carbono de florestas sazonalmente inundadas e pastagens sugerem, entretanto, que o efluxo é, em grande parte, equilibrado por influxos autóctones. O carbono pode estar sendo acumulado em sedimentos aquáticos, mas a magnitude de tal acumulação não está quantificada. Portanto, a inclusão de rios não muda a conclusão de que o balanço de carbono amazônico seja neutro dentro das margens de erro inerentes às medições.

A soma do sumidouro de carbono em florestas maduras (-0,6 a -0,8Pg C ano<sup>-1</sup>) com as fontes de áreas perturbadas (0,2 a 0,8 Pg C ano<sup>-1</sup>) produz um fluxo líquido para toda a região de -0,6 a 0,2 Pg C ano<sup>-1</sup>. A Amazônia está basicamente equilibrada com relação ao carbono. As causas da compensação de fontes e sumidouros de carbono não estão inteiramente claras. As taxas de desmatamento têm sido maiores do que as taxas de reflorestamento e aflorestamento e, portanto, o fluxo líquido de carbono de distúrbio antropogênico e regeneração é, claramente, uma fonte líquida de carbono para a atmosfera. A acumulação de biomassa em parcelas permanentes dentro de florestas maduras, por outro lado, pode ser o resultado de uma intensificação do

crescimento produzida pelo aumento de radiação ou concentrações mais elevadas de CO<sub>2</sub>, ou seja, pelas respostas fisiológicas às mudanças ambientais. Os processos de recuperação, diferentemente dos metabólicos, não podem ser excluídos, por outro lado, porque os distúrbios locais são comuns. A frequência de tais distúrbios naturais não está bem quantificada, mas tem importância fundamental porque as mudanças no material lenhoso bruto resultante do distúrbio podem produzir acumulações de carbono da biomassa acima do solo. Se tais compensações fossem a regra, o fluxo líquido de carbono em florestas maduras seria quase zero, e o fluxo líquido da região seria uma fonte.

## REFERÊNCIAS

- Alves, D. S. (1999), Geographical patterns of deforestation in the 1991-1996 period, Proceedings of the 48th Annual Conference of the Center for Latin American Studies, Patterns and Processes of Land Use and Forest Change in the Amazon, University of Florida, Gainesville, March 23-26.
- Alves, D. S., D. C. Morton, M. Batistella, D. A. Roberts, and C. Souza Jr. (2009), The changing rates and patterns of deforestation and land use in Brazilian Amazonia, *Geophys. Monogr., Ser.*, doi:10.1029/2008GM000722, this volume.
- Aragão, L. E. O. C., et al. (2009), Above- and below-ground net primary productivity across ten Amazonian forests on contrasting soils, *Biogeo sci. Discuss*, 6, 2441-2488.
- Aranibar, J. N., J. A. Berry, W. J. Riley, D. E. Pataki, B. E. Law, and J. R. Ehleringer (2006), Combining meteorology, eddy fluxes, isotope measurements, and modeling to understand environmental controls of carbon isotope discrimination at the canopy scale, *Global Change Biol.*, 12, 710-730.
- Araújo, A. C., et al. (2002), Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8090, doi:10.1029/2001JD000676.
- Araújo, A. C., B. Kruijt, A. D. Nobre, A. J. Dolman, M. J. Water-100, E. J. Moors, and J. De Souza QA07), Nocturnal accumulation of CO<sub>2</sub> underneath a tropical forest canopy along a topographical gradient, *Ecol. Appl.*, in press.
- Asner, G. P., A. R. Townsend, and B. H. Braswell (2000), Satellite observation of El Niño effects on Amazon Forest phenology and productivity, *Geophys. Res. Lett.*, 27 (7), 981-984.
- Asner, G. P., D. E. Knapp, E. N. Broadbent, P. J. C. Oliveira, M. Keller, and J. N. Silva (2005), Selective

