



FLUXOS TURBULENTOS

O DIÁLOGO ENTRE A SUPERFÍCIE E A ATMOSFERA

Oswaldo L. Moraes
Otávio C. Acevedo
David R. Fitzjarrald
Ricardo K. Sakai

De que maneira a atmosfera inferior transporta e difunde gases e partículas nela abandonados? As páginas que seguem descrevem os fundamentos científicos da técnica de quantificar os fluxos turbulentos, ou seja, as trocas de momentum, energia e massa, incluindo gases-traços, entre a superfície e a atmosfera. Essa técnica, conhecida como correlação de vórtices (*eddy correlation*), tem sido a principal usada na estimativa das contribuições de diferentes ecossistemas para o balanço de CO₂. Limitações de resultados e avanços recentes são apresentados, particularmente, para a região amazônica. A parte das ciências atmosféricas que se ocupa do assunto é a micrometeorologia.

1. Questões preliminares

O dióxido de Carbono (CO₂) é o mais importante gás de efeito estufa resultante de ações antropogênicas¹. As concentrações atmosféricas globais de CO₂ passaram de 280 partes por milhão (ppm), no período pré-industrial, para 379 ppm em 2005. O aumento global dessas concentrações é devido principalmente à queima de combustíveis fósseis e a mudanças no uso do solo por queimadas e práticas agrícolas. Em síntese, o aumento das concentrações de gases de efeito estufa na atmosfera é resultante de ações que ocorrem na superfície do planeta. Assim, a conexão primeira entre a ação do homem e a transferência decorrente desta ação, para a atmosfera, ocorre em uma escala que não é de domínio regional ou continental. O processo inicial se dá em uma escala local. As interações diretas entre superfície e atmosfera possuem escalas de tempo da ordem de, no máximo, horas, e as escalas espaciais, da ordem de, no máximo, alguns quilômetros. Em outras palavras: quando se fala que a concentração de CO₂ atmosférico é de 379 ppm, faz-se referência ao valor médio em uma escala planetária. Entretanto, se a emissão ocorre em um local específico, quais são os mecanismos que transportam e distribuem esta emissão em todo o planeta?

A conexão entre a superfície do planeta e as regiões mais profundas da atmosfera e, em última instância, com a atmosfera global, é uma questão que requer o entendimento completo da interação terra-atmosfera, cuja complexidade deve ser perseguida com todas as ferramentas disponíveis pela ciência, sejam elas teóricas, experimentais ou de simulação.

O estado da atmosfera inferior é determinado, em grande parte, pelas trocas de energia e massa com a superfície. Conforme Middleton², foi a possibilidade de se medir com precisão temperatura e pressão que deu início, no século XIX, à moderna Meteorologia. Entretanto, o modo pelo qual a atmosfera inferior é aquecida e umedecida pelos fluxos superficiais constitui um problema relativamente novo. Observações dos fluxos superficiais tiveram início na década de 1970 com o desenvolvimento de sensores capazes de fazer dezenas de leituras a cada segundo. Posteriormente, nos anos 80 e início da década de 90, mostrou-se que a mesma técnica podia ser usada para quantificar os fluxos de CO₂ superficiais.

A emissão, ou absorção, que acontece na superfície, é primeiramente governada pelos processos característicos daquilo que se conhece como *Camada Limite Planetária*

¹ INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. *Climate Change 2007. The Physical Science Basis – Summary for Policy-makers*, 2007.

² MIDDLETON, W. E. K. *Invention of the Meteorological Instruments*. Baltimore, MD: Johns Hopkins Press, 1969.

(CLP). O conceito de Camada Limite em um fluido pode ser atribuído ao matemático e engenheiro inglês William Froude, que, na década de 70 do século XIX, fez uma série de experiências sobre as forças de arrasto em uma fina placa colocada na superfície da água. No contexto atmosférico, entretanto, não é fácil definir o que seja a Camada Limite. Para Stull³, a CLP designa a região da atmosfera que fica em contato direto com a superfície e responde às forçantes superficiais com uma escala de tempo da ordem de uma hora. Uma das principais características da CLP é a sua natureza turbulenta. Mas, a estrutura dessa turbulência difere em muito da turbulência usualmente estudada em túneis de vento. A turbulência na CLP, gerada pela convecção térmica, coexiste com a turbulência gerada mecanicamente. Além disso, interage com o vento médio que, por sua vez, é influenciado pela rotação da terra.

Sobre a superfície sólida, em particular, a estrutura da CLP é fortemente influenciada pelo ciclo diurno devido à forçante solar e pela presença de nuvens. Em resposta a este aquecimento/resfriamento da superfície, a profundidade e outras características da CLP apresentam significativas variações durante o ciclo. Logo após o nascer do sol, o aquecimento contínuo da superfície e os movimentos convectivos resultantes fazem com que a profundidade da CLP aumente de maneira contínua até alcançar um valor máximo (1 a 2km) durante a tarde. Seguindo-se ao pôr-do-sol, e através da noite, o esfriamento radiativo da superfície provoca a supressão ou enfraquecimento da turbulência e, conseqüentemente, a altura desta camada apresenta-se bem mais rasa. Perfis de vento, temperatura e concentração dos constituintes atmosféricos também exibem tal variação durante o ciclo diurno. Sobre os oceanos, mares e lagos, as variações diurnas são menores por causa da grande capacidade térmica da água.

Em resumo, os movimentos na CLP são quase sempre turbulentos. *Turbulência* refere-se ao movimento aparentemente caótico que se manifesta de forma irregular em flutuações aleatórias na velocidade, temperatura e concentração de escalares em torno de um valor médio. Os valores médios de vento, temperatura e concentrações variam acentuadamente, em função da altura acima do solo, nas primeiras dezenas de metros, sendo esta região conhecida como *Camada Limite Superficial* (CLS). É surpreendente que a investigação sistemática da CLS, assim como da CLP, esteja confinada aos últimos quarenta anos. Entretanto, a principal razão para isto é que, somente com o desenvolvimento de

³ STULL, R. B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Acad. Publs., 1988.

sensores rápidos e robustos, assim como com o advento de recursos computacionais de porte, tal investigação tornou-se consistente.

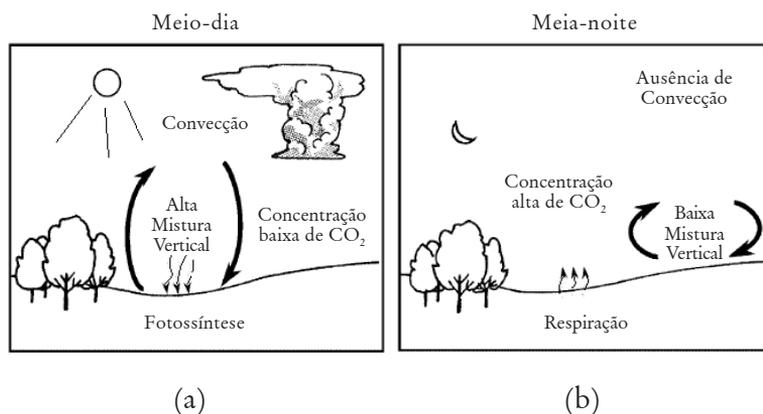


Figura 1: Em períodos diurnos (a), a forçante térmica induz turbulência e homogeneização das concentrações. Durante a noite (b), a supressão da turbulência provoca altas concentrações de contaminantes.

