

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**TROCAS TURBULENTAS DE ESCALARES ACIMA E NO
INTERIOR DE UMA FLORESTA DE ARAUCÁRIA
NO SUL DO BRASIL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Pablo Eli Soares de Oliveira

**Santa Maria, RS, Brasil
2011**

**TROCAS TURBULENTAS DE ESCALARES ACIMA E NO
INTERIOR DE UMA FLORESTA DE ARAUCÁRIA
NO SUL DO BRASIL**

Pablo Eli Soares de Oliveira

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Micrometeorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Osvaldo Luiz Leal de Moraes

**Santa Maria, RS, Brasil
2011**

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia**

**A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado**

**TROCAS TURBULENTAS DE ESCALARES ACIMA E NO
INTERIOR DE UMA FLORESTA DE ARAUCÁRIA
NO SUL DO BRASIL**

elaborada por
Pablo Eli Soares de Oliveira

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA:

Dr. Osvaldo Luiz Leal de Moraes
(Presidente/Orientador)

Dr. Otávio Costa Acevedo (UFSM)
(Coorientador)

Dr. Alessandro Carioca de Araújo (EMBRAPA)

Dra. Débora Regina Roberti (UFSM)

Santa Maria, 12 de Julho de 2011.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha mãe e ao meu pai que, onde quer que esteja, certamente está torcendo por mim, pelo apoio e incentivo que desde cedo colaboraram para que eu pudesse trilhar este caminho degrau por degrau.

Agradeço igualmente aos professores Osvaldo Luiz Leal de Moraes e Otávio Costa Acevedo pela orientação, incentivo, oportunidade e ajuda na realização desse trabalho. Os dois servem de exemplo para mim e tantos outros que admiram o seu trabalho.

A todos os professores do curso de Graduação e Pós-Graduação em meteorologia e, claro, a todos os outros professores que de alguma maneira colaboraram nessa longa caminhada.

Aos colegas do *Lμmet*, em especial ao Hans e Cláudio, pela constante ajuda.

Aos colegas e amigos que, ao longo de tanto tempo, contribuíram para este momento.

Ao pessoal do Laboratório de Inventário Florestal da Universidade Federal do Paraná, em especial ao Prof. Carlos R. Sanqueta e à Prof. Ana Paula Dalla Corte, parceiros nesse projeto.

À Aline, por me aguentar durante tanto tempo, inclusive em alguns momentos muitas vezes “turbulentos”...

À gurizadinha fazida também que, é claro, não poderia faltar.

Enfim, a todos que em algum momento fizeram parte deste caminho.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

TROCAS TURBULENTAS DE ESCALARES ACIMA E NO INTERIOR DE UMA FLORESTA DE ARAUCÁRIA NO SUL DO BRASIL

AUTOR: PABLO ELI SOARES DE OLIVEIRA

ORIENTADOR: OSVALDO LUIZ LEAL DE MORAES

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 12 de Julho de 2011.

As trocas turbulentas de escalares são analisadas, para um ano de dados, acima e no interior de uma Floresta de Araucária localizada no centro-sul do estado do Paraná. Fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 são calculados pelo método da covariância de vórtices e analisados de acordo com as variações sazonais dos seus ciclos diários. São calculados também espectros da velocidade vertical e coespectros dos fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 , para os períodos diurno e noturno, separadamente, através da decomposição em multirresolução, analisando as suas variações sazonais e as diferenças entre o período diurno e noturno e entre os níveis de análise. É dada ênfase aos mecanismos que controlam a conexão entre os níveis e as implicações nas quantificações dos fluxos de escalares. Todos os escalares mostram uma clara variação sazonal dos fluxos ao longo do ano. Fluxos de CO_2 são negativos durante o dia e positivos durante a noite no nível superior. No interior do dossel, os fluxos são predominantemente positivos durante todo o dia, tendo, à noite, magnitude semelhante ao nível superior, indicando que a respiração noturna é dominada pelos níveis mais baixos da floresta, sendo predominantemente originados próximo ao solo. Este fato é normalmente atribuído aos períodos de pouca turbulência onde o CO_2 respirado acumula próximo à superfície e é transportado horizontalmente, sendo registrado no nível inferior mas não acima do dossel. Fluxos de calor sensível possuem, em geral, sinal contrário em ambos os níveis, sendo mais intenso no nível superior, com uma contribuição muito pequena do interior do dossel para o fluxo total devido à pouca penetração de radiação no interior da floresta. Fluxos de calor latente foram predominantemente positivos em ambos os níveis, tendo maior intensidade no nível superior, mostrando que a copa é responsável pela maior parte da evapotranspiração da floresta. A análise dos espectros e coespectros da decomposição em multirresolução mostra que, acima do dossel, as trocas turbulentas tendem a ocorrer em escalas temporais menores à noite do que durante o dia. Entre os dois níveis ocorre o contrário, e, no interior do dossel, as escalas temporais das trocas turbulentas movem-se em direção às maiores escalas temporais em relação ao nível superior. Há um acoplamento dinâmico entre os dois níveis da floresta, e não somente durante as noites altamente turbulentas, ocorrendo também intermitentemente em condições mais estáveis. Durante os eventos de acoplamento, as escalas de tempo da turbulência entre o interior da floresta e o topo mostram-se similares, assim como as diferenças na concentração de escalares entre os dois níveis deixam de existir. Quando períodos calmos precedem períodos intensamente turbulentos, uma grande porção dos escalares acumulados no nível do dossel durante os períodos de pouca atividade turbulenta pode ser transferida por estes eventos intermitentes. Foi mostrado que este processo é sistemático o suficiente para afetar os fluxos médios quando a história da turbulência é considerada, e o efeito deste processo é mais intenso para os fluxos de CO_2 do que para os fluxos de energia.

Palavras-chave: Fluxos turbulentos. Floresta de Araucária. Decomposição em multirresolução

ABSTRACT

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

TURBULENT EXCHANGE OF SCALARS ABOVE AND WITHIN AN ARAUCARIA FOREST IN SOUTHERN BRAZIL

AUTOR: PABLO ELI SOARES DE OLIVEIRA

ORIENTADOR: OSVALDO LUIZ LEAL DE MORAES

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 12 de Julho de 2011.

Turbulent exchange of scalars is analyzed for a year of turbulence data, above and within an Araucaria Forest in southern Brazil. Sensible and latent heat fluxes, as well as CO_2 fluxes are calculated by the eddy covariance method and analyzed in terms of the seasonal variation of their daily cycles. Diurnal and nocturnal vertical velocity spectra, sensible and latent heat flux cospectra and CO_2 flux cospectra are also calculated using the multiresolution decomposition in both levels. Seasonal variations in spectra and cospectra are analyzed, as well as nocturnal and diurnal differences and the differences between the levels. Emphasis is given to the mechanisms controlling the connection between the two levels and its implications on scalar flux quantification. All scalars show a clear seasonality along the year. CO_2 fluxes are negative during the day and positive at night above the canopy. In the lower level, CO_2 fluxes are mostly positive along the day, with the same magnitude observed in the upper level during the night, indicating that nocturnal emission is dominated by lower levels of the forest, originated predominantly close to the floor. This fact is attributed to periods with low turbulence intensity when CO_2 respired accumulates near the surface and gets transported horizontally, being captured by the lower system but missed by the upper one. Sensible heat fluxes show opposite signal in both levels, being more intense above the canopy, with a small contribution from the lower level to the total flux due the low penetration of radiation within the canopy. Latent heat fluxes are mostly positive in both levels, with the larger values above the canopy, indicating that the canopy is responsible for most of the forest evapotranspiration. Analysis of multiresolution spectra and cospectra shows that, above the canopy, the nocturnal time scale of turbulent exchange is smaller than during the day. Between the two levels, the opposite occurs, and the time scale within the canopy shifts towards the larger scales. There is a connection between the two levels, and not only in the highly turbulent nights, but also intermittently in more stable conditions. During these events of connection, the turbulence time scales above and within the canopy become very similar, and the differences in scalar concentration vanish. When calm periods precede highly turbulent ones, a good portion of scalars that accumulated at the canopy during the earlier calm period gets transferred by intermittent events. We show that this process is systematic enough to affect the overall fluxes when the turbulence history is taken into account, and the effect of this process is more intense for CO_2 fluxes than for energy fluxes.