- logging in the Brazilian Amazon, *Science*, 310, 480482.
- Asner, G. P., E. N. Broadbent, P. J. C. Oliveira, M. Keller, D. E. Knapp, and J. N. M. Silva (2006), Condition and fate of logged forests in the Brazilian Amazon, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 103,12,947-12p50.
- Asner, G. P., M. Keller, M. Lentini, F. Merry, and C. Souza Jr. (2009), Selective logging and its relation to deforestation, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000723, this volume.
- Baker, D. F., et al. (2006), TransCom 3 inversion intercomparison: Impact of transport model errors on the interannual variability of regional CO<sub>2</sub> fluxes, 1988-2003, *Global Biogeochem. Cycles*, 20, GB1002,doi: 10.1029/2004GB002439.
- Baker, L T., L. Prihodko, A. S. Denning, M. Goulden, S. Miller, and H. R. da Rocha (2008), Seasonal drought stress in the Amazon: Reconciling models and observations, *J. Geophys. Res.*, 113, G00B01, doi: 10.1029/2007JG000644.
- Baker, T. R., et al. (2004), Are Amazonian forest plots increasing in biomass? *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser.8*,359,353-365.
- Berhe, A. A., J. Harte, J. W. Harden, and M. S. Torn (2007), The significance of the erosion-induced terrestrial carbon sink, *Bio-Science*, 57,337-346.
- Betts, R. A., P. M. Cox, M. Collins, P. P. Harris, C. Huntingford, and C. D. Jones (2004), The role of ecosystem atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming, *Theor. Appl. Climatol.*,78, 157-175.
- Botta, A., and J. A. Foley (2002), Effects of climate variability and disturbances on the Amazonian terrestrial ecosystems dynamics, *Global Biogeochem. Cycles*, 16(4), 1070, doi:10.1029/2000GB001338.
- Botta, A., N. Ramankutty, and J. A. Foley (2002), Long-term variations of climate and carbon fluxes over the Amazon basin, *Geophys. Res. Lett.*, 29(9), 1319, doi: 10.1029/2001GL013607
- Bousquet, P., P. Peylin, P. Ciais, C. Le Quéré, P. Friedlingstein, and P. P. Tans (2000), Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980, *Science*,290,1342-1346.
- 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.8*,363,1839-1848.
- Caims, M. A., S. Brown, E. H. Helmer, and G. A. Baumgardner (1997), Root biomass allocation in the world's upland forests, *Oecologia*,111,1-11.
- Carswell, F. E., et al. (2002), Seasonality in CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O flux at an eastern Amazonian rain forest, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8076, doi:10.1029/2000JD000284.
- Cerri, E. P. C., et al. (2007), Simulating SOC changes in 11 land use change chronosequences from the Brazilian Amazon with RothC and Century models, *Agric. Ecosyst. Environ.*, 122,46-57.
- Chambers, J. Q, and W. L. Siver (2004), Some aspects of ecophysiological and biogeochemical responses of tropical forests to atmospheric change, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. 8*,359, 463-476.
- Chambers, J. Q., N. Higuchi, L. M. Teixeira, J. dos Santos, S. G. Lurance, and S. E. Trumbore (2004), Response of tree biomass and wood litter to disturbance in a Central Amazon forest, *Oecologia*, 141,596-614.
- Chave, J., R. et al. (2008), Assessing evidence for pervasive alteration in tropical tree communities, *PLoS Biol.*, 6(3),e45, doi: 10.1371/journal.pbio.0060045.
- Chou, W. W., S. C. Wofsy, R. C. Harriss, J. C. Lin, C. Gerbig, and G. W. Sachse (2002), Net fluxes of CO<sub>2</sub> in Amazonia derived from aircraft observations, *J. Geophys. Res.*, 107(D22),4614, doi:10.1029/2001JD001295.
- Clark, D. A. (2002), Are tropical forests an important global carbon sink?: Revisiting the evidence from long-term inventory plots, *Ecol. Appl.*,12,3-7.
- Clark, D. A. (2004), Sources or sinks? The responses of tropical forests to current and future climate and atmospheric composition, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, 359,477-491.
- Clark, D. A. (2007), Detecting tropical forests responses to global climatic and atmospheric change: Current challenges and a way forward, *Biotropica*, 39, 4-19.
- 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.
- Crevoisier, C., M. Gloor, E. Gloaguen, C. Sweeney, L. Horowitz, and P. Tans (2006), A direct carbon budgeting approach to infer carbon sources and sinks. Introduction, synthetic tests and application to complement NACP observations network, *Tellus, Ser. B*, 58(5), 366-375, doi: 10.1111/j.1600-0889.2006.00214.x.
- Culf, A. D., G. Fisch, Y. Malhi, R. C. Costa., A. D. Marques, J. H. C. Gash, and J. Grace (1999), Carbon dioxide measurements in the nocturnal boundary layer over Amazonian forest, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*,3,39-53.
- Davidson, E. A., and P. Artaxo (2004), Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: Results of the Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment, *Global Change Biol.*,10, 519-529.
- Davidson, E. A., R. de O. Figueiredo, D. Markewitz, and P. de S. Silva (2008), Dissolved CO<sub>2</sub> in small catchment streams of eastern Amazonia, Amazon