Outra questão crucial na investigação da CLP ainda permanece em aberto e, quem sabe, continuará assim por tempo indefinido: a dificuldade matemática na abordagem das equações que a governam. As equações que governam o escoamento na atmosfera são as equações de Navier-Stokes e equações de conservação de energia e massa. Tais equações são diferenciais parciais, não lineares e acopladas, para as quais não existem soluções analíticas. Além disso, referem-se a valores dependentes do tempo e do espaço, enquanto que nosso interesse básico está no estado médio da atmosfera. Recursos e hipóteses matemáticas possibilitam que equações para as variáveis médias sejam obtidas das equações básicas, mas elas permanecem não lineares, acopladas e com um problema adicional: o surgimento de novos termos. Em outras palavras, se as equações básicas constituíam um sistema fechado, no sentido de envolver o mesmo número de variáveis e equações, ainda que sem solução analítica, as equações para as variáveis médias permanecem não lineares, acopladas, e constituem agora um sistema não fechado. Estes termos adicionais, surgidos nesse sistema derivado, possuem as informações de como a superfície interage com a atmosfera e são chamados de *fluxos turbulentos*.

O saldo da transferência de grandezas escalares resultante do ciclo diário dos fluxos turbulentos é consequência

dos processos de interação da atmosfera com a superfície. Particularmente, para o caso de CO₂, a técnica que quantifica este saldo, a correlação de vórtices (*eddy correlation*), busca responder uma das questões fundamentais que dizem respeito à Floresta Amazônica, a de seu papel para o ciclo global do Carbono como fonte ou sumidouro de CO₂ para a atmosfera. A técnica permite observar diretamente o CO₂ atmosférico e seu movimento vertical com medidas de longo prazo, a partir de torres operando ao longo de meses e anos. Permite ainda determinar diretamente o *saldo de transferência do ecossistema* (STE), quantidade que engloba os processos de fotossíntese, respiração antrópica e respiração heterotrófica.

2. Aspectos teóricos e experimentais

A equação que governa a evolução temporal da concentração de qualquer gás em um fluido é dada por

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot (C \vec{V}) = S \quad (1),$$

que é a conhecida equação de continuidade: C representa a concentração do material (CO₂ por exemplo), \vec{V} é a velocidade de escoamento do fluido e S o termo de fonte. Note-se que esta equação é acoplada à equação, não escrita aqui, de Navier-Stokes, pois necessita do campo de velocidade para ser resolvida. A equação (1) descreve a dependência de C em função de (x, y, z, t) , isto é, $C = C(x, y, z, t)$. Entretanto, do ponto de vista prático, ainda que pudesse ser resolvida para a determinação exata de $C(x, y, z, t)$, tal equação seria de pouca utilidade. O importante é o conhecimento dos valores médios desta função. Deixando-se de lado toda a questão formal do problema de média em turbulência⁴ consideremos as médias de Reynolds⁵ como abordagem inicial. Reynolds sugeriu que os valores de qualquer grandeza podem ser decompostos em um termo médio mais um valor que flutua em torno dessa média, ou seja,

$$C(x, y, z, t) = \bar{C} + c(x, y, z, t) \quad (2),$$

onde a barra denota o valor médio e c o valor da flutuação. Decomposição similar deve ser efetuada sobre as três componentes do campo de velocidade que, a partir de agora, vamos representar por $U = \bar{U} + u$ para a componente ao longo da direção x , para a componente ao longo

⁴ MORAES, O. L. L. & ACEVEDO, O. C. Camada Limite Planetária – Problemas com Medições e Interpretação de Dados. *Turbulência*, 4, 109-136, 2004.

⁵ REYNOLDS, O. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A186, 123-164, 1895.

da direção y e $W = \bar{W} + w$ para a componente vertical do vento. Com tais substituições, a equação que descreve a evolução da concentração média é reescrita como:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + U \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} + V \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} + W \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} + \frac{\partial \bar{uc}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{vc}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{wc}}{\partial z} = S \quad (3)$$

Na derivação acima já está implícita a hipótese de que o fluido é incompressível. Note-se, conforme já referido, que esta equação possui as características da equação (1), diferindo, substancialmente, pelo surgimento dos três últimos termos do lado direito, que designam os fluxos turbulentos. Antes de discutir em maiores detalhes as características dos mesmos, façamos algumas hipóteses adicionais, que não são restritivas, de modo a simplificar a equação (3).

Adotemos um sistema de coordenadas que esteja alinhado com a direção do vento médio e consideremos também que a turbulência seja horizontalmente homogênea. A primeira simplificação é sempre possível de ser feita. A segunda possui validade se a superfície sobre a qual estamos querendo descrever a concentração for plana. Com tais suposições, a equação que descreve a concentração de CO_2 é dada por

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + U \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{wc}}{\partial z} = S \quad (4)$$

A equação (3) apresenta um claro indício de que a concentração média é dominada por um efeito advectivo e um efeito difusivo vertical. No caso de o vento ser fraco, a divergência vertical do fluxo é que domina a evolução da concentração média. Importa ressaltar que a evolução da concentração média não é governada pelo fluxo, mas pelo perfil do fluxo. E qual o significado do termo $\frac{\partial \bar{wc}}{\partial z}$? Por que a ele atribuímos o nome de fluxo?

O *fluxo* de uma propriedade é definido como a quantidade dessa propriedade que atravessa uma determinada superfície, por unidade de área e por unidade de tempo. Assim, aquilo que foi acima caracterizado como fluxos turbulentos não satisfaz essa definição. Entretanto, em meteorologia, define-se como *fluxo cinemático* o produto de uma propriedade pela magnitude da velocidade do vento que transporta a propriedade. Se a turbulência atmosférica tivesse uma natureza absolutamente randômica, perturbações em

w transportariam perturbações tanto positivas quanto negativas de c . Nesse caso, \overline{wc} tenderia a zero após a operação de média. Porém, isso não ocorre, mostrando que a turbulência não é um processo totalmente aleatório, motivo pelo qual transportes turbulentos existem. A figura 2 ilustra essa constatação, em função do perfil vertical médio da propriedade transportada. No caso em que a concentração cresce com a altura, a maioria das parcelas de ar que se deslocam para baixo (w' negativo) trarão ar mais “sujo” (c positivo) de níveis superiores e aquelas que se deslocam para cima (w' positivo) levarão ar mais “limpo” (c positivo). Neste caso, na média, o fluxo turbulento será positivo. Do contrário, se o perfil vertical de concentração crescer com a altura, o inverso ocorrerá, causando um fluxo turbulento \overline{wc} negativo.

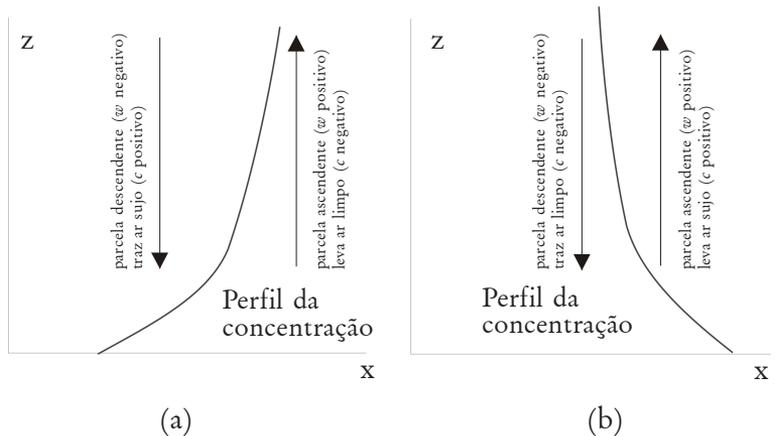


Figura 2: O fluxo turbulento é na direção contrária do aumento da concentração. Em (a), quer as massas de ar desloquem-se para cima, quer para baixo, o perfil determina um fluxo para a superfície. Em (b) o fluxo é para os níveis superiores.