Keywords: Turbulent fluxes. Araucaria forest. Multiresolution decomposition

LISTA DE FIGURAS

1.1	Diagrama mostrando a dependência do fluxo de CO_2 (f_c) e armazenamento em relação à intensidade da turbulência durante o período noturno. (Adaptado de Massman e Lee (2002)).	15
2.1	Evolução diária da Camada Limite Planetária. (Adaptado de Stull (1988)).	20
2.2	Passos da decomposição em multirresolução. (Adaptado de Vickers e Mahrt (2003)).	26
3.1	Vegetação próxima a torre micrometeorológica de São João do Triunfo.	27
3.2	Torre micrometeorológica.	28
3.3	Vista de cima da torre micrometeorológica, com o sistema de “ <i>eddy covariance</i> ” em primeiro plano, e, ao fundo, o topo da floresta.	29
3.4	Evolução temporal dos dados de alta frequência de São João do Triunfo para o dia 02/11/2009. Em vermelho, nível de 32 m, em verde, nível de 11 m.	31
4.1	Variáveis meteorológicas para o sítio de São João do Triunfo.	33
4.2	Fluxos de CO_2 (painel superior), calor sensível (painel central) e calor latente (painel inferior) acima (círculos pretos) e no interior do dossel (círculos cinzas), calculados para todo o período com intervalos de 30 minutos.	34
4.3	Ciclo médio diário dos fluxos turbulentos de CO_2 acima (linha preta e círculos preenchidos) e no interior (linha cinza e círculos abertos) do dossel para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).	36
4.4	Ciclo médio diário dos fluxos de energia na forma de calor sensível acima (linha preta e círculos preenchidos) e no interior (linha cinza e círculos abertos) do dossel para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).	38
4.5	Ciclo médio diário dos fluxos de energia na forma de calor latente acima (linha preta e círculos preenchidos) e no interior (linha cinza e círculos abertos) do dossel para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).	39
4.6	Espectros da intensidade da turbulência σ_w em função da escala temporal, para cada estação do ano, calculados através da decomposição em multirresolução. Painéis à esquerda representam o período diurno e painéis à direita representam o período noturno. Linhas espessas e círculos fechados referem-se ao nível superior, linhas finas e círculos abertos referem-se ao nível inferior.	42
4.7	Coespectros dos fluxos de CO_2 em função da escala temporal, para cada estação do ano, calculados através da decomposição em multirresolução. Painéis à esquerda representam o período diurno e painéis à direita representam o período noturno. Linhas espessas e círculos fechados referem-se ao nível superior, linhas finas e círculos abertos referem-se ao nível inferior.	44

4.8	Coespectros dos fluxos de calor sensível em função da escala temporal, para cada estação do ano, calculados através da decomposição em multirresolução. Painéis à esquerda representam o período diurno e painéis à direita representam o período noturno. Linhas espessas e círculos fechados referem-se ao nível superior, linhas finas e círculos abertos referem-se ao nível inferior.	46
4.9	Coespectros dos fluxos de calor latente em função da escala temporal, para cada estação do ano, calculados através da decomposição em multirresolução. Painéis à esquerda representam o período diurno e painéis à direita representam o período noturno. Linhas espessas e círculos fechados referem-se ao nível superior, linhas finas e círculos abertos referem-se ao nível inferior.	48
5.1	Evolução temporal dos dados turbulentos noturnos para 4 noites com características distintas: uma noite com baixa intensidade turbulenta durante toda a noite (painel superior esquerdo), uma com turbulência intensa durante toda a noite (painel superior direito), uma que começa calma e se torna turbulenta (painel inferior esquerdo) e uma com comportamento intermitente (painel inferior direito). Linha preta refere-se ao nível superior e linha cinza refere-se ao nível inferior. A escala de temperatura representa a variação da temperatura em relação ao começo da noite.	53
5.2	Evolução temporal da intensidade da turbulência (painel superior esquerdo) e fluxos de CO_2 (painel superior direito) e energia na forma de calor sensível (painel inferior esquerdo) e calor latente (painel inferior direito). Linha cheia refere-se à noite <i>calma</i> , linha tracejada refere-se à noite <i>turbulenta</i> , linha pontilhada refere-se à noite <i>calma e turbulenta</i> e linha ponto-traço refere-se à noite <i>intermitente</i> . A parte superior de cada painel refere-se ao nível de 32 m e a parte inferior refere-se ao nível de 11 m.	55
5.3	Espectro da velocidade vertical (painel superior esquerdo) e coespectros dos fluxos de CO_2 (painel superior direito) e energia na forma de calor sensível (painel inferior esquerdo) e calor latente (painel inferior direito). Linha cheia refere-se à noite <i>calma</i> , linha tracejada refere-se à noite <i>turbulenta</i> , linha pontilhada refere-se à noite <i>calma e turbulenta</i> e linha ponto-traço refere-se à noite <i>intermitente</i> . A parte superior de cada painel refere-se ao nível de 32 m e a parte inferior refere-se ao nível de 11 m.	57
5.4	Evolução temporal do espectro da velocidade vertical em 32 m (painel superior esquerdo) e 11 m (painel superior direito) e do coespectro do fluxo de CO_2 em 32 m (painel inferior esquerdo) e 11 m (painel inferior direito). Pontos referem-se à escala temporal do pico (co)espectral, tracejados mostram valores negativos e a linha espessa representa o valor 0.	58
5.5	Fluxo de CO_2 como função da intensidade da turbulência. Painéis superiores referem-se ao nível de 32 m e painéis inferiores referem-se ao nível de 11 m. Nos painéis à esquerda, a intensidade da turbulência é dada pela velocidade de fricção u_* , enquanto nos painéis à direita a intensidade da turbulência é dada pelo desvio padrão das flutuações da velocidade vertical, σ_w . Em segundo plano, a distribuição de frequências das respectivas intensidades turbulentas (eixo à direita).	59

5.6	Painel à esquerda mostra a intensidade da turbulência em 11 m como função da observada em 32 m. Linhas verticais mostram o desvio padrão. Painel à direita mostra σ_w para 32 m (linha grossa e triângulos) e 11 m (linha fina e círculos) em função do número de Richardson.	61
5.7	Fluxos médios de calor sensível (painel à esquerda), calor latente (painel central) e CO_2 (painel à direita) em função do número de Richardson para 32 m (linha grossa e triângulos) e 11 m (linha fina e círculos).	62
5.8	Espectro médio, para todo o conjunto de dados, da velocidade vertical (painel superior esquerdo) e coespectros do fluxo de CO_2 (painel superior direito), fluxo de calor sensível (painel inferior esquerdo) e fluxo de calor latente (painel inferior direito) para o nível de 32 m (linhas sólidas) e 11 m (linhas tracejadas).	64
5.9	Escala de tempo média do pico espectral e coespectral como função do número de Richardson.	65
5.10	Contornos suavizados do fluxo de CO_2 em 11 m como função do σ_w simultâneo em 32 m e o observado 1,5 h antes.	67
5.11	Contornos suavizados do fluxo de CO_2 em 32 m como função do σ_w simultâneo em 32 m e o observado 1,5 h antes.	68
5.12	Coespectros médios do fluxo de CO_2 (painel superior), fluxo de calor sensível (painel central) e fluxo de calor latente (painel inferior) para as séries na qual σ_w simultâneo em 32 m é ao menos 4 vezes maior do que 1,5 h antes.	69

LISTA DE TABELAS

4.1	Período considerado em cada uma das estações, precipitação acumulada durante o período, temperatura média e média da radiação máxima diária.	35
4.2	Médias, para cada estação, da radiação solar incidente (R_g) e dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE), razão de Bowen (β), da partição da radiação incidente entre calor sensível (H/R_g) e calor latente (LE/R_g) e da razão da soma do calor sensível e calor latente pela radiação incidente ($(H + LE)/R_g$). .	40
4.3	Escala temporal média do pico dos espectros da intensidade da turbulência (σ_w).	41
4.4	Intensidade média da turbulência (σ_w) integrada para todo o espectro.	43
4.5	Escala temporal média do pico dos coespectros dos fluxos de CO_2	45
4.6	Escala temporal média do pico dos coespectros dos fluxos de calor sensível (H).	47
4.7	Escala temporal média do pico dos coespectros dos fluxos de calor latente (LE).	49
5.1	Fluxos médios dos escalares em cada nível, para diferentes tipos de amostragem condicional, identificado na primeira linha.	69