- in Perspective, International Conference, Manaus, Brazil, November 17-21,2008, Abstract #525. (Available at [http://www.lbaconferencia.lbacpmf\\_2008/port/index/htm](http://www.lbaconferencia.lbacpmf_2008/port/index/htm))
- DeFries, R. S., R. A. Houghton, M. C. Hansen, C. B. Field, D. Skole, and J. Townshend (2002), Carbon emissions from tropical deforestation and regrowth based on satellite observations for the 1980s and 90s, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, *99*,14,256-14,261.
- Denning, A. S., I. Y. Fung, and D. Randall (1995), Latitudinal gradient of atmospheric CO<sub>2</sub> due to seasonal exchange with land biota, *Nature*, *376*,240-243.
- Etheridge, D. M., L. P. Steele, R. L. Langenfelds, R. J. Francey, J.-M. Barnola, and V. I. Morgan (1996), Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO<sub>2</sub> over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn, *J. Geophys. Res.*, *101*,4115-4128.
- Evan, A. T., A. K. Heidinger, and D. J. Vimont (2007), Arguments against a physical long-term trend in global ISCCP cloud amounts, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L04701, doi: 10.1029/2006GL028083.
- Fan, S., M. Gloor, J. Mahlman, S. Pacala, J. Sarmiento, T. Takahashi, and P. Tans (1998), A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models, *Science*, *282*,442-446.
- Fan S.-M., J. L. Sarmiento, M. Gloor and S. W. Pacala (1999), On the use of regularization techniques in the inverse modeling of atmospheric carbon dioxide, *J. Geophys. Res.*, *104*, 21,503-21,512.
- Fearnside, P. M. (1997), Greenhouse gases &om deforestation in Brazilian Amazonia: Net committed emissions, *Clim. Change*,*35*,321-360.
- Feeley, K. J., S. J. Wright, M. N. N. Supardi, A. R. Kassim, and S. J. Davies (2007), Decelerating growth in tropical forest trees, *Ecol. Lett.*, *10*, 461-469.
- Fisher, J. I., G. C. Hurtt R. Thomas, and J. Q. Chambers (2008),Clustered disturbances lead to bias in large-scale estimates based on forest sample plots, *Ecol. Lett.*, *11*,1-10.
- Foley, J. A., I. C. Prentice, N. Ramankutty, S. Levis, D. Pollard, S. Sitch, and A. Haxeltine (1996), An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics, *Global Biogeochem. Cycles*, *10*(4), 603-428.
- Foley, J. A., A. Botta, M. T. Coe, and M. H. Costa (2002), El Niño Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia, *Global Biogeochem. Cycles*, *16*(4), 1132,doi: 10.1029/2002GB001872.
- Fyllas, N. M., et al. (2009), Basin-wide variations in foliar properties of Amazon forest trees: Phylogeny, soils and climate, *Biogeosci. Dis cuss.*, *6*, 3707-3769.
- Gloor, M., N. Gruber, J. Sarmiento, C. L. Sabine, R. A. Feely, and C. Rödenbeck (2003), A first estimate of present and preindustrial air-sea CO<sub>2</sub> flux patterns based on ocean interior carbon measurements and models, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(1)1010,doi10.1029/2002GL015594.
- Gloor, M., E. Dlugokenclcy, C. Brenninkmeijer, L. Horowitz, D. F. Hurst, G. Dutton, C. Crevoisier, T. Machida, and P.Tans (2007), Three-dimensional SF<sub>6</sub> data and tropospheric transport simulations: Signals, modeling accuracy, and implications for inverse modeling, *J. Geophys. Res.*, *112*,D15112, doi:10.1029/2006JD007973.
- Gloor, M., et al. (2009), Does the disturbance hypothesis explain biomass increase results found in basin-wide Amazon forest plot data?, *Global Change Biol.*, in press.
- Goulden, M. L., J. W. Munger, S. M. Fan, B. C. Daube, and S. C-Wofsy (1996), Measurements of carbon sequestration by long term eddy covariance. Methods and a critical evaluation of accuracy, *Global Change Biol.*, *2*,169-182.
- Goulden, M. L., S. D. Miller, and H. R. da Rocha (2006),Nocturnal cold air drainage and pooling in a tropical forest, *J. Geophys. Res.*, *111*, D08S04, doi:10.1029/2005JD006037.
- Grace, J., et al. (1995a), Carbon dioxide uptake by an undisturbed tropical rain forest in southwest Amazonia, 1992 to 1993, *Science*, *270*,778-780.
- Grace, J., J. Lloyd, J. McIntyre, A. C. Miranda, P. Meir, H. S. Miranda, C. R. Nobre, J. Moncrieff, I. R. Wright, and J. H. C. Gash (1995b), Fluxes of carbon dioxide and water vapour over an undisturbed tropical forest in southwest Amazonia, *Global Change Biol.*,*1*, 1-12.
- Grace, J., Y. Mali, J. Lloyd, J. McIntyre, A. C. Miranda, P. Meir, and H. S. Miranda (1996), The use of eddy covariance to infer the net carbon dioxide uptake of Brazilian rain forest, *Global Change Biol.*, *2*, 209-217.
- Guiriguata, M. R., and R. Ostertag (2001), Neotropical secondary succession; changes in structure and functional characteristics, *For. Ecol. Manage.*, *148*,185-206.
- Gurney, K. R., et al. (2002),Towards more robust estimates of CO<sub>2</sub> fluxes: Control results from the TransCom3 inversion intercomparison, *Nature*, *415*,626-630.
- Gumey, K. R., et al. (2003), Transcom 3 CO<sub>2</sub> inversion intercomparison: 1. Annual mean control results and sensitivity to transport and prior flux information, *Tellus, Ser. B*, *55*,555-579.
- Hess, L. L., J. M. Melack, E. M. L. M. Novo, C. C. F. Barbosa, and M. Gastil (2003), Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin, *Remote Sens-Environ.*,*87*,404-428.
- Hirsch, A. I., W. Little, R. A. Houghton, N.A. Scott, and J. D. White (2004), The net carbon flux due to deforestation and forest re-growth in the Brazilian