3. Medidas dos fluxos turbulentos

A técnica mais utilizada para observações experimentais dos fluxos turbulentos é a chamada *correlação dos vórtices* (*eddy correlation*): procede-se a observações em alta frequência, tanto da propriedade cujos fluxos se quer estimar, quanto da componente do vento na direção em que o fluxo ocorre. Por exemplo, para se medir o fluxo vertical turbulento de CO_2 (\overline{wc}), deve-se coletar um grande número de amostras de ambas as variáveis (w e c). A figura 3, mostra tais variáveis, para um dia em particular, medidas

com frequência de 10 Hz sobre uma área de pastagem na Amazônia. A partir dessas observações detalhadas, efetua-se a covariância estatística entre as duas variáveis (uma covariância entre duas variáveis é a média do produto da perturbação de cada uma dessas variáveis em relação a sua média, ou no caso do exemplo, $\overline{w'c'}$). Fisicamente, isso corresponde a um “inventário” de todo o transporte da propriedade pela componente do vento, a cada instante observado. O fato, mencionado na sessão anterior, de que os campos turbulentos não são totalmente aleatórios, faz com que a correlação entre as duas variáveis turbulentas seja não necessariamente nula.

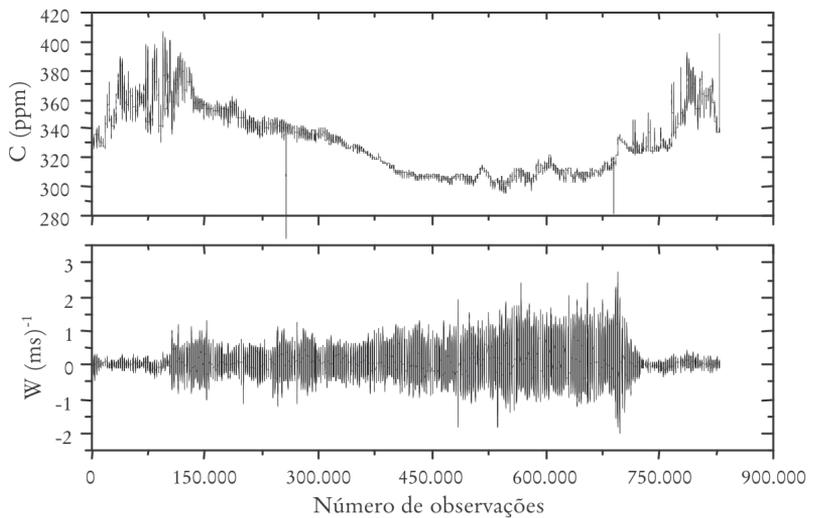


Figura 3: Valores instantâneos, a 10 Hz, da concentração de CO_2 e velocidade vertical do vento, coletados com sensores do sistema de correlação de vórtices, em uma região desmatada da Amazônia. Em um dia de observação, com esta taxa de amostragem, são coletados 864.000 valores. No eixo horizontal, 0 representa 00:00 e 864.000 representa 24:00.

A figura 3 merece ainda algumas considerações. Inicialmente, é importante referir que os sensores do sistema de correlação de vórtices fazem “leituras” do valor absoluto da variável em questão e não da sua flutuação. Isto é, as figuras representam W e C e não w e c , conforme notação adotada anteriormente. Também, é evidente que os valores médios, \overline{W} e \overline{C} , associados com este conjunto de dados, são altamente dependentes do período escolhido para o cálculo de tal média. É, também, muito ilustrativo o fato de que as flutuações nos valores da concentração de CO_2 no

início e final do gráfico são maiores do que os valores intermediários. A figura, em seu eixo horizontal, representa um dia. Assim, seu início e final mostram dados coletados durante a noite. A região intermediária, dados coletados durante o dia. Similarmente, uma consideração equivalente pode ser feita para a componente vertical da velocidade do vento. No período diurno, é facilmente constatável que a turbulência fica muito mais intensa do que no período noturno.

A título de ilustração, e sem cálculos mais refinados, pode-se estimar, a partir desses dados, o fluxo turbulento de CO_2 durante um intervalo de meia hora para um período noturno e um período diurno. As figuras 4 e 5, a seguir, ilustram tal cálculo. Em cada figura, vê-se respectivamente, no quadro superior, a componente turbulenta da velocidade, (w), no quadro intermediário, a componente turbulenta da concentração de CO_2 , (c), e no quadro inferior, o produto (wc). Neste último quadro, a linha vermelha representa o valor médio, ou seja, o fluxo turbulento \overline{wc} . Em termos numéricos, para este exemplo, os valores correspondentes são iguais a $-0,013\text{mg}/(\text{m}^2\text{s})$ para o período diurno e $0,07\text{mg}/(\text{m}^2\text{s})$ para o período noturno.

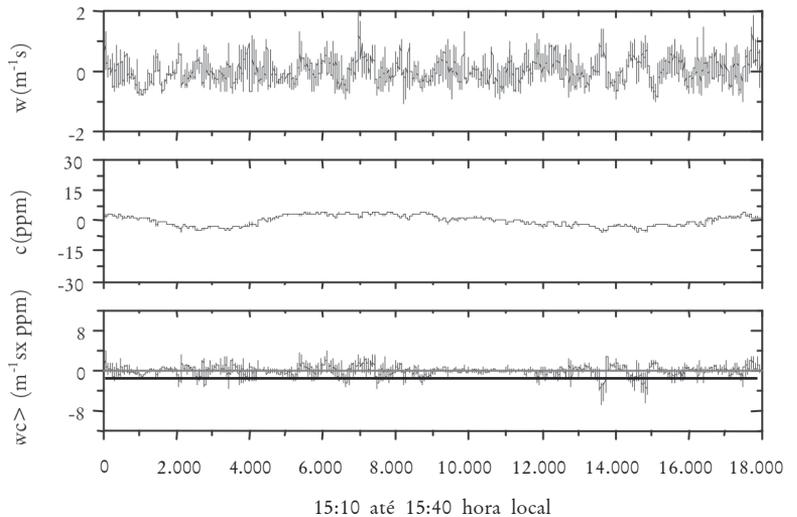


Figura 4: O quadro superior apresenta 30 minutos de dados noturnos da velocidade vertical turbulenta do vento da série ilustrada na figura 3. O quadro intermediário mostra a concentração turbulenta de CO_2 . O quadro inferior refere-se ao produto das duas séries. A linha preta é o valor médio, ou seja, o fluxo turbulento de CO_2 .