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

<i>CLC</i>	Camada limite convectiva
<i>CLE</i>	Camada limite estável
<i>CLP</i>	Camada limite planetária
<i>CLA</i>	Camada limite atmosférica
<i>CO₂</i>	Dióxido de carbono
<i>CRi</i>	Número de Richardson da copa
<i>F_c</i>	Fluxo turbulento de <i>CO₂</i>
<i>H</i>	Fluxo de energia na forma de calor sensível
<i>HL</i>	Hora Local
<i>LE</i>	Fluxo de energia na forma de calor latente
<i>LμMET</i>	Laboratório de Micrometeorologia
<i>NEE</i>	Troca líquida do ecossistema
<i>R_g</i>	Radiação incidente
<i>S</i>	Taxa de variação no armazenamento de <i>CO₂</i> na camada abaixo do sensor
<i>UF_{SM}</i>	Universidade Federal de Santa Maria
<i>u_*</i>	Velocidade de fricção
<i>w</i>	Velocidade vertical
<i>β</i>	Razão de Bowen
<i>σ_w</i>	Desvio padrão da velocidade vertical

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	19
2.1 Camada limite planetária (CLP).....	19
2.1.1 Camada limite convectiva (CLC).....	20
2.1.2 Camada limite estável (CLE).....	20
2.1.3 Camada residual.....	21
2.2 Covariância de vórtices.....	21
2.3 Decomposição em Multirresolução.....	23
3 METODOLOGIA	27
3.1 Sítio experimental de São João do Triunfo.....	27
3.2 Araucaria angustifolia.....	29
3.3 Dados experimentais.....	30
4 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS FLUXOS DE ESCALARES ..	32
4.1 Condições meteorológicas.....	32
4.2 Visão geral dos fluxos.....	32
4.3 Variação sazonal do ciclo médio diário dos fluxos.....	35
4.3.1 Variação sazonal do ciclo médio diário dos fluxos de CO_2	35
4.3.2 Variação sazonal do ciclo médio diário dos fluxos de calor sensível.....	37
4.3.3 Variação sazonal do ciclo médio diário dos fluxos de calor latente.....	37
4.3.4 Partição de energia.....	39
4.4 Variação sazonal dos espectros e coespectros médios.....	40
4.4.1 Espectros da velocidade vertical.....	41
4.4.2 Coespectros dos fluxos de CO_2	43
4.4.3 Coespectros dos fluxos de calor sensível.....	45
4.4.4 Coespectros dos fluxos de calor latente.....	47
4.4.5 Implicação da variação da escala temporal da falha coespectral no cálculo dos fluxos	49
5 INFLUÊNCIA DO ACOPLAMENTO DA TURBULÊNCIA NO CÁLCULO DOS FLUXOS NOTURNOS.....	52
5.1 Estudos de caso.....	52
5.2 Fluxos médios.....	59

5.3 Fluxos e história da turbulência.....	65
6 CONCLUSÕES E IMPLICAÇÕES.....	70
Apêndice A – Equação do balanço de massa de CO₂.....	74
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78

1 INTRODUÇÃO

Há uma crescente evidência de que o aumento da concentração de CO_2 atmosférico devido às emissões antropogênicas é a principal causa do aquecimento global (AUBINET et al., 2005; IPCC. . . , 2011). No balanço global de carbono, cerca de 60% do que é emitido por queima de combustíveis fósseis e mudanças no uso da terra é absorvido pelos oceanos e pela biota terrestre (NOBRE; NOBRE, 2002). O restante permanece na atmosfera, contribuindo para o aumento do efeito estufa. Entender o papel das florestas nas trocas de CO_2 entre a biosfera e a atmosfera é de fundamental importância, já que elas podem atuar como fonte ou sumidouro de carbono da atmosfera.

Nos últimos anos, a covariância de vórtices (EC^1) tem sido o método mais frequentemente utilizado para quantificar as trocas de propriedades, tais como energia e CO_2 , entre a superfície e a atmosfera, sendo feitas continuamente em mais de 250 sítios em todo o mundo (WILLIAMS et al., 2009). Isto deve-se ao fato de que, apesar de possuir limitações e dificuldades inerentes à técnica (MASSMAN; LEE, 2002; MAHRT, 2010), permite medidas de longo prazo, utilizando medidas de alta frequência das componentes do vento e do escalar em questão, fornecendo estimativas diretas, por exemplo, da troca líquida de CO_2 do ecossistema (NEE^2) (BALDOCCHI, 2003). Entretanto, há um crescente entendimento de que ainda não alcançou-se um consenso sobre como computar os fluxos turbulentos verticais próximo à superfície (MAHRT, 2010). As dificuldades associadas com tal determinação foram revistas por Massman e Lee (2002), Baldocchi (2003), Lee, Massman e Law (2004), Finnigan (2008), Aubinet (2008) e Mahrt (2010). Em todos estes estudos, é dada atenção especial aos problemas que surgem durante a noite, especialmente quando a intensidade da turbulência cai consideravelmente. Durante o período diurno, mesmo em condições de pouco vento, há uma intensa mistura vertical, de modo que a intensidade da turbulência é suficiente para realizar o transporte vertical de escalares, e em especial o CO_2 . Nestas condições, assumir que o NEE é igual ao fluxo turbulento vertical é uma boa aproximação. Entretanto, à noite, em terrenos heterogêneos ou inclinados e em condições de vento fraco, esta aproximação pode levar a uma subestimativa das trocas entre a floresta/solo e a atmosfera. Neste caso, a intensidade da turbulência pode não ser suficiente para realizar o transporte vertical do CO_2 , e, com isso, o efeito de outros termos na equação do balanço de massa de CO_2^3 se torna relevante. Para o caso do CO_2 , como os ecossistemas normalmente atuam como fonte durante a noite e como sumidouro durante o dia, esta subestimativa pode causar um erro sistemático seletivo, levando a uma superestimativa do sequestro de carbono (AUBINET, 2008). Um procedimento necessário para limitar a subestimativa dos fluxos é adicionar ao fluxo

¹do inglês, eddy covariance.

²do inglês, net ecosystem exchange.

³Apêndice A

turbulento um termo devido ao armazenamento de CO_2 (S) (figura 1.1) na camada entre o solo e a altura da medida (WOFSY et al., 1993 apud PATTEY et al., 2002), sendo este termo igual a integração vertical da variação da concentração do CO_2 em um certo intervalo de tempo. Esta aproximação surge da equação de balanço de massa, negligenciando os termos de advecção e divergência de fluxo horizontal.

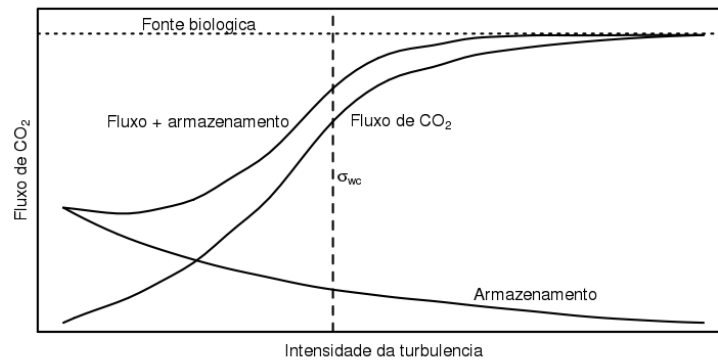


Figura 1.1: Diagrama mostrando a dependência do fluxo de CO_2 (f_c) e armazenamento em relação à intensidade da turbulência durante o período noturno. (Adaptado de Massman e Lee (2002)).