- Amazon: Analysis using a process-based model, *Global Change Biol.*, 10,908-924, doi:10.1111/j.1529-8817.2003.00765.x.
- Houghton, R. A., D. L. Skole, C. A. Nobre, J. L. Hackler, K. T. Lawrence, and W. H. Chomentowski (2000), Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brazilian Amazon, *Nature*, 403, 301-304.
- Houghton, R. A., K. T. Lawrence, J. L. Hackler, and S. Brown (2001), The spatial distribution of forest biomass in the Brazilian Amazon: A comparison of estimates, *Global Change Biol.*, 7,731-746.
- Huete, A. R., K. Didan, Y. E. Shimabukuro, P. Ratana, S. R. Saleska, L. R. Hutya, W. Yang, R. R. Nemani, and R. Myneni (2006), Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06405, doi:10.1029/2005GL025583.
- Hutya, L. R., J. W. Munger, S. R. Saleska, E. Gottlieb, B. C. Daube, A. L. Dunn, D. F. Amaral, P. B. Camargo, and S. C. Wofsy (2007), Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest, *J. Geophys. Res.*, 112, G03008, doi:10.1029/2006JG000365.
- Irion, G. (1984), Clay minerals of Amazonian soils, in *The Amazon, Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*, edited by H. Sioli, Springer, Dordrecht.
- Jacobson, A. R., S. E. Mikaloff-Fletcher, N. Gruber, J. L. Sarmiento, and M. Gloor (2007), A joint atmosphere-ocean inversion for surface fluxes of carbon dioxide: 1. Methods and global-scale fluxes, *Global Biogeochem. Cycles*, 21,GB1019, doi: 10.1029/2005GB002556.
- Keeling, C. D., S. C. Piper, and M. Heimann (1989), A three-dimensional model of atmospheric CO<sub>2</sub> transport based on observed winds: 4. Mean annual gradients and interannual variations, in *Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 55, edited by D. H. Peterson, pp. 305-363, AGU, Washington, D. C.
- Keller, M., and P. Crill (2000), Site Scouting and Selection for the Tapajós National Forest and Santarém/Belterra, Pará (Unpublished report, available at [http://lba.cptec.inpe.br/lba/eng/research/santarem\\_report/santarem2.html](http://lba.cptec.inpe.br/lba/eng/research/santarem_report/santarem2.html)).
- Keller, M., D. A. Clark, D. B. Clark, A. M. Weitz, and E. Veldkamp (1996), If a tree falls in the forest., *Science*, 273,201, doi:10.1126/science.273.5272.201.
- Kindermann, J., G. Wirth, G. H. Kohlmaier, and F.-W. Badeck (1996), Interannual variation of carbon exchange fluxes in terrestrial ecosystems, *Global Biogeochem. Cycles*, 10(4), 737-755.
- Kruijff, B., J. A. Elbers, C. von Randow, A. C. Araujo, P. J. Oliveira, A. Cull, A. O. Manzi, A. D. Nobre, P. Kabat, and E. J. Moors (2004), The robustness in eddy correlation fluxes for Amazon rainforest conditions, *Ecol. Appl.*, 14, S101-S113.
- Kucharik, J., J. A. Foley, C. Delire, V. A. Fisher, M. T. Coe, J. D. Lenters, C. Young-Molling, N. Ramankutty, J. M. Norman, and S. T. Gower (2000), Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance, and vegetation structure, *Global Biogeochem. Cycles*, 14 (3), 795-825.
- Kuck, L. R., et al. (2000), Measurements of landscape-scale fluxes of carbon dioxide in the Peruvian Amazon by vertical profiling through the atmospheric boundary layer, *J. Geophys. Res.*, 105, 22,137-22,146.
- Kuhn, U., et al. (2007), Isoprene and monoterpene fluxes from Central Amazonian rainforest inferred from tower-based and airborne measurements, and implications on the atmospheric chemistry and the local carbon budget, *Atmos. Chem. Phys.*, 7,2855-2879.
- Langenfelds, R. L., R. J. Francey, B. C. Pak, L. P. Steele, J. Lloyd, C. M. Trudinger, and C. E. Allison (2002), Interannual growth rate variations of atmospheric CO<sub>2</sub> and its  $\delta^{13}\text{C}$ , H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and CO between 1992 and 1999 linked to biomass burning, *Global Biogeochem. Cycles*, 16, (3), 1048, doi: 10.1029/2001GB001466.
- Laubach, J., and H. Fritsch (2002), Convective boundary layer budgets derived from aircraft data, *Agric. For. Meteorol.*, 113, 237-263.
- Lewis, S. L., et al. (2004), Concerted changes in tropical forest structure and dynamics: Evidence from 50 South American long-term plots, *Philos. Trans. R. Soc. Ser. B*, 359,421-436.
- Lewis, S. L., O. L. Phillips, and T. R. Baker (2006), Impacts of global atmospheric change on tropical forest, *Trends Ecol. Evol.*, 21,173-175.
- Lloyd, J. (1999), The CO<sub>2</sub> dependence of photosynthesis, plant growth responses to elevated CO<sub>2</sub> concentrations and their interactions with soil nutrient status II. Temperate and boreal forest productivity and the combined effects of increasing CO<sub>2</sub> concentrations and increased nitrogen deposition at a global scale, *Funct. Ecol.*, 13, 439-459.
- Lloyd, J., and G. D. Farquhar (1996), The CO<sub>2</sub> dependence of photosynthesis, plant growth responses to elevated atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations and their interaction with plant nutrient status, *Funct. Ecol.*, 10,4-32.
- Lloyd, J., and G. D. Farquhar (2000), Do slow-growing species and nutrient-stressed plants consistently respond less to elevated CO<sub>2</sub>? A clarification of some issues raised by Poorter (1998), *Global Change Biol.*, 6, 871-876.
- Lloyd, J., and G. D. Farquhar (2008), Effects of rising temperatures and [CO<sub>2</sub>] on the physiology of