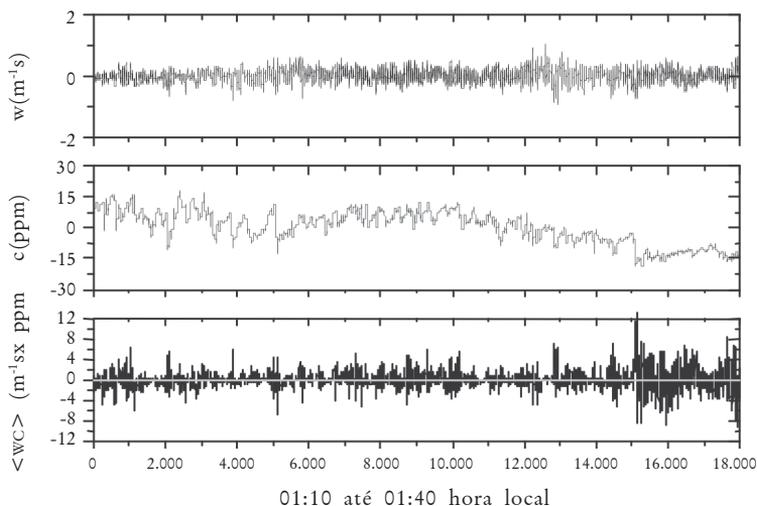


Figura 5: Como na figura 4 para meia hora de dados diurnos.

Um aspecto, aparentemente contraditório, e que está ressaltado nas figuras, é a amplitude da concentração de CO_2 , significativamente maior no período noturno do que no período diurno, embora o fluxo, em valor absoluto, seja maior durante o dia do que durante a noite. Isto é consequência da intensidade da turbulência. Em condições convectivas, a turbulência tende a homogeneizar a concentração, enquanto que em condições estáveis, de fraca turbulência, as heterogeneidades são ressaltadas.

No exemplo acima, o fluxo noturno ($0,07\text{mg}/(\text{m}^2\text{s})$) e o fluxo diurno e $-0,013\text{mg}/(\text{m}^2\text{s})$ foram calculados para intervalos de trinta minutos. Este período é comumente conhecido como *janela*. A janela utilizada para o cálculo do fluxo é uma das questões fundamentais e motivo de intensas pesquisas atualmente. Detalhes do problema e dos resultados contraditórios que podem ser encontrados a partir de escolhas de diferentes janelas para a determinação dos fluxos estão apresentados na seção quatro.

Problemas presentes nas medidas dos fluxos

Uma vez que permite medir diretamente os fluxos turbulentos, a técnica de correlação de vórtices é a escolha lógica para a determinação da troca líquida de CO_2 entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera. Entretanto, a implementação desta técnica pode variar significativamente entre os sítios experimentais. Isso é particularmente verdadeiro para as medidas de fluxo de CO_2 , as quais podem fazer uso dos sistemas *open-path* ou *closed-path* para o sensor de concentração do gás. Também existem diferenças entre as

configurações de anemômetros sônicos disponíveis comercialmente e que devem ser consideradas no momento dos cálculos. Ademais, considerações próprias necessitam ser introduzidas para corrigir, ou atenuar, os efeitos aerodinâmicos introduzidos nos escoamentos pelas plataformas de observação.

Outro problema adicional é que requer considerações específicas é a representatividade do sítio onde o sistema de correlação é instalado. A vegetação natural apresenta-se espacialmente não-homogênea. Em particular, a variabilidade espacial da densidade de vegetação influencia a circulação atmosférica nos níveis mais baixos, afetando a troca superficial de energia, água e Carbono em uma larga escala. Os processos para extrair informações nestas escalas dependem, por sua vez, das escalas espaciais e temporais nas quais os dados são coletados.

Tão relevantes quanto os problemas apresentados anteriormente é aquele relativo às medições em condições noturnas e de vento calmo. A respiração noturna do solo e da vegetação é um importante componente do balanço de Carbono de qualquer ecossistema, constituindo-se num dado desafiador, porque ocorre em condições sobre as quais, muitas vezes, a técnica de correlação de vórtices é questionável. Uma aproximação usual para corrigir o problema é adicionar ao fluxo calculado o armazenamento que ocorre entre o solo e a altura em que o sistema experimental é montado. Nesta solução empírica, o armazenamento é igual à integração vertical da mudança da concentração de CO_2 , no tempo, ao longo desta camada. Note-se que, durante o dia, mesmo em condições de ventos fracos, a mistura turbulenta é suficientemente intensa, de modo que a subestimação dos fluxos não é significativa. Durante a noite, por outro lado, observa-se que o fluxo medido de CO_2 tende a zero, quando a turbulência é suprimida. Um comportamento semelhante é previsto tanto pela Teoria-K como pela Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov. Em ambas, o fluxo é proporcional ao produto da intensidade da turbulência (u_*) pelo gradiente do valor médio da quantidade transportada. Em outras palavras, o fluxo decresce quando a turbulência decresce. Wofsy *et al.*⁶ e Goulden *et al.*⁷, entretanto, apontam que a intensidade biológica da fonte de CO_2 não deve ser uma função do movimento do ar, implicando que a concentração de CO_2 entre a superfície e o nível de observação deve ser independente da intensidade da turbulência. Numerosas observações, sumarizadas em Massman e Lee,⁸ entretanto, mostram que a correção com o armazenamento

⁶ WOFSY, S. C. *et al.*. Net exchange of CO_2 in a mid-latitude forest. *Science*, 260, 1314-1317, 1993.

⁷ GOULDEN, M. L. *et al.*. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. *Glob. Change Biol.*, 2, 169-182, 1996.

⁸ MASSMAN, W. J. & LEE, X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agric. And Forest Meteorol.*, 113, 121-144, 2002.

não faz com que os fluxos reavaliados tenham valores iguais àqueles obtidos em condições de ventos fortes. Em alguns casos, identifica-se um valor crítico de u_* , acima do qual o fluxo tende a um valor assintótico e igual à intensidade da fonte biológica. Similarmente, o balanço de energia é comprometido em situação nas quais u_* é pequeno, melhorando, consideravelmente, nas situações em que u_* é grande. Uma prática comum, neste caso, é substituir os fluxos dos períodos nos quais $u_* < (u_*)_c$ pelo fluxo estimado com uma função da temperatura (Q_{10}) obtida de períodos de forte turbulência. Q_{10} é o aumento relativo na respiração resultante de um aumento de 10° na temperatura. Esta técnica de substituição dos fluxos, nos casos de pouca intensidade da turbulência, é referida como correção por u_* . Os aspectos discutidos acima estão sintetizados na figura 6.

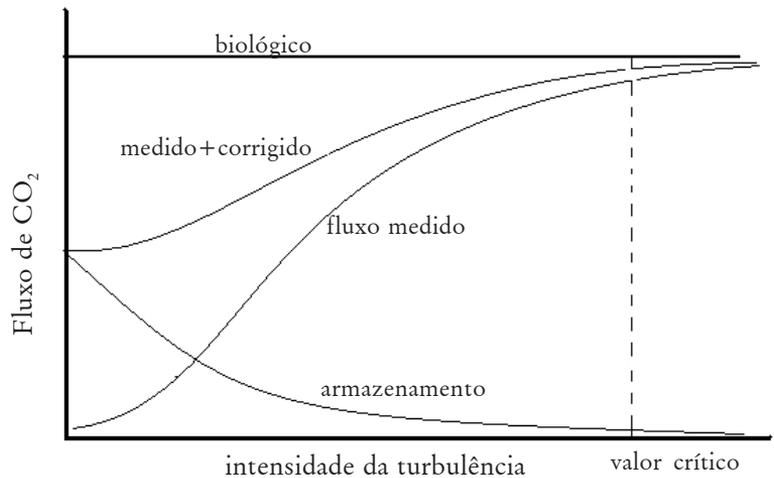


Figura 6: O fluxo medido de CO_2 apresenta uma dependência da intensidade da turbulência. Usualmente, a este fluxo é adicionada a taxa de acumulação, estimada entre a superfície e o nível no qual o sistema de correlação de vórtices é montado. A soma destas duas quantidades tende assintoticamente para o valor esperado da emissão pelo ecossistema.