Tentando minimizar o erro devido à baixa intensidade da turbulência, alguns métodos foram desenvolvidos para uma melhor estimativa das taxas de respiração noturnas. O mais utilizado para este fim é baseado na variação do fluxo de CO_2 (f_c) em função da velocidade de fricção (u_*), conhecido como correção u_* , que consiste em substituir os dados de noites em que a intensidade da turbulência é menor que um certo limiar por dados de noites com características do solo parecidas, tais como temperatura e umidade, mas com turbulência suficiente o bastante para realizar a mistura vertical (GOULDEN et al., 1996). De acordo com Aubinet (2008), este método está sujeito a vários inconvenientes. Se for utilizado erroneamente, pode levar a uma contagem dupla dos fluxos em condições em que o armazenamento seria significativo, podendo gerar uma superestimativa dos fluxos da mesma ordem de magnitude que a subestimativa que se pretendia corrigir. Outro problema deste método é que u_* é um fluxo, e, portanto, dependente da escala temporal usada na sua análise, estando sujeita a grande variabilidade devido aos fluxos de mesoescala, de modo que noites calmas podem ser classificadas como turbulentas se os fluxos de mesoescala forem grandes o bastante, ou noites turbulentas podem ser classificadas como calmas se a transferência de momento devido aos fluxos de mesoescala for positiva. Acevedo et al. (2009) sugere o uso do desvio padrão da velocidade vertical (σ_w) ao invés de u_* , já que este não está sujeito as variações devido as trocas de mesoescala. Outra vantagem do uso de σ_w é que a determinação do limite na qual os fluxos turbulentos convergem para valores aproximadamente constantes é mais simples e em valores menores da escala turbulenta, reduzindo a quantidade de dados que precisam ser substituídos, resultando em maiores taxas de respiração

das séries classificadas como turbulentas. Um método alternativo foi proposto por van Gorsel et al. (2009), em condições onde os escoamentos de drenagem levam a um desacoplamento entre o ar no interior e acima do dossel. Este método é baseado na suposição que, algumas poucas horas após o pôr-do-sol, o termo advectivo é negligenciável em relação ao fluxo turbulento vertical (f_c) e a mudança no armazenamento de CO_2 (S) na equação do balanço de massa de CO_2 , com o fluxo atingindo um valor máximo e diminuindo quando a advecção começa a se tornar importante. Este valor máximo é usado para derivar uma função dependente da temperatura, estimando, assim, o NEE de acordo com a variação da temperatura do solo.

Aubinet (2008) dedicou uma revisão inteira ao problema noturno, identificando dois mecanismos micrometeorológicos principais que podem causar erros nas estimativas dos fluxos: escoamentos de drenagem e intermitência. Os escoamentos de drenagem ocorrem em terrenos inclinados quando há uma diminuição da turbulência dentro do dossel após o pôr do sol. Isso acelera o resfriamento da camada de ar no interior do dossel, já que a perda radiativa é maior que o fluxo descendente de calor (FINNIGAN, 2008), fazendo com que o ar no interior do dossel seja mais frio do que o ar na mesma altitude fora do declive, e então um escoamento de drenagem terá início. Com a diminuição das trocas turbulentas de momento, há um desacoplamento dinâmico entre a camada de ar no interior do dossel e a camada de ar acima deste. Os fluxos acima do dossel podem, então, não ser representativos dos fluxos locais (AUBINET, 2008). Uma evidência desse desacoplamento pode ser observada no topo do dossel, devido ao cisalhamento das componentes horizontais do vento, quando a camada de ar acima é influenciada pelos movimentos de escala sinótica e o ar junto à superfície escoar declive abaixo. Escoamentos de drenagem afetam os termos de advecção horizontal pelo vento médio. Portanto, nessas situações, estes termos não deveriam ser desprezados na equação do balanço de massa de CO_2 . Entretanto, em anos recentes, o transporte advectivo de escalares por escoamentos de drenagem tem sido quantificado por um número bastante grande de estudos (STAEBLER; FITZJARRALD, 2004; FEIGENWINTER; BERNHOFER; VOGT, 2004; AUBINET et al., 2005; SUN et al., 2007; FEIGENWINTER et al., 2008; TOTA et al., 2008; YI et al., 2008; AUBINET et al., 2010; ZERI et al., 2010, entre outros), e a conclusão geral é que considerar o transporte advectivo não é suficiente para fechar o balanço de carbono local.

De outro modo, os efeitos da turbulência intermitente nas trocas noturnas de escalares, que é o outro problema apontado por Aubinet (2008), tem sido muito menos analisado. A intermitência turbulenta ocorre em condições muito estáveis e é caracterizada por longos períodos calmos interrompidos por períodos de intensa atividade turbulenta (COULTER; DORAN, 2002). Durante estes eventos, o período comumente usado para o cálculo dos fluxos turbulentos pelo método clássico da covariância de vórtices pode não ser adequado. Transportes de baixa frequência, cujas estimativas são bem mais imprecisas, podem aparecer na estimativa de meia hora, aumentando significativamente o erro associado à medida. Diversos trabalhos abordam a natureza física dos eventos intermitentes (NAPPO, 1991; Van de WIEL et al., 2002; ACE-

VEDO; FITZJARRALD, 2003; SUN et al., 2004; COSTA et al., 2011). Entretanto, poucos estudos podem ser encontrados sobre a quantificação dos efeitos do caráter intermitente da turbulência nas trocas de escalares. Entre os estudos que abordaram este problema, Wohlfahrt et al. (2005) mostraram que séries temporais não estacionárias tendenciam as estimativas dos fluxos de CO_2 para os maiores valores. Acevedo et al. (2006) mostraram que os eventos intermitentes possuem diferentes escalas de tempo, fazendo com que os fluxos noturnos sejam altamente dependentes do período utilizado para o cálculo das médias. Desse modo, em situações de turbulência intermitente, o uso de janelas temporais variáveis deve ser mais adequado para o cálculo dos fluxos. Utilizando-se janelas variáveis, que maximizem as trocas de escalares, as estimativas dos fluxos de CO_2 aumentam em aproximadamente 15%, e dos fluxos de energia em 10%. Para o cálculo do armazenamento, períodos de tempo menores também devem ser necessários, já que os eventos de intermitência turbulenta podem levar a variações repentinas na concentração de CO_2 .

Uma importante questão científica ainda não respondida considera as condições na qual o interior do dossel acopla-se dinamicamente ao ar acima. Sua importância é reforçada para determinação dos fluxos de CO_2 , com uma substancial porção da emissão total noturna deste escalar sendo fornecida pelo nível mais baixo da floresta. Se a conexão entre os 2 níveis ocorre intermitentemente ao longo da noite, é durante estes eventos intermitentes que uma boa porção da respiração do nível inferior é transferida para a atmosfera.

Observações abaixo do dossel são, então, importantes para caracterizar o escoamento neste ambiente. Isto deve-se ao fato de que há um aumento da heterogeneidade horizontal, as intensidades turbulentas são reduzidas e há a proximidade a uma variedade de fontes e sumidouros de escalares, fazendo com que o uso de relações de similaridade sejam inapropriadas neste nível (BLANKEN et al., 1998; MAHRT et al., 2000; YI, 2008). Além disso, intensidades turbulentas reduzidas, como as que ocorrem abaixo do dossel, são associadas a reduzidas escalas temporais das trocas turbulentas (MAHRT; VICKERS, 2005; ACEVEDO et al., 2007), as quais também tendem a ser mais intermitentes. Escalas temporais pequenas e comportamento intermitente sugerem que um diferente tratamento deve ser dado as observações no nível inferior, preferencialmente preservando informações específicas dos eventos. Questões importantes em relação a estrutura turbulenta do escoamento no interior do dossel incluem determinar como as escalas de turbulência diferem acima e abaixo do dossel, o que determina tais diferenças (BLANKEN et al., 1998; CONSTANTIN et al., 1999; LAUNIAINEN et al., 2007) e como os fluxos locais respondem a diferentes níveis de mistura turbulenta (BLANKEN et al., 1998). Fitzjarrald e Moore (1990) mostraram que o interior de uma floresta na Amazônia conecta-se ao ar acima do dossel como resultado de uma intensificação no vento acima do dossel, originando episódios de onda no interior do dossel que podem contar para o fluxo total de escalares em condições muito estáveis. Em um estudo recente, van Gorsel et al. (2011) mostrou que, enquanto o escoamento no interior do dossel está acoplado ao ar acima durante o dia, os dois níveis normalmente

desconectam-se durante o período noturno. Seu estudo mostrou que com este desacoplamento no interior da floresta, ondas podem tornar-se uma característica dominante no escoamento de ar, de modo que mesmo quando há turbulência suficiente acima, processos locais podem ser responsáveis pelo transporte no interior do dossel. Neste caso, as estimativas de fluxo feitas no nível superior podem estar tendenciadas por grandes incertezas associadas aos fluxos dominados por ondas no nível abaixo. Entretanto, evidências de acoplamento intermitente entre o interior do dossel e o ar acima durante partes da noite, com uma análise da implicação de tais processos nas trocas de escalares, ainda é escassa.