- tropical forest trees. *Trans. R. Soc. London, Ser. B.*, 363, 1811-1817.
- Lloyd, J., J. Grace, A. C. Miranda, P. Meir, S.-C. Wong, H. S. Miranda, L.R. Wright, J. H. C. Gash, and J. A. MacIntyre (1995), A simple calibrated model of Amazon rainforest productivity based of leaf biochemical properties, *Plant Cell Environ.*, 18, 1129-1145.
- Lloyd, J., et al. (1996), Vegetation effects on the isotopic composition of atmospheric CO<sub>2</sub> as local and regional scales: Theoretical aspects and a comparison between rainforest in Amazonia and a boreal forest in Siberia, *Aust. J. Plant Physiol.*, 23, 371-399.
- Lloyd, J., et al. (2001), Vertical profiles, boundary layer budgets, and regional flux estimates for CO<sub>2</sub> and its <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ratio and for water vapor above a forest/bog mosaic in central Siberia, *Global Bio Geochem. Cycles*, 15(2), 267 -284.
- Lloyd, J., et al. (2007), Airborne estimates of the Amazon carbon balance, *Biogeosciences*, 4, 759-768.
- Lloyd, J., E. U. Gloor, and S. L. Lewis (2009a), Are the dynamics of tropical forests dominated by large and rare disturbance events?, *Ecol. Lett.*, in press.
- Lloyd, J., M. L. Goulden, J. P. Ometto, S. Patiño, N. M. Fyllas, and C. A. Quesada (2009b), Ecophysiology of forest and savanna vegetation, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi:10.1029/2008GM000740, this volume.
- Loescher H. W., B. E. Law, L. Mahrt, D. Y. Hollinger, J. Campbell and S. C. Wofsy (2006), Uncertainties in, and interpretation of carbon flux estimates using the eddy covariance technique, *J. Geophys. Res.*, 111, D21S90, doi: 10.1029/2005JD006932.
- Longo, K. M., S. R. Freitas, M. O. Andreae, R. Yokelson, and P. Artaxo (2009), Biomass burning in Amazonia: Emissions, long-range transport of smoke and its regional and remote impacts, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000847, this volume.
- Machado, L. A. T., H. Laurent, and A. A. Lima (2002), Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8064, doi:10.1029/2001JD000338.
- Machado, L. H. Laurent, N. Dessay, and I. Miranda (2004), Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing, *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 61-77 .
- Malhi, Y., and J. Grace (2000), Tropical forests and atmospheric carbon dioxide, *Trends Ecol. Evol.*, 15, 332-337 .
- Malhi, Y., A. D. Nobre, J. Grace, B. Kruijt, M. G. P. Pereira, A. Culf, and S. Scott (1998), Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest, *J. Geophys. Res.*, 103, 31, 593-31, 612.
- Malhi, Y., et al. (2004), The aboveground coarse wood productivity of 104 Neotropical forest plots, *Global Change Biol.*, 10, 563-591.
- Malhi, Y., et al. (2006), The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests, *Global Change Biol.*, 12, 1107-1138.
- Mayorga, E., A. K. Aufdenkampe, C. A. Masiello, A. V. Keusche, J. I. Hedges, P. D. Quay, J. E. Richey, and T. A. Brown (2005), Young organic matter as a source of carbon dioxide outgassing from Amazonian rivers, *Nature*, 436, 538-541.
- McGuire, A. D., J. M. Melillo, D. W. Kicklighter, and L. A. Joyce (1995), Equilibrium responses of soil carbon to climate change: Empirical and process-based estimates, *J. Biogeogr.*, 22, 785-796.
- Meggens, B. J. (1994), Archeological evidence for the impact of mega-Niño events on Amazonia during the past two millennia, *Clim. Change*, 28, 321-338
- Melack, J. M., E. M. L. M. Novo, B. R. Forsberg, M. T. F. Piedade, and L. Maurice (2009), Floodplain ecosystem processes, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000721, this volume.
- Melillo, J. M., A. D. McGuire, D. W. Kicklighter, B. Moore, C. J. Vorosmarty, and A. L. Schloss (1993), Global climate change and terrestrial net primary production, *Nature*, 363, 234-240
- Mercado, L. M., J. Lloyd, F. Carswell, Y. Malhi, P. Meir, and A. D. Nobre (2006), Modeling Amazonian forest eddy covariance data: A comparison of big leaf versus sun/shade models for the C-14 tower at Manaus I. Canopy photosynthesis, *Acta Amazonica*, 36, 69-82.
- Mercado, L. M., J. Lloyd, A. J. Dolman, S. Sitch, and S. Patiño, (2009), Modeling basin-wide variations in Amazon forest productivity I. Model calibration, evaluation and upscaling functions for canopy photosynthesis, *Biogeosci. Discuss.*, 6, 2965-3030.
- Mikaloff Fletcher, S. E., et al. (2007), Inverse estimates of the oceanic sources and sinks of natural CO<sub>2</sub> and the implied oceanic carbon transport, *Global Biogeochem. Cycles*, 21, GB1010, doi: 10.1029/2006GB002751.
- Miller, S. D., M. L. Goulden, M. C. Menton, H. R. Rocha, H. C. Freitas, A. M. Figueira, and C. A. D. Sousa (2004), Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance, *Ecol. Appl.*, 14, S114-S126.
- Miranda, A. C., H. S. Miranda, J. Lloyd, J. Grace, R. J. Francey, P. Riggan, and J. Brass (1996), Fluxes of carbon dioxide and water vapour over cerrado vegetation in Central Brazil. An analysis using eddy correlation and stable isotope techniques, *Plant Cell Environ.*, 20, 315-328.
- Mokany, K., R. J. Raison, and A. S. Prokushkin (2006), Critical analysis of root:shoot ratios in terrestrial ecosystems, *Global Change Biol.*, 12, 84-96.