4. Fluxos superficiais na Floresta Amazônica

A técnica da covariância dos vórtices foi utilizada para a determinação de fluxos superficiais entre a Floresta Amazônica e a atmosfera, pela primeira vez nos experimentos ABLE 2A e 2B (*Amazon Boundary Layer Experiment*), na década de 80.⁹ Os resultados desse período se referem principalmente à partição da energia em fluxos de calor sensível e latente¹⁰. Fan *et al.*¹¹ aproveitaram dados de tais

⁹ GARSTANG, M. *et al.*. The Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE-2B): A Meteorological perspective. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 19-32, 1990.

¹⁰ FITZJARRALD, D. R. *et al.*. Turbulent transport observed just above the Amazon Forest. *Journal of Geophysical Research*, (93):20,1551-1563, 1988.

SÁ, L. D. de A.; VISWANADHAM, Y. & MANZI, A. O. Energy receipt partitioning over Amazon Forest. *Theoretical and Applied Climatology*, 39:1-16, 1988.

¹¹ FAN, S. C.; WOFYSY, S. C.; BAKWIN, P. S. & JACOB, D. J. Atmosphere-Biosphere exchange of CO_2 and O_3 in the Central Amazonforest. *Journal of Geophysical Research*, 95:16851-16864, 1990.

experimentos para quantificar as transferências de CO₂ entre a Amazônia e a atmosfera. Neste trabalho, apenas 12 dias de dados são analisados, com a conclusão de que a floresta absorve Carbono a uma taxa de 2,2 T C ha⁻¹ ano⁻¹. Embora seja uma estimativa bastante simplista, originada a partir de uma série muito curta de dados, o estudo marcou o início de uma nova metodologia para responder uma das questões mais fundamentais que dizem respeito à Floresta Amazônica, a de seu papel para o ciclo global do Carbono como fonte ou sumidouro de CO₂ para a atmosfera.

A possibilidade de determinação do saldo da transferência de Carbono entre a Floresta e a atmosfera pela covariância dos vórtices representou uma nova era em termos da caracterização deste ecossistema e de seu papel global. A técnica permite medidas de longo prazo, a partir de torres operando ao longo de meses e anos. Também representa, naturalmente, uma média dos fluxos sobre uma área com dimensões na ordem de centenas de metros, que é a região de onde se originam os turbilhões observados na torre micrometeorológica. Além disso, ao observar diretamente o CO₂ atmosférico e seu movimento vertical, essa técnica permite a quantificação direta do saldo de transferência do ecossistema (STE), quantidade que engloba os processos de fotossíntese, respiração autotrófica e respiração heterotrófica.

Por esses motivos, na década de 90, divulgou-se uma grande quantidade de estudos nos quais se quantificava o STE para a Amazônia, sendo que a maior parte deles integra o projeto ABRACOS (*Anglo Brazilian Amazonian Climate Observation Study*), implementado entre 1990 e 1993.¹² Dentre esses, destacam-se os trabalhos de Grace *et al.*,¹³ que, a partir de 55 dias de medidas em uma floresta no estado de Rondônia, determinou que o ecossistema absorvia Carbono a uma taxa de 0,9 T C ha⁻¹ ano⁻¹, e o de Malhi *et al.*,¹⁴ que apresentou resultados provenientes de um ano inteiro de medidas na região de Manaus. Este último estudo foi o primeiro a mostrar uma grande assimilação de Carbono pela floresta (5,9 T C ha⁻¹ ano⁻¹), bem maior que os valores anteriormente obtidos. Como causas para essa discrepância, os autores sugerem o fato de as medidas anteriores terem sido registradas em locais diferentes, e a possibilidade de a floresta, na região do estudo, estar se recuperando de distúrbios recentes, causados por tempestades, fogo ou seca. Malhi & Grace¹⁵ especulam que a grande assimilação de Carbono observada em Manaus pode estar associada ao efeito de fertilização da atmosfera, a partir dos resultados

¹² GASH, J. H. C. & NOBRE, C. A. Climate effects of amazonian deforestation: some results from ABRACOS. *Bull. Amer. Meteo. Soc.*, 78, 823-830, 1997.

¹³ GRACE, J. *et al.*. Carbon dioxide uptake by an undisturbed tropical rain forest in south-west Amazonia 1992-1993. *Science*, 270, 778-780, 1995.

¹⁴ MALHI, Y. *et al.*. Carbon dioxide transfer over a central Amazonian rain forest. *J. Geophys. Res.*, 103, 593-612, 1998.

¹⁵ MALHI, Y. & GRACE, J. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide. *Trends in Ecology and Evolution*, 15, 332-337, 2000.

¹⁶ MALHI, Y. *et al.*. *Op. cit.*

¹⁷ LAURANCE, W. F. Mega-development trends in the Amazon: implications for global change. *Environmental Monitoring and Assessment*, 61:113-122, 2000.

CHAMBERS, J. Q.; HIGUCHI, N.; SCHIMEL, J. P.; FERREIRA, L. V. & MELACK, J. M. Decomposition and carbon cycling of dead trees in tropical forests of the central Amazon. *Oecologia*, 122:380-388, 2000.

ANDREAE, M. O. *et al.*. Towards an understanding of the biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases and aerosols in Amazonia: the LBA-EUSTACH experiments. *J. Geophys. Res.*, (107):8066, 2002.

¹⁸ ADAMS, J. M. & PIOVESAN, G. Long series relationships between global interannual CO₂ increment and climate: evidence for stability and change in role of the tropical and boreal-temperate zones. *Chemosphere*, 59, 1595-1612, 2005.

¹⁹ FEARNESIDE, P. M. A água de São Paulo e a floresta amazônica. *Ciência Hoje*, 34, 63-65, 2004.

CLARK, D. A. Sources or sinks? The response of tropical forests to current and future climate and atmospheric composition. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 359, 477-491, 2004.

²⁰ ANDREAE, M. O. *et al.*. *Op. cit.*

²¹ MALHI, Y. *et al.*. *Op. cit.*

²² ARAÚJO, A. C. *et al.*. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in central Amazonian rain forest: the Manaus LBA site. *J. Geophys. Res.*, (107):8090, 2002.

demonstrados em laboratório de que a atividade fotossintética das plantas tende a aumentar de forma apreciável em uma atmosfera mais rica em CO₂. Além disso, Malhi *et al.*¹⁶ dão especial ênfase à questão da transferência noturna e das limitações da técnica nessas condições, mostrando que tal incerteza pode elevar o valor da respiração noturna em 23%. Como o STE representa uma pequena diferença entre duas quantidades de grande magnitude (produção primária bruta e respiração total), a discrepância pode ter tido consequências significativas no resultado final do estudo.

A grande absorção de Carbono pela floresta, sugerida acima, repercutiu largamente na comunidade científica. Inicialmente, o resultado serviu como evidência de que a Amazônia seria um sumidouro significativo de Carbono em escala global.¹⁷ Por outro lado, Adams & Piovesan¹⁸ argumentam que essa taxa de absorção levaria a biomassa do ecossistema a dobrar em 60 anos, criticando, com base no fato, o uso da covariância dos vórtices para a determinação dos fluxos: "... alguns desses resultados convidam à incredulidade, pois contrastam fortemente com extensivos trabalhos prévios acerca dos processos do ecossistema". Em anos recentes, há o entendimento de que a taxa de assimilação de Carbono determinada por Malhi *et al.* foi exagerada,¹⁹ com a diferença sendo justificada primariamente devido às incertezas quanto aos valores da taxa de respiração noturna.