No presente estudo, um ano de dados de turbulência coletados acima e no interior de uma floresta de Araucária, localizada no centro-sul do estado do Paraná, é analisado. Os fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 são analisados em função da variação sazonal dos seus ciclos diários e das suas escalas temporais, pelo método da decomposição em multirresolução, tanto acima quanto no interior da floresta. Além disso, é mostrado como os diferentes padrões de turbulência podem afetar os processos de acoplamento entre os dois níveis, com ênfase nos mecanismos que controlam a conexão entre os níveis e as implicações na quantificação dos fluxos de escalares. No capítulo 1, uma breve introdução ao assunto é feita. O capítulo 2 apresenta uma revisão sobre a Camada Limite Planetária e também sobre os métodos utilizados neste estudo, a covariância de vórtices e a decomposição em multirresolução. O sítio experimental onde foram coletados os dados é descrito em detalhes no capítulo 3, bem como é feita uma análise sobre os dados utilizados. Os resultados obtidos neste estudo são apresentados nos capítulos 4 e 5. A evolução temporal das variáveis meteorológicas é mostrada na seção 4.1 e uma visão geral dos fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 é apresentada na seção 4.2 para todo o período. Estes fluxos são apresentados em função do seu ciclo diário (seção 4.3) e de suas escalas temporais (seção 4.4), para as diferentes estações e em ambos os níveis. A influência dos diferentes padrões de turbulência no estado de acoplamento entre os dois níveis da floresta é mostrada na forma de estudos de caso na seção 5.1, as características médias observadas nos estudos de caso são analisadas para todo o conjunto de dados na seção 5.2, e a influência do comportamento da turbulência momentos antes do cálculo dos fluxos no fluxo total é mostrado na seção 5.3. As conclusões e as implicações dos resultados obtidos são discutidas no capítulo 6.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Camada limite planetária (CLP)

A atmosfera pode ser dividida em duas camadas principais: a camada limite planetária, onde ocorrem as interações entre a superfície e a atmosfera e, acima desta, a chamada atmosfera livre, onde os efeitos da superfície são pouco sentidos e predominam escoamentos laminares, sendo os processos de dispersão dominados por difusão molecular e rápido transporte pelo vento médio.

A camada limite planetária, também chamada de camada limite atmosférica (CLA), é definida como a camada inferior da troposfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície terrestre (STULL, 1988). Estes forçantes podem ser térmicos, devido ao aquecimento ou resfriamento da superfície, ou mecânicos, devido ao cisalhamento do vento causado pelo atrito com a superfície.

Uma das principais características da camada limite atmosférica é o seu caráter altamente turbulento, com número de Reynolds da ordem de 10^7 na camada limite superficial. A turbulência é um importante processo de transporte na CLA, sendo várias ordens de magnitude mais efetiva no transporte de quantidades do que a difusividade molecular. A intensidade da turbulência varia de acordo com os forçantes da CLA, e quanto mais intensa for a turbulência, mais efetivo é o transporte turbulento. A turbulência é o processo através do qual a presença da superfície pode ser sentida em localidades bastante afastadas desta.

A altura da camada limite atmosférica é variável, podendo ter de algumas dezenas de metros até 1 a 2 km de altura, sendo o forçante térmico o principal responsável por esta variação (figura 2.1). Durante o dia, os forçantes térmico e mecânico estão atuando na produção de energia cinética turbulenta (e, conseqüentemente, turbulência), de modo que o caráter mais intenso da turbulência neste período é responsável pelo transporte de momento, energia na forma de calor e outras quantidades até níveis mais altos da troposfera, com a camada limite, nestas condições, podendo chegar a até 2 km de altura. Durante a noite, o resfriamento da superfície causa a formação de uma camada de inversão térmica, estaticamente estável, que suprime a turbulência. Nestas condições, o forçante térmico atua na destruição da turbulência, e a camada limite atinge apenas algumas dezenas a centenas de metros, dependendo das magnitudes relativas dos forçantes mecânico e térmico.

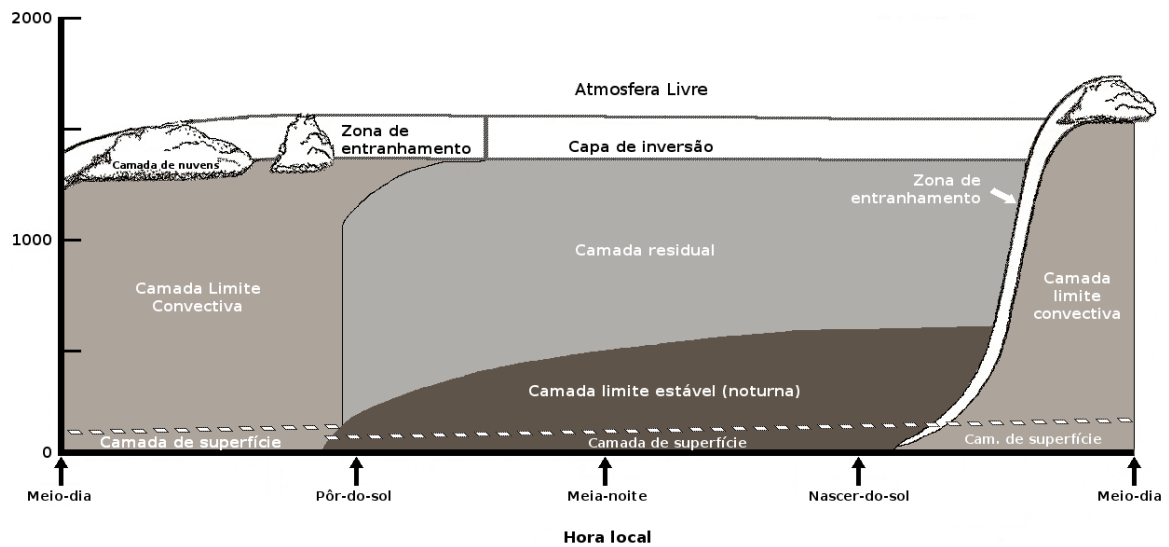


Figura 2.1: Evolução diária da Camada Limite Planetária. (Adaptado de Stull (1988)).

2.1.1 Camada limite convectiva (CLC)

A camada limite convectiva é uma camada instável que se forma devido ao fluxo de energia na forma de calor sensível da superfície para a atmosfera. A radiação de onda curta emitida pelo sol aquece a superfície terrestre, aquecendo a camada de ar que está em contato com a superfície. Esta camada de ar se torna menos densa que as camadas superiores, gerando correntes de ar ascendentes e descendentes que intensificam os movimentos turbulentos, transportando energia, momento e grandezas escalares para níveis mais altos da troposfera inferior. É uma camada de intensa mistura turbulenta, com perfis verticais de variáveis como a temperatura potencial virtual e razão de mistura de vapor d'água aproximadamente constantes com a altura. O cisalhamento do vento também contribui para a formação e manutenção da turbulência na camada convectiva.