- Morison, J. I. L., M. T. F. Piedade, E. Müller, S. P. Long, W. J. Junk, and M. B. Jones (2000), Very high productivity of the C<sub>4</sub> aquatic grass *Echinochloa polystachya* in the Amazon floodplain confirmed by net ecosystem CO<sub>2</sub> flux measurements, *Oecologia*, 125(3), 400-411, doi: 10.1007/s00442000464.
- Morton, D. C., R. S. DeFries, Y. E. Shimabukuro, L. O. Anderson, E. Arai, F. del Bon Espirito-Santo, R. Freitas, and J. Morissette (2006), Cropland expansion changes deforestation dynamics in the southern Brazilian Amazon, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 103 (39), 14,637-14,641.
- Neef, T., R. M. Lucas, J. R. dos Santos, E. S. Brondizio, and C. C. Freitas (2006), Area and age of secondary forests in Brazilian Amazonia 1978-2002: An empirical estimate, *Ecosystems*, 9, 609-623.
- Nemani, R. R., C. D. Keeling, H. Hashimoto, W. M. Jolly, S. C. Piper, C. J. Tucker, R. B. Myreni, and S. W. Running (2003), Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999, *Science*, 300, 1560-1564.
- Nepstad, D. C., C. J. R. d. Carvalho, E. A. Davidson, P. Jipp, P. A. Lefebvre, G. H. d. Negreiros, E. D. da Silva, T. A. Stone, S. E. Trumbore, and S. Vieira (1994), The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures, *Nature*, 372, 666-669.
- Nepstad, D., I. Tohver, D. Ray, P. Moutinho, and G. Cardinot (2007), Mortality of large trees and lianas following experimental drought in an Amazon forest, *Ecology*, 88, 2259-2269.
- Nepstad, D. C., C. M. Stickler, B. Soares-Filho, and F. Merry (2008), Interactions among Amazon land use, forests and climate: Prospects for a near-term forest tipping point, *Philos. Trans. R. Soc. Ser. B*, 363, 1737-1746, doi:10.1098/rstb.2007.0036.
- Nogueira, E. M., P. M. Fearnside, B. W. Nelson, R. I. Barbosa, and E. W. H. Keizer (2008), Estimates of forest biomass in the Brazilian Amazon: New allometric equations and adjustments to biomass from wood-volume inventories, *For. Ecol. Manage.*, 256(11), 1853-1857.
- Oliveira, P. J., E. J. P. da Rocha, G. A. Fisch, B. Kruijt, and J. B. M. Ribeiro (2004), Efeitos de um evento de friagem nas condições meteorológicas na Amazônia: Um estudo de caso, *Acta Amazonica*, 34(4), 613-619.
- Oliveira, P. H. F., P. Artaxo, C. Pires, S. de Lucca, A. Procopio, B. Holben, J. Schafer, L. F. Cardoso, S. C. Wofsy, and H. R. Rocha (2007), The Effects of biomass burning aerosols and clouds on the CO<sub>2</sub> flux in Amazonia, *Tellus, Ser. B*, 59, 338-349.
- Ometto, J. P. H. B., A. Nobre, H. R. Rocha, P. Artaxo, and L. A. Martinelli (2005), Amazonia and the modern carbon cycle: Lessons learned, *Oecologia*, 143, 483-500, doi:10.1007/s00442.005-0034-3.
- Oyama, M. D., and C. A. Nobre (2003), A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America, *Geophys. Res. Lett.*, 30(23), 2199, doi:10.1029/2003GLO18600.
- Parolin, P., et al. (2004), Central Amazonian Floodplain Forests: Tree adaptations in a pulsing system, *Bot. Rev.*, 70(3), 357-380.
- Peters, W., M. C. Krol, E. J. Dlugokencky, F. J. Dentener, P. Bergamaschi, G. Dutton, P. v. Velthoven, J. B. Miller, L. Bruhwiler, and P. P. Tans (2004), Toward regional-scale modeling using the two-way nested global model TM5: Characterization of transport using SF<sub>6</sub>, *J. Geophys. Res.*, 109, D19314, doi:10.1029/2004JD005020.
- Phillips, O. L., et al. (1998), Changes in the carbon balance of tropical forest: Evidence from long term plots, *Science*, 282, 439-442.
- Phillips, O. L., et al. (2002), Changes in growth of tropical forests: Evaluating potential biases, *Ecol. Appl.*, 12, 576-587.
- Phillips, O. L., N. Higuchi, S. Vieira, T. R. Baker, K.-J. Chao, and S. L. Lewis (2009), Changes in Amazonian forest biomass, dynamics, and composition, 1980-2002, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi:10.1029/2008GM000739, this volume.
- Piedade, M. T. F., W. J. Junk, and S. P. tong (1991), The productivity of the C<sub>4</sub> grass *Echinochloa polystachya* on the Amazon floodplain, *Ecol. Appl.*, 2, 145 6-1 463.
- Potter, C. S., S. A. Klooster, and V. Brooks (1999), Interannual variability in terrestrial net primary production: Exploration of trends and controls on regional to global scales, *Ecosystems*, 2, 36-48.
- Potter, C., S. Klooster, C. R. de Carvalho, V. B. Genovese, A. Torregrosa, J. Dungan, M. Bobo, and J. Coughlan (2001a), Modeling seasonal and interannual variability in ecosystem carbon cycling for the Brazilian Amazon region, *J. Geophys. Res.*, 106, 10,423-10,446.
- Potter, C. S., E. A. Davidson, D. C. Nepstad and C. R. Carvalho (2001b), Ecosystem modeling and dynamic effects of deforestation on trace gas fluxes in Amazon tropical forests, *For. Ecol. Manage.*, 152, 97-117.
- Potter, C., V. Brooks-Genovese, S. Klooster, M. Bobo, and A. Torregrosa (2001c), Biomass burning losses of carbon estimated from ecosystem modeling and satellite data analysis for the Brazilian Amazon region, *Atmos. Environ.*, 35, 1773-1781.
- Potter, C., S. Klooster, M. Steinbach, P. Tan, V. Kumar, S. Shekhar, and C. Carvalho (2004), Understanding global teleconnections of climate to regional model estimates of Amazon ecosystem carbon fluxes, *Global Change Biol.*, 10, 693-703.
- Prentice, I. C., and J. Lloyd (1998), C-quest in Amazon Basin, *Nature*, 396, 619-620.