O mais amplo estudo sobre o funcionamento da Floresta Amazônica como ecossistema até a presente data foi o projeto LBA (*Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in the Amazon*), que envolveu medidas de longo prazo, entre 2000 e 2005, em vários locais da Bacia Amazônica e adjacências. A determinação do papel da Amazônia no ciclo global do Carbono constituiu uma componente importante deste projeto, sendo que vários grupos utilizaram a covariância dos vórtices para a determinação dos fluxos de CO₂ em pontos distintos da região. No estudo de Andreae *et al.*²⁰, realizado em três localidades diversas (Manaus, Rondônia e Caxiuana – no Leste da Amazônia, 350km a Oeste da cidade de Belém), foi observada assimilação de Carbono em magnitude semelhante à determinada por Malhi *et al.*²¹. Também Araújo *et al.*²² quantificaram a absorção de Carbono pelo ecossistema em duas torres micrometeorológicas próximas entre si, na região de Manaus. Fazendo uma correção simples para o problema dos fluxos noturnos, os resultados nas duas localidades mostram absorção de Carbono de, respectivamente, 1,7 e 5,3 T C ha⁻¹ ano⁻¹. Os valores são apreciáveis, mas significativamente menores

- que os obtidos sem o uso de correção alguma: 9,3 e 10 T C ha⁻¹ ano⁻¹. O primeiro trabalho a utilizar medidas de fluxo de CO₂ por covariância de vórtices na região amazônica foi o de Saleska *et al.*²³, que encontraram emissão de Carbono da floresta para a atmosfera, de 1,3 T C ha⁻¹ ano⁻¹. Nessa pesquisa, que se serviu de dados de duas torres micrometeorológicas na região de Santarém ao longo de três anos, correções aplicadas para as perdas de fluxo noturnas foram responsáveis por um aumento no valor de STE de 3,8 a 5,8 T C ha⁻¹ ano⁻¹, em um sítio, e de 2,0 a 3,8 T C ha⁻¹ ano⁻¹, em outro sítio. A não aplicação da correção, portanto, levaria a valores de assimilação de Carbono pela floresta. Estes seriam, porém, inferiores aos observados nos estudos anteriores, indicando que boa parte da diferença entre os resultados provém de variabilidade genuína nas transferências entre a floresta e a atmosfera, de uma região para outra. Os resultados de Saleska *et al.* concordam com estimativas independentes, fundamentadas em inventários de biomassa e de fluxos noturnos a partir de observações de Radônio.²⁴ De qualquer forma, os autores enfatizam que "... incertezas notáveis estão associadas às correções de fluxo noturno, refletindo um entendimento imperfeito dos detalhes do transporte na copa, mas a evidência disponível sugere fortemente que fluxos não corrigidos sobreestimarão a absorção na maioria dos sítios". A importância da correção dos resultados em relação às noites de pequena mistura turbulenta fica clara no trabalho de Miller *et al.*²⁵, que apresentam resultados detalhados de medidas em uma das duas torres analisadas por Saleska *et al.*²⁶. Na ausência de qualquer tipo de correção, os autores calcularam que a floresta absorveria Carbono a uma taxa de 3,9 T C ha⁻¹ ano⁻¹. Por outro lado, com a devida filtragem para as noites calmas, os resultados passam a indicar a floresta como uma fonte de Carbono, de 0,4 T C ha⁻¹ ano⁻¹, um valor que concorda bem com estimativas de biometria e com os resultados de Saleska *et al.*. Como ilustração da dependência das correções no resultado final, Miller *et al.*²⁷ mostraram que, dependendo da quantidade de noites cujos dados são corrigidos, a estimativa de emissão de Carbono pelo ecossistema pode chegar até 2,0 T C ha⁻¹ ano⁻¹. Ainda que tais estudos apresentem argumentos fortes para a aplicação da correção para os dados noturnos, um problema com este procedimento pode ser inferido dos resultados de Sakai *et al.*²⁸. Neste trabalho, que usou a covariância dos vórtices para determinar as transferências de Carbono entre a atmosfera e uma área desmatada na região de Santarém, ficou demonstrado que
- ²³ SALESKA, S. R. *et al.*. Carbon in Amazon Forests: Unexpected Seasonal Fluxes and Disturbance-Induced Losses. *Science*, 302, 1554-1557, 2003.
- ²⁴ MARTENS, C. S. *et al.*. Radon fluxes in tropical forest ecosystems of Brazilian Amazonia: night-time CO₂ net ecosystem exchange derived from radon and energy covariance methods. *Global Change Biology*, 10, 618-629, 2004.
- ²⁵ MILLER, S. D. *et al.*. Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance. *Ecological Applications*, 14, 114-126, 2004.
- ²⁶ SALESKA, S. R. *et al.*. *Op. cit.*
- ²⁷ MILLER, S. D. *et al.*. *Op. cit.*
- ²⁸ SAKAI, R. K. *et al.*. Land-use change effects on local energy, water, and carbon balances in an Amazonian agricultural field. *Global Change Biology*, 10, 895-907, 2004.

restrições semelhantes às impostas por Saleska *et al.* ou por Miller *et al.* implicariam rejeição de 98% dos dados noturnos. Isso ocorre devido a que o desmatamento origina uma grande perda radiativa local à noite, causando forte estabilidade térmica e reduzindo fortemente a intensidade da mistura turbulenta.

Ometto *et al.*²⁹ apresentam uma síntese das medidas de STE na Floresta Amazônica, tanto por covariância dos vórtices, como por biometria. A grande disparidade entre os resultados, descrita nos parágrafos acima, fica evidente, e os únicos estudos que concluíram pela existência de emissão de Carbono do ecossistema para a atmosfera foram os realizados na região de Santarém. Conclui-se então que a variabilidade entre os resultados pode ser conseqüência de diversidade de sítios estudados. De qualquer forma, é certo que o uso de diferentes técnicas, em especial no que diz respeito ao uso ou não de filtragem dos dados originados em noites de pouco vento, contribui para a incerteza associada aos resultados obtidos.

5. Fluxos turbulentos em noites de pouco vento

Por que o valor de LTE determinado pela técnica de covariância dos vórtices depende do uso ou não da correção para as noites de vento fraco e, além disso, do valor de intensidade turbulenta escolhido como limite para a filtragem?

Inicialmente, é importante destacar que essa dependência, já observada em outros ecossistemas como floresta decídua³⁰ ou floresta boreal³¹, mostrou-se substancialmente mais importante na Floresta Amazônica. O motivo é o fato de o valor final de STE representar uma diferença pequena entre duas quantidades bastante grandes (fotossíntese e respiração total) que, no caso da Amazônia, são, cada uma, muito maiores que nos ecossistemas estudados anteriormente. Como a incerteza – ainda que pequena – com respeito à transferência no período noturno afeta diretamente apenas uma dessas quantidades (a respiração), ela pode fazer com que o resultado final mude de maneira apreciável, podendo mesmo substituir assimilação por emissão de Carbono pela superfície.³²

Massman & Lee e Baldocchi³³ atribuem duas principais razões para o fato de a covariância dos vórtices subestimar as taxas de respiração em noites de pouco vento: mistura turbulenta insuficiente e existência de escoamentos de drenagem.

²⁹ OMETTO, J. P. H. B. *et al.*. Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned. *Oecologia*, 143, 483-500, 2005.