2.1.2 Camada limite estável (CLE)

À noite, quando a radiação de onda curta incidente cessa e a perda de radiação de onda longa para o espaço resfria a superfície, há uma inversão no gradiente vertical de temperatura. Há então a formação de uma camada estavelmente estratificada, onde as parcelas de ar tendem a permanecer em sua posição de equilíbrio ou retornar a ela se houver alguma perturbação. Então, o forçante térmico, que atuava na produção de turbulência na camada limite convectiva, atua da destruição da turbulência na camada limite estável, sendo o forçante mecânico a única fonte de energia cinética turbulenta durante a noite. É caracterizada pela ocorrência de turbulência com menor intensidade, e muitas vezes ocorrendo em eventos esporádicos de curto tempo de vida,

conhecido como intermitência global (MAHRT, 1999), em que extensos períodos calmos são interrompidos ocasionalmente por períodos de intensa atividade turbulenta (AUBINET, 2008), e que trazem grandes complicações no balanço dos fluxos turbulentos na camada limite noturna devido ao seu caráter aproximadamente aleatório.

2.1.3 Camada residual

Pouco antes do pôr-do-sol, na ausência de advecção fria, quando as termas, responsáveis pela mistura na camada limite convectiva, deixam de se formar, a CLC decai na forma de uma camada bem misturada, conservando suas características, conhecida como camada residual. É uma camada neutramente estratificada, com a turbulência tendo aproximadamente a mesma intensidade em todas as direções, e existindo apenas por um período curto (aproximadamente 1 hora) após o pôr-do-sol. Após o decaimento da turbulência, essa se torna uma camada neutra, inativa em termos de mistura turbulenta.

2.2 Covariância de vórtices

Fluxo é definido como a transferência de uma quantidade por unidade de área por unidade de tempo. Em micrometeorologia, têm-se o interesse de estimar os fluxos de energia na forma de calor sensível e latente, dióxido de carbono e momentum entre a superfície e a atmosfera. Entretanto, estas quantidades não são medidas diretamente. Desta forma, há a necessidade de se buscar um método no qual estas grandezas sejam computadas através da medida de outras variáveis. A covariância de vórtices é uma técnica que permite realizar estimativas dos fluxos turbulentos através de medidas de alta frequência de variáveis meteorológicas, tais como as componentes da velocidade do vento, temperatura e concentração de CO_2 e vapor d'água.

Considera-se uma quantidade "Q" qualquer. O fluxo desta quantidade é dado por:

$$F = \overline{\rho_a w Q}$$

onde $Q = \rho_Q / \rho_a$ é a razão de mistura da quantidade Q, ρ_Q é a sua densidade, ρ_a é a densidade do ar e w é a componente vertical da velocidade do vento. Separando-se os valores instantâneos das variáveis como sendo a soma de uma parte média e uma perturbação, onde barras superiores denotam médias temporais e apóstrofos denotam as perturbações em relação ao valor médio, na forma:

$$\begin{aligned}\rho_a &= \bar{\rho}_a + \rho'_a \\ w &= \bar{w} + w' \\ Q &= \bar{Q} + Q'\end{aligned}$$

tem-se:

$$F = \overline{(\bar{\rho}_a + \rho'_a)(\bar{w} + w')(\bar{Q} + Q')}$$

Abrindo os termos do lado direito da equação:

$$F = \overline{(\bar{\rho}_a \bar{w} \bar{Q} + \bar{\rho}_a \bar{w} Q' + \bar{\rho}_a w' \bar{Q} + \bar{\rho}_a w' Q' + \rho'_a \bar{w} \bar{Q} + \rho'_a \bar{w} Q' + \rho'_a w' \bar{Q} + \rho'_a w' Q')}$$

Pelas regras das médias de Reynolds, a média das flutuações é igual a zero, ou seja, $\overline{\rho'} = \overline{w'} = \overline{Q'} = 0$. Então:

$$F = \overline{(\bar{\rho}_a \bar{w} \bar{Q} + \bar{\rho}_a w' Q' + \rho'_a \bar{w} Q' + \rho'_a w' \bar{Q} + \rho'_a w' Q')}$$

Assumindo que as flutuações na densidade do ar são negligenciáveis, tem-se:

$$F = \overline{(\bar{\rho}_a \bar{w} \bar{Q} + \bar{\rho}_a w' Q')} \quad (2.1)$$

Em uma situação ideal, onde o terreno é plano e homogêneo, pode-se considerar que a velocidade vertical média é nula ($\bar{w} = 0$). Neste caso, tem-se que:

$$F = \overline{\bar{\rho}_a w' Q'} \quad (2.2)$$

A equação (2.2) é a equação do fluxo turbulento de uma quantidade “Q” para um terreno plano e homogêneo, conhecido como método da covariância de vórtices, uma vez que a quantidade $\overline{w'Q'}$ representa a covariância estatística entre as variáveis w e Q .

Para o caso específico do CO_2 , é necessário observar, ainda, qual a medida realizada pelo sensor. Em alguns casos, é feita a medida da densidade molar (ρ_c) do gás ao invés da razão de mistura. Variações na densidade molar podem surgir quando adiciona-se ou retira-se moléculas do volume de controle ou quando há variação do tamanho do volume de controle, que ocorre quando há mudança na temperatura, pressão e umidade na atmosfera. Então, em termos da densidade molar, o fluxo de CO_2 (F_c) é dado por:

$$F_c = \overline{w\rho_c} = \overline{w'\rho'_c} + \overline{w\rho_c} \quad (2.3)$$

O segundo termo do lado direito da equação (2.3) é o produto entre a velocidade vertical média e a densidade molar média do gás. Neste caso, a velocidade vertical média é diferente de zero e surge devido a flutuações da densidade do ar.

Segundo Webb, Pearman e Leuning (1980), quando são medidas as flutuações ou o gradiente médio da razão de mistura do constituinte em relação ao ar seco, nenhuma correção nas medidas dos fluxos é necessária. Entretanto, quando são medidas as flutuações da densidade ou gradiente médio do constituinte no ar *in situ*, são necessárias correções devido aos fluxos de calor sensível e latente. Quando o fluxo de calor (tanto o sensível quanto o latente) é positivo, parcelas de ar mais quente e, portanto, menos densas, se elevam, enquanto parcelas de ar mais frio e mais densas descem na atmosfera. Como as parcelas de ar em elevação são menos densas que as parcelas descendentes, para haver conservação da massa é necessário que haja uma velocidade vertical média positiva. Da mesma forma, quando o fluxo de calor é negativo, parcelas de ar mais frio (mais densas) se elevam e parcelas de ar mais quente descem em direção a superfície, de modo que para haver conservação de massa é necessária uma velocidade vertical média negativa do vento. Então, na equação (2.2), a contribuição do fluxo de CO_2 associada com o vento médio vertical é perdida, e uma correção se torna necessária. Se a velocidade vertical w , incluindo \overline{w} , pudesse ser medida com suficiente precisão, nenhuma correção seria necessária, mas na prática, a velocidade vertical média é muito pequena para ser medida corretamente pelos anemômetros, de magnitude $< 1 \text{ mms}^{-1}$ (BALDOCCHI, 2003).

O fluxo turbulento vertical, com a correção proposta por Webb, fica:

$$F_c = \overline{w'\rho'_c} + \frac{m_a \overline{\rho_c}}{m_v \overline{\rho_a}} \overline{w'\rho'_v} + \left(1 + \frac{m_a \overline{\rho_v}}{m_v \overline{\rho_a}} \right) \frac{\overline{\rho_c}}{\overline{T}} \overline{w'T'} \quad (2.4)$$

onde m_a e m_v são os pesos moleculares do ar e do vapor d'água. Na derivação da equação (2.4) são ignorados os efeitos de flutuações de pressão (MASSMAN; LEE, 2002), que pode ser significativo em condições de vento forte, as covariâncias entre temperatura e pressão (FUEHRER; FRIEHE, 2002 apud BALDOCCHI, 2003, p. 484), e a advecção (PAW et al., 2000 apud BALDOCCHI, 2003, p. 484), importante em terrenos inclinados.