- Pyle, E. H., et al. (2008), Dynamics of carbon, biomass, and structure in two Amazonian forests, *J. Geophys. Res.*, *113*, G00B08, doi: 10.1029/2007JG000592.
- Quesada, C. A., J. Lloyd, L. O. Anderson, M. Schwarz, and C. L. Czimczik (2009), Soils of Amazonia with particular reference to the RAINFOR sites, *Biogeosci. Discuss.*, *6*, 3851-3921.
- Ramankutty, N., H. K. Gibbs, F. Achard, R. DeFries, J. A. Foley, and R. A. Houghton (2007), Challenges to estimating carbon emissions from tropical deforestation, *Global Change Biol.*, *13*, 51-66.
- Raupach, M. R., and J. J. Finnigan (1995), Scale issues in boundary-layer meteorology: Surface energy balances in heterogeneous terrain, *Hydrol. Processes*, *9*, 589-612.
- Raupach, M. R., O. T. Denmead, and F. X. Dunin (1992), Challenges in linking atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations to fluxes at local and regional scales, *Aust. J. Bot.*, *40*, 697-716.
- Rayner, P., I. Enting, R. Francey, and R. Langenfelds (1999), Re-constructing the recent carbon cycle from atmospheric CO<sub>2</sub>, δ<sup>13</sup>C, and O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub> observations, *Tellus, Ser. 8*, *51*, 213-232.
- Rice, A. H., E. H. Pyle, S. R. Saleska, L. Huttyra, P. B. Carmargo, K. Portilho, D. F. Marques, and S. F. Wofsy (2004), Carbon balance and vegetation dynamics in an old-growth Amazonian forest, *Ecol. Appl.*, *14*, 855-871.
- Richey, J. E., et al. (1990), Biogeochemistry of carbon in the Amazon River, *Limnol. Oceanogr.*, *35*, 352-371.
- 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 CO<sub>2</sub>, *Nature*, *416*, 617-620.
- Richey, J. E., A. V. Krusche, M. S. Johnson, H. B. da Cunha, and M. V. Ballester (2009), The role of rivers in the regional carbon balance, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L07301, doi:10.1029/2008GM000734, this volume.
- Rocha, H. R., M. L. Goulden, S. D. Miller, M. C. Menton, L. D. V. O. Pinto, H. C. de Freitas, and A. M. S. Figueira (2004), Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia, *Ecol. Appl.*, *14* (4), 522-532.
- Rödenbeck, C., S. Houweling, M. Gloor, and M. Heimann (2003), CO<sub>2</sub> flux history 1982-2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport, *Atmos. Chem. Phys.*, *3*, 1919-1964.
- Saatchi, S. S., R. A. Houghton, R. C. dos Santos Alvalá, J. V. Soares, and Y. Yu (2007), Distribution of aboveground live biomass in the Amazon Basin, *Global Change Biol.*, *13*, 816-837.
- Saleska, S. R., et al. (2003), Carbon in Amazon forests: Unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses, *Carbon in Amazon forests: Unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses*, *Science*, *302*, 1554-1557.
- Saleska, S. R., K. Didan, A. R. Huete, and H. R. da Rocha (2007), Amazon forests green-up during 2005 drought, *Science*, *318*, 612.
- Saleska, S., H. da Rocha, B. Kruijt, and A. Nobre (2009), Eco-system carbon fluxes and Amazon forest metabolism, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000728, this volume.
- Sampaio, G., C. Nobre, M. H. Costa, P. Satyamurty, B. S. Soares-Filho, and M. Cardoso (2007), Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L17709, doi: 10.1029/2007GL030612.
- Santos, A. J. 8., G. T. da Silva, H. S. Miranda, A. C. Miranda, and J. Lloyd (2003), Effects of fire on surface carbon, energy and water vapour fluxes over campo sujo savanna in Central Brazil, *Funct. Ecol.*, *17*, 711-719.
- Stephens, B. B., et al. (2007), Weak northern and strong tropical land carbon uptake from vertical profiles of atmospheric CO<sub>2</sub>, *Science*, *316*, 1732-1735.
- Takahashi, T., R. H. Wanninkhof, R. A. Feely, R. F. Weiss, D. W. Chipman, N. Bates, J. Olafsson, C. Sabine, and S. C. Sutherland (1999), Net sea-air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans: an improved estimate based on the sea-air CO<sub>2</sub> difference, in *Proceedings of the 2nd International Symposium, CO<sub>2</sub> in the Oceans*, edited by Y. Nojiri, pp. 9-14, Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba.
- Tans, P. P., I. Y. Fung, and T. Takahashi (1990), Observational constraints on the global atmospheric carbon dioxide budget, *Science*, *247*, 1431-1438.
- Taylor, J., and J. Lloyd (1992), Sources and sinks of CO<sub>2</sub>, *Aust. J. Bot.*, *40*, 407-418.
- Telles, E. de C. 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: 10.1020/2002G8001953.
- Tian, H., J. M. Melillo, D. W. Kicklighter, A. D. McGuire, J. V. K. Helfrich, B. Moore, and C. J. Vorosmarty (1998), Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems, *Nature*, *396*, 664-667.
- Toivonen, T., S. Maki, and R. Kalliola (2007), The riverscape of Western Amazonia - A quantitative approach to the fluvial bio-geography of the region, *J. Biogeogr.*, *4*, 1374-1387.
- Tom, M. S., S. E. Trumbore, O. A. Chadwick, P. M. Vitousek, and D. M. Hendricks (1997), Mineral control of organic carbon storage and turnover, *Nature*, *389*, 170-172.