³⁰ GOULDEN, M. L. *et al.*. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. *Glob. Change Biol.*, 2, 169-182, 1996.

³¹ GOULDEN, M. L. *et al.*. Physiological responses of a black spruce forest to weather. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 102, 987-996, 1997.

³² MASSMAN, W. J. & LEE, X. *Op. cit.*

³³ MASSMAN, W. J. & LEE, X. *Op. cit.*

BALDOCCHI, D. D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystem – past, present and future. *Global Change Biology*, 9, 479-492, 2003.

Os escoamentos de drenagem são movimentos horizontais de ar frio em direção às regiões mais baixas, que, acredita-se, podem transportar uma porção importante do CO₂ respirado localmente. A medida experimental deste tipo de processo não é trivial, pois envolve uma rede de sensores dispostos espacialmente, não podendo ser obtida com uma única torre. Apenas no final da década de 90 os primeiros estudos de quantificação começaram. Staebler & Fitzjarrald³⁴ mediram o Carbono transportado horizontalmente por correntes de drenagem, concluindo que, de fato, era através deste processo que parte do CO₂ respirado localmente e não medido pela covariância dos vórtices era transportado. Entretanto, o Carbono transferido horizontalmente não equivalia ao total do fluxo perdido. Aubinet *et al.*³⁵ observaram que os termos de transporte horizontal são importantes, mas dependendo do local, podem contribuir positiva ou negativamente para o balanço local de Carbono.

Existem, portanto, evidências de que a não quantificação do transporte horizontal não seja a causa única da subestimação de taxas de respiração noturnas. O problema referido como “mistura turbulenta insuficiente” pode explicar a diferença, mas, em geral, a sua descrição é muito vaga na literatura especializada. Frequentemente se sugere como possível solução que a covariância dos vórtices seja aplicada a uma série de dados maior que os 30 minutos comumente utilizados, com o objetivo de se capturar transferências de baixas frequências. É interessante destacar ainda que a janela de 30 minutos, adotada pela comunidade ecológica para o cálculo dos fluxos³⁶, é bastante distinta da de 5 minutos usada tipicamente pela comunidade micrometeorológica³⁷. Qual o motivo das diferenças? Podem elas explicar, pelo menos parcialmente, as dificuldades na determinação dos fluxos turbulentos em noites de pouco vento?

Vickers & Mahrt³⁸ mostraram que a transferência turbulenta ocorre de forma organizada até uma escala, que na maioria das vezes é bem definida. Em escalas maiores que essa, a transferência se dá por outros processos, genericamente definidos como sendo de “mesoescala”. Os fluxos de mesoescala não são organizados da mesma forma que os fluxos turbulentos; em geral sua magnitude e sentido apresentam enorme variabilidade e, em muitos casos, sua média é nula. A figura 7 exemplifica a diferença entre transferência turbulenta e de mesoescala ao longo de uma noite de dados no sítio desmatado do projeto LBA³⁹.

A separação dos fluxos entre sua parte turbulenta e as escalas maiores, como mostrado na figura 7, é possível atra-

³⁴ STAEBLER, R. M. & FITZJARRALD, D. R. Observing subcanopy CO₂ advection. *Agric. For. Meteorology*, 122:139-156, 2004.

³⁵ AUBINET, M. *et al.* Comparing CO₂ storage and advection conditions at night at different carboeuroflux sites. *Boundary-Layer Meteorology*, 116:63-94, 2005.

³⁶ KRUIJT, B. *et al.* The robustness of eddy correlation fluxes for Amazon rain forest conditions. *Ecological Applications*, 14(4), 101-113, 2004.

MILLER, S. D. *et al.* *Op. cit.*

³⁷ MAHRT, L & VICKERS, D. Contrasting vertical structures of nocturnal boundary layers. *Boundary-Layer Meteorology*, 105:351-363, 2002.
SUN, J. *et al.* Intermittent turbulence associated with a density current Passage in the stable boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 105, 199-219, 2002.

³⁸ VICKERS, D. & MAHRT, L. The cospectral gap and turbulent flux calculations. *J. Atm. Ocean Tech.*, 20, 660-670, 2003.

³⁹ Descrito por SAKAI, R. K. *et al.* *Op. cit.*

⁴⁰ MALLAT, S. A theory for multiresolution signal decomposition: The wavelet representation. *IEEE Trans. Pattern Anal. Machine. Intell.*, 11, 674, 1989.
 HOWELL, J. F. & MAHRT, L. Surface-layer fluxes in stable conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, 90, 495-520, 1997.

vés da decomposição em multirresolução.⁴⁰ Um coespectro de multirresolução permite a visualização da transferência em termos das suas diferentes escalas e tem a importante propriedade de que sua integração, até uma determinada escala T , é idêntica ao fluxo calculado pela covariância dos vórtices para uma série de comprimento T .

Santarém, sítio desmatado, 19 de janeiro de 2001

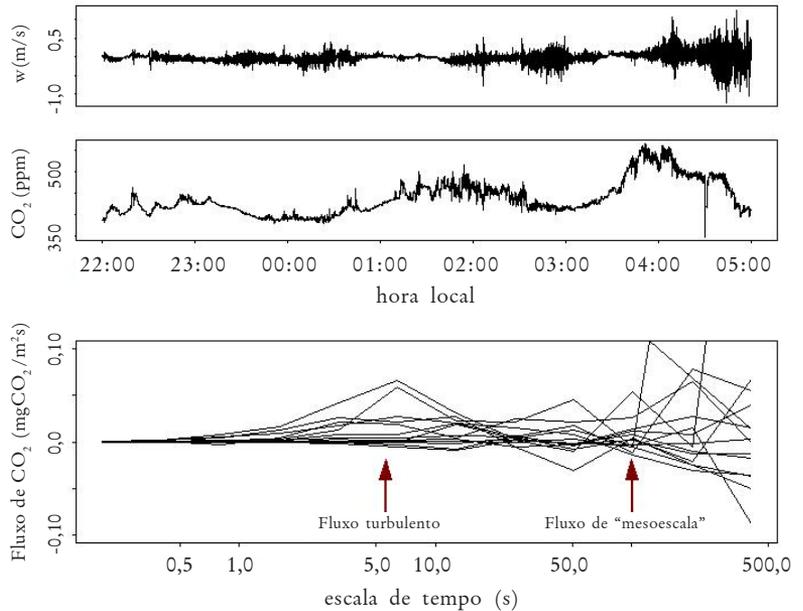


Figura 7: A escolha adequada das janelas na determinação dos fluxos é fundamental para diferenciar as contribuições de microescala daquelas de mesoescala.

Portanto, se a série cujo fluxo se quer estimar, através da covariância, tem um comprimento maior que a escala temporal dos processos turbulentos, o método resultará em um fluxo contaminado por flutuações de mesoescala. Como esta porção tem, em geral, magnitude maior que a transferência turbulenta, o uso de séries muito longas faz com que os fluxos determinados não equivalham à transferência turbulenta. No exemplo da figura 7, a escala turbulenta não excede os 50 segundos.