2.3 Decomposição em Multirresolução

As medidas feitas através do método da covariância de vórtices necessitam que seja definida uma escala de tempo na qual será feito o cálculo das médias. Os fluxos calculados incluirão todas as escalas do movimento, desde as menores resolvidas pela instrumentação, até a escala na qual se está calculando as médias. Como a atmosfera contém movimentos em várias escalas

temporais, a escolha do intervalo de tempo utilizado no cálculo das médias terá influência no cálculo dos fluxos, já que as escalas maiores não serão incluídas. No método clássico da covariância de vórtices, as estimativas dos fluxos são realizadas utilizando-se janelas temporais com intervalos de tempo fixos, normalmente de 30 minutos. Entretanto, utilizando-se este período de tempo, pode-se incluir os transportes devido às mais baixas frequências, principalmente durante a noite, em condições estáveis, quando a intensidade da turbulência diminui. Estes transportes, genericamente referidos como “fluxos de mesoescala” e cujas estimativas são mais imprecisas, podem aumentar significativamente o erro associado à medida devido à menor amostragem e a não estacionariedade do sinal turbulento nessas escalas.

Campos (2008) mostrou que, na Floresta Amazônica, as escalas de turbulência apresentaram convergência para 20 minutos durante o dia e 100 segundos durante a noite, tanto em condições estáveis quanto instáveis, sendo ambas menores que a escala típica utilizada. Neste caso, a utilização de uma escala de tempo da ordem de 30 minutos, no cálculo dos fluxos turbulentos, pode levar a uma incerteza devido a contribuição da parte não turbulenta dos fluxos. Segundo Mahrt (2010), os transportes devido aos movimentos das maiores escalas temporais são frequentemente excluídos pelas escolhas típicas das médias temporais utilizadas para o cálculo das perturbações. Então, movimentos de submeso e mesoescala podem levar a uma significativa perda nos fluxos devido às grandes flutuações na concentração dos escalares. A escolha das escalas temporais baseadas em coespectro e capacidade de amostragem pode melhorar as estimativas de fluxo, mas o transporte nas maiores escalas temporais permanece vulnerável a uma variedade de erros de medida.

A escolha da escala de tempo apropriada deve, então, levar em conta a finalidade do estudo. Por exemplo, para estudos envolvendo relações de similaridade, onde relaciona-se os fluxos ao cisalhamento médio local do vento e a estratificação térmica, deve-se incluir os transportes em todas as escalas turbulentas e excluir os transportes devido à mesoescala. Já para balanços de energia em superfície, deve-se considerar todas as escalas de tempo, incluindo as maiores escalas, no intervalo de mesoescala.

Na decomposição em multirresolução, a série turbulenta é decomposta em suas diversas escalas temporais. Calcular as médias da série temporal usando diferentes comprimentos médios é equivalente a visualizar os dados em diferentes resoluções. E, por sua vez, as diferenças entre os dados em duas diferentes resoluções gera um coespectro de multirresolução. Espectros e coespectros da multirresolução podem ser interpretados em termos de médias móveis não ponderadas (VICKERS; MAHRT, 2003), no método da transformada de Haar (HOWELL; MAHRT, 1997) e em termos de ondeletas (MALLAT, 1989).

A decomposição em multirresolução é uma alternativa à transformada de Fourier, apresentando, segundo Howell e Mahrt (1997), algumas vantagens em relação a esta:

1. A decomposição em multirresolução decompõe o sinal em suas escalas, onde a escala

de tempo do pico do coespectro representa que a escala temporal da maior parte das flutuações ocorre nesta escala, diferentemente da transformada de Fourier, onde o pico implica em uma periodicidade do evento naquela escala. Com isso, a multirresolução permite uma melhor visualização da dependência das escalas;

2. Cada modo da decomposição em multirresolução corresponde a uma média móvel não ponderada, satisfazendo as regras das médias de Reynolds. Com isso, a soma do espectro ou coespectro da multirresolução até uma dada escala de tempo é igual ao valor da variância ou da covariância nesta escala, respectivamente. Para a decomposição de Fourier isto não é válido. Truncar o espectro ou coespectro de Fourier corresponde a realizar uma média ponderada, e termos na forma $\overline{w'\rho}$ não são necessariamente iguais a 0, sendo que somente a integração do espectro ou coespectro total fornece a variância ou a covariância na escala da série original.
3. O número de operações numéricas na decomposição em multirresolução é menor do que na transformada de Fourier. Em uma série de dados com $N = 2^M$ pontos, a decomposição em multirresolução, baseada na transformada rápida de Haar, requer N operações numéricas. Já na transformada rápida de Fourier são necessárias $N \log N$ operações.

O procedimento para a implementação do algoritmo é mostrado a seguir, sendo explicado mais detalhadamente em Vickers e Mahrt (2003) e Voronovich e Kiely (2007). É considerada uma série de dados ϕ que consiste de $i = 1, 2, \dots, 2^M$ pontos. A decomposição em multirresolução separa os dados em médias simples com tamanhos de $1, 2, \dots, 2^{M-1}, 2^M$ pontos (figura 2.2).

- a) O primeiro modo, para a maior escala temporal, remove a média simples de todo o conjunto de dados, restando apenas flutuações cuja média é 0 (figura 2.2a).
 - A seguir, a série é dividida ao meio, com 2^{M-1} dados em cada nova série, e calcula-se a média para cada metade. Esta média é novamente subtraída para cada subsérie (figura 2.2b).
 - Cada subsérie é novamente dividida ao meio, e é calculada e subtraída a média para cada uma das 4 novas séries de comprimento 2^{M-2} (figura 2.2c).
 - Este procedimento é realizado por M vezes, restando apenas um único ponto na série resultante.

Como a decomposição em multirresolução satisfaz as propriedades das médias de Reynolds, a integração do espectro S da decomposição em multirresolução até uma escala de tempo τ é igual a variância da série original de comprimento τ . Desta forma, para o espectro de uma série com 2^p pontos de dados de uma quantidade ϕ , com $p \geq M$, tem-se que:

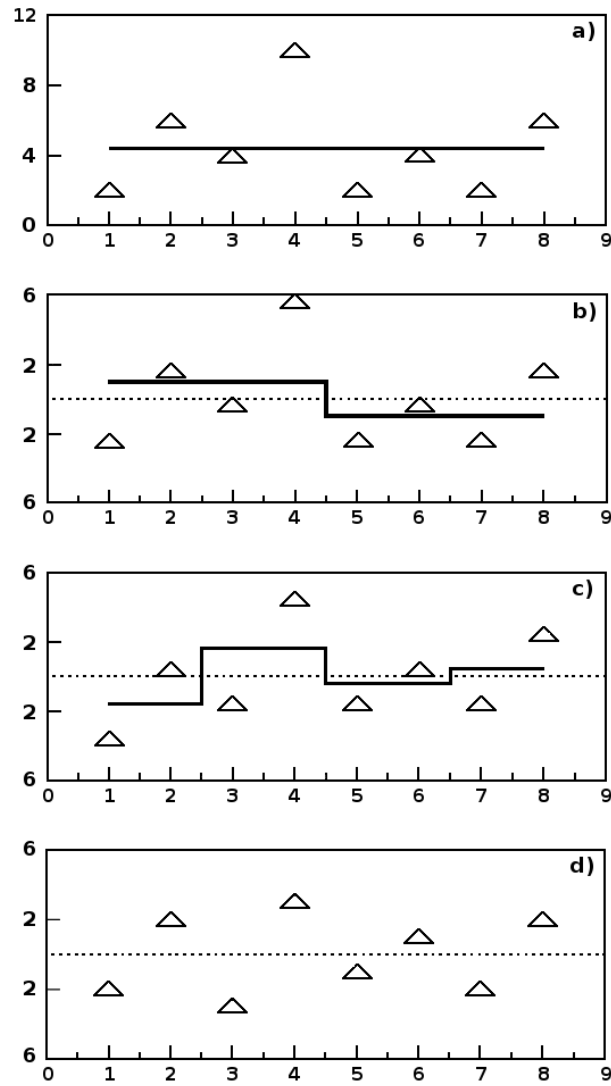


Figura 2.2: Passos da decomposição em multirresolução. (Adaptado de Vickers e Mahrt (2003)).

$$\sum_{n=1}^M (S_{\phi})_n = \langle \overline{\phi'^2} \rangle \tau \quad (2.5)$$

E, da mesma forma para a covariância, tem-se:

$$\sum_{n=1}^M (S_{w\phi})_n = \langle \overline{w'\phi'} \rangle \tau \quad (2.6)$$

Onde $\tau = \frac{2^M}{f}$ e f é a frequência de amostragem.