- Trumbore, S., and P. B. de Camargo (2009), Soil carbon dynamics, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi:10.1029/2008GM000741, this volume.
- Van der Werf, G. R., J. T. Randerson, G. J. Collatz, and L. Giglio (2003), Carbon emissions from fires in tropical and subtropical ecosystems, *Global Change Biol.*, 9, 547-562.
- Vieira, S., et al. (2004), Forest structure and carbon dynamics in Amazonian tropical rain forests, *Oecologia*, 140,468-479.
- Vourlitis, G. L., J. de Souza Nogueira, N. Priante Filho, W. Hoeger, F. Raiter. M. Sacardi Biudes, J. C. Arruda, V. Buscioli Capistrano, J. L. Brito de Faria, and F. de Almeida Lobo (2005), The sensitivity of diel CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O vapor exchange of a tropical transitional forest to seasonal variation in meteorology and water availability, *Earth Interact.*, 9,27 .
- Walker, R., R. DeFries, M. del C. Vera-Diaz, Y. Shimabukuro, and A. Venturieri (2009), The expansion of intensive agriculture and ranching in Brazilian Amazonia, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000735, this volume.
- Waterloo, M. J., et al. (2006), Export of organic carbon in run-off from an Amazonian rainforest blackwater catchment, *Hydrol. Processes*, 20, 2581-2597.
- Wattel-Koekkoek, E. J. W., P. Buurman, J. van der Plicht, E. Watter. and N. van Bremen (2003), Mean residence time of soil organic matter associated with kaolinite and smectite, *Eur. J. Soil Sci.*, 54, 269-278.
- Williams, E., A. Dall'Antonia, V. Dall'Antonia, J. M. Almeida F. Suarez, B. Liebmann, and A. C. M. Malhado (2005), The drought of the century in the Amazon Basin: An analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926, *Acta Amazonica*, 35, 238-238.
- Wilson, K. B., et al. (2002), Energy partitioning between latent and sensible heat flux during the warm season at FLUXNET sites, in *Water Resour. Res.*, 38(12), 1294, doi: 10.1029/2001WR000989.
- Wofsy, S. C., R. C. Harriss, and W. A. Kaplan (1988), Carbon dioxide in the atmosphere over the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, 93,1377-1387
- Worbes, M. (1997) The forest ecosystem of the floodplains, in *The Central Amazon Floodplain. Ecology of a pulsing system*, edited by W. J. Junk, pp. 187-206, Springer Verlag, Berlin.
- Wright, J. (2005), Tropical forests in a changing environment, *Trends Ecol. Evol.*, 20, 553-555.
- M. Gloor and J. Lloyd, School of Geography, University of Leeds, Leeds LS2 9JT, UK.
- R. A. Houghton, Woods Hole Research Center, 149 Woods Hole Road, Falmouth, MA 02540, USA. (rhoughton@whrc.org)
- C. Potter, Ecosystem Science and Technology Branch, NASA Ames Research Center, MS 242-4, Moffett Field, CA 94035, USA.

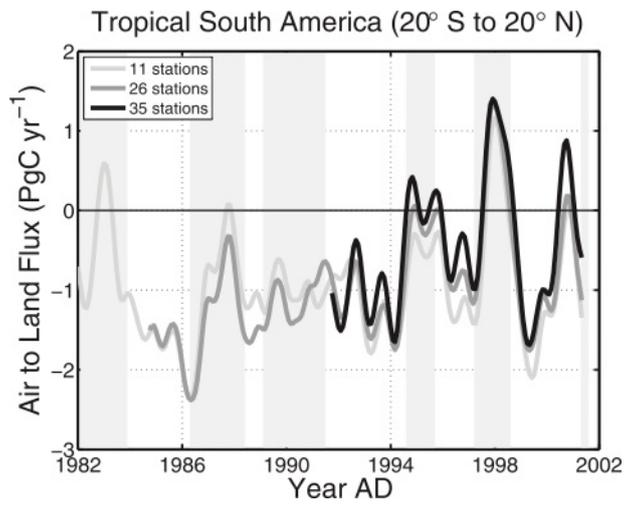
Tradução: Ivani Pereira

Revisão: Cleber Salimon

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.



**Figure 1**