A diferença entre as escalas utilizadas respectivamente pelas comunidades micrometeorológica e ecológica, está, portanto, associada a esse fato. As primeiras estão centradas na componente turbulenta do processo, enquanto que as outras visam quantificar as trocas em sua totalidade, sem se interessar pela natureza do processo. De fato, Vickers &

⁴¹ VICKERS, D. & MAHRT, L. *Op. cit.*

Mahrt⁴¹ argumentam que “... a escolha do tamanho da janela pode ser influenciada pelo objetivo da pesquisa em particular.” Entretanto, o caráter aleatório dos processos de escala maior que a turbulenta, faz com que o fluxo nessas escalas varie largamente, não apenas entre as diferentes séries, mas também em uma mesma série, para diferentes tamanhos de janela. A variabilidade do fluxo calculado de mesoescala ocorre, parcialmente, porque as séries não apresentam estacionariedade nesta escala. Portanto, uma premissa básica que fundamenta o procedimento de covariância dos vórtices é violada. Assim, há apenas sentido em se aplicar essa metodologia para a componente turbulenta dos fluxos; portanto, a perda de fluxo por mistura turbulenta insuficiente ocorre, na verdade, devido ao cálculo a partir de séries inadequadamente longas.

Santarém, sítio de floresta primária

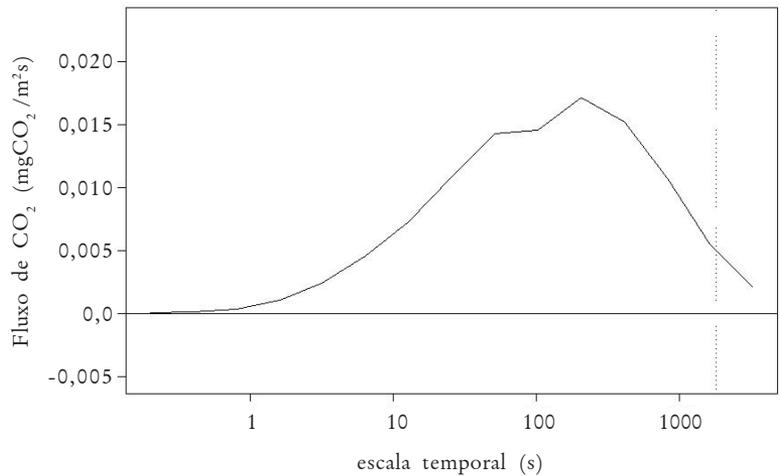


Figura 8: Fluxo de CO₂, num sítio de floresta não perturbada, para diferentes janelas de amostragem.

Como se explica, então, que o uso de janelas maiores aumente, em geral, o valor medido dos fluxos? Tendo em vista que os fluxos de escala maior que a turbulenta são, em grande parte, aleatórios, assumindo valores de ambos os sinais e registrando média que tende a zero, este procedimento não deveria causar alterações consistentes. A figura 8 mostra a decomposição em multirresolução de séries obtidas no sítio de floresta primária de Santarém, do projeto LBA. Como se vê, as escalas turbulentas, nesse caso, são bem maiores, de forma que os 30 minutos normalmente usados estão dentro da porção correspondente à transferência

turbulenta. Nota-se que a mesma se estende, em várias ocorrências, além dos 30 minutos. Portanto, a janela ideal, em muitos desses casos, deve ser maior, de forma que o aumento da janela implica aumento do fluxo calculado, e esse aumento é genuíno.

Acevedo *et al.*⁴² adotaram a decomposição em multirresolução para calcular os fluxos noturnos no sítio desmatado do projeto LBA. Na vasta maioria das ocorrências, a transferência turbulenta ficou restrita a escalas menores que 100 segundos, e isso explica porque Sakai *et al.*⁴³ concluíram que o limite comumente utilizado para classificar uma noite como turbulenta não era atingido em 98% dos casos. O cálculo dos fluxos usando a janela mais apropriada, variável de caso para caso, melhora o cálculo da taxa de respiração e diminui bastante a sua variabilidade em relação aos valores obtidos com uma janela constante. Por outro lado, Acevedo *et al.*⁴⁴ mostraram que, ainda assim, há perda de fluxos quando se registra baixa intensidade turbulenta. Como a transferência turbulenta foi, nesse caso, quantificada diretamente, não contendo contaminação de escalas maiores, é possível que a perda esteja associada a escoamentos de drenagem.

De qualquer forma, a melhora na determinação dos fluxos noturnos depende da caracterização apropriada dos processos micrometeorológicos de transferência. O emprego de janelas variáveis, como a aplicação de decomposição em multirresolução, representa um avanço importante nesse sentido.

6. Conclusões

A transferência turbulenta é o principal processo através do qual a superfície interage com a atmosfera. Propriedades como momento, calor e escalares são trocados entre a superfície e a camada limite planetária por turbilhões de diferentes escalas, que superpostos, aparentam um comportamento aleatório, mas que, a partir de um tratamento estatístico adequado, mostram-se organizados, tendo importância significativa para o balanço de propriedades na superfície do planeta.

Por razões destacadas ao longo deste trabalho, a técnica da covariância dos vórtices se tornou uma metodologia padrão para o cálculo dos fluxos turbulentos. Na Floresta Amazônica, especificamente, essa técnica foi largamente utilizada na determinação das transferências de Carbono entre a biota e a atmosfera. Entretanto, sua utilização também

⁴² ACEVEDO, O. C. *et al.*. Turbulent Carbon Exchange in Very Stable Conditions. *Boundary-Layer Meteorology*. Aceito para publicação, 2007.

⁴³ SAKAI, R. K. *et al.*. *Op. cit.*

⁴⁴ ACEVEDO, O. C. *et al.*. *Op. cit.*

Este trabalho foi parcialmente financiado pela NASA como parte do projeto LBA-ECO, grant NCC5-283 e pelo CNPq, através de auxílios individuais aos autores brasileiros.

Oswaldo L. Moraes é bacharel e doutor em Física e professor do Departamento de Física da Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS.

osvaldo.moraes@pq.cnpq.br

Otávio C. Acevedo é bacharel em Meteorologia, doutor em Ciências Atmosféricas e professor do Departamento de Física da Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS.

otavio@smail.ufsm.br

David R. Fitzjarrald é graduado em Física, doutor em Meteorologia e pesquisador do Atmospheric Sciences Research Center, State University of New York, Albany, NY, EUA.

fitz@asrc.cestm.albany.edu

Ricardo K. Sakai é bacharel em Meteorologia, doutor em Ciências Atmosféricas e pesquisador do Atmospheric Sciences Research Center, State University of New York, Albany, NY, EUA.

sakai@asrc.cestm.albany.edu

suscitou amplas discussões, evidenciadas pelo contraste entre resultados obtidos para o mesmo local com diferentes procedimentos. De maneira especial, os resultados se mostraram sensíveis aos procedimentos de cálculo das transferências noturnas.

Trabalhos recentes apontam que uma boa parte da dificuldade está associada aos diversos processos físicos que interagem durante o período noturno, como turbulência intermitente, escoamentos de drenagem, ondas de gravidade, meandro do vento horizontal, entre outros. Tais processos apresentam diferentes escalas, em geral maiores que aquela na qual ocorre a mistura turbulenta, que deve ser quantificada utilizando-se uma escala apropriada. Parte das discrepâncias podem estar associadas ao cálculo dos fluxos a partir de séries de tempo diferente daquele na qual a transferência turbulenta ocorre.

Em condições muito estáveis, por outro lado, outros processos micrometeorológicos podem ser importantes. Entre estes, citam-se a transferência de energia entre as diversas escalas ou o transporte organizado de escalares contra o gradiente em escalas maiores que a da turbulência. A física desses fenômenos ainda está sob investigação, havendo grande expectativa de que possam esclarecer outros detalhes acerca do balanço noturno de escalares. A descrição adequada das transferências de qualquer espécie entre a superfície e a atmosfera depende da correta caracterização da micrometeorologia do problema.