3 METODOLOGIA

3.1 Sítio experimental de São João do Triunfo

Pertencente a Universidade Federal do Paraná, a estação experimental, onde está instalada a torre micrometeorológica, fica localizada no município de São João do Triunfo, entre os municípios de São Mateus do Sul e Palmeira, no centro-sul do estado do Paraná. Suas coordenadas geográficas são 25°34'18"S e 50°05'56"W, estando a cerca de 125 km ao sudoeste de Curitiba e a 780 m acima do nível médio do mar (FILHO et al., 2003). A estação experimental possui uma área de aproximadamente 32 ha dividida em parcelas de 1 ha, cada.



Figura 3.1: Vegetação próxima a torre micrometeorológica de São João do Triunfo.

Sua vegetação é caracterizada como pertencente a Floresta Ombrófila Mista (figuras 3.1 e 3.3), também conhecida como Floresta de Araucária, por possuir a *Araucaria angustifolia* como espécie característica. A área pode ser enquadrada como vegetação primária muito alterada ou como formação secundária avançada, já que possui características estruturais de formações primárias e intervenções antrópicas características de formações secundárias (SCHAAF et al., 2005). Este tipo de vegetação é caracterizado pela associação da araucária com grupos de diferentes espécies (BITTENCOURT; CORTE; SANQUETTA, 2004), sendo que a área de estudo tem a predominância do pinheiro-brasileiro (*Araucaria angustifolia*) e outras espécies folhosas, como a imbuia (*Ocotea porosa*), a erva-mate (*Ilex paraguariensis*), canelas (*Lauraceae*) e vários membros da família *Myrtaceae*, entre outras. O topo médio do dossel possui aproximadamente 25 m de altura.

Segundo Durigan (1999), pela classificação climática de Köppen, a região enquadra-se no tipo Cfb, com temperatura média do mês mais frio abaixo de 18°C, verões frescos, temperatura média do mês mais quente abaixo de 22°C e sem estação seca definida. Durigan também observou a presença de vários tipos de solos, entre eles o Latossolo Vermelho-Escuro, Latossolo Vermelho-Amarelo, Podzólico Vermelho-Amarelo e Cambissolo.



Figura 3.2: Torre micrometeorológica.

Em operação desde novembro de 2009, a torre micrometeorológica possui 32 m de altura (figura 3.2). São efetuadas medidas contínuas, em alta e baixa frequência, de variáveis meteorológicas tanto no interior quanto acima do dossel, em 3 níveis distintos. Nos níveis de 11 e 32 m são realizadas medidas de temperatura do ar e componentes do vento utilizando-se o anemômetro sônico *CSAT3 3-D Sonic Anemometer*, da Campbell Scientific, e medidas da densidade molar de vapor d'água e CO_2 com o analisador de gás infravermelho de caminho aberto *LI-7500 Open Path CO_2/H_2O Analyser*, da LI-COR (figura 3.3), à frequência de 10 Hz. No nível de 29 metros são efetuadas medidas da temperatura e umidade relativa do ar com o sensor *HMP45C - Temperature and Relative Humidity Probe*, da Campbell Scientific, à taxa de uma medida por minuto. Além disso, também com frequência de uma medida por minuto, é medida a radiação solar global no nível de 32 m desde janeiro de 2010, utilizando-se o sensor *LI-200 Pyranometer*,



Figura 3.3: Vista de cima da torre micrometeorológica, com o sistema de “*eddy covariance*” em primeiro plano, e, ao fundo, o topo da floresta.

da LI-COR, e tanto em 11 quanto em 32 m são feitas medidas da pressão atmosférica através do sensor *LI-COR LI-7500*.

O armazenamento dos dados é feito através de um datalogger *CR1000 Measurement and Control System*, da Campbell Scientific, juntamente com um dispositivo externo de armazenagem de dados e um cartão de memória CompactFlash (CF) de 2 Gb. Os dados são amostrados e, instantaneamente, armazenados no cartão, na forma binária, em uma tabela de alta e uma de baixa frequência. Periodicamente, é feita uma visita ao sítio para verificação e coleta dos dados, que são enviados ao Laboratório de Micrometeorologia (*LμMET*), em Santa Maria, RS.

3.2 *Araucaria angustifolia*

Pertencente à família *Araucariaceae*, a *Araucaria angustifolia*, também conhecida como araucária, pinheiro-do-paraná ou pinheiro brasileiro, é espécie característica e exclusiva da Floresta Ombrófila Mista (CARVALHO, 2003). É encontrada no sul do Brasil, São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro, na Província de Misiones, Argentina, e no leste do Paraguai, principalmente entre 22° S e 28° S de latitude, e 41°30' O e 54°30' O de longitude, e entre 500 a 1800 m acima do nível do mar.

É uma espécie dióica, com árvores masculinas e femininas distintas, sendo encontrados espécimes monóicos, geralmente associados a traumas ou doenças. Apresenta estruturas reprodutoras organizadas em estróbilos masculinos e femininos, havendo uma maior quantidade de indivíduos de sexo masculino do que de sexo feminino.

A araucária é perenifólia, com ciclo de vida que varia de 140 a 250 anos. Em florestas primárias, encontra-se de 5 a 25 exemplares da espécie por hectare. Possui a copa alta, estratificada e múltipla, e em forma de taça nas árvores mais velhas e cônica nas mais jovens. Na idade adulta, possui entre 10 e 25 m de altura, podendo excepcionalmente atingir até 50 m. Seu tronco é reto, colunar e quase cilíndrico, variando de 50 a 120 cm de DAP. A casca tem espessura de até 10 cm. A casca externa é de cor marrom-arroxeadada, áspera e rugosa, e a casca interna é resinosa, esbranquiçada e com tons róseos. As folhas são alternas, espiraladas, lineares a lanceoladas, coriáceas, e possuem até 6 cm de comprimento e até 1 cm de largura. Os pseudofrutos são reunidos em estróbilo feminino (pinha), com 10 a 25 cm de diâmetro, composto por 700 a 1200 escamas, com o número de sementes variando entre 5 a 150 e podendo chegar até os 4,7 kg. São encontrados no galho, de 1 a 2 em cada ramo. As sementes, também conhecidas como pinhões, são carnosas e originadas nas brácteas do amentilho feminino, normalmente possuem tegumento duro e endosperma abundante. Possuem de 3 a 8 cm de comprimento, de 1 a 2,5 cm de largura e em torno de 8,7 g.

A polinização é feita principalmente pelo vento. A formação do pólen se inicia no mês de novembro e a dispersão acontece entre os meses de setembro a outubro do ano seguinte (ANSELMINI; ZANETTE; BONA, 2006). Cerca de 2 anos após a polinização, as pinhas se tornam maduras. A dispersão das sementes é geralmente barocórica, na vizinhança da árvore-mãe, devido ao peso das sementes, podendo em alguns casos ser feita por ratos e roedores (zoocórica).

3.3 Dados experimentais

Neste trabalho, utilizou-se um ano de dados de alta frequência do sítio experimental de São João do Triunfo, relativo ao período compreendido entre 1º de novembro de 2009 e 31 de outubro de 2010, separados em arquivos diários (figura 3.4). Entretanto, devido a falhas na armazenagem e quedas de energia, apenas 272 dias de dados puderam ser usados. Além disso, devido a falhas instrumentais, algumas séries turbulentas apresentavam picos (spikes), os quais foram removidos quando feitas as análises. Nenhum procedimento de preenchimento de falhas (gap filling) foi efetuado para os dias que apresentaram falta de dados.

Foram calculados os fluxos de energia na forma de calor sensível e latente e o fluxo de CO_2 , de meia em meia hora, para o ano inteiro, utilizando-se programas desenvolvidos em linguagem FORTRAN no Laboratório de Micrometeorologia ($L\mu$ MET) da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM). Analisou-se a variação sazonal da evolução diária destes fluxos. Espectros e coespectros da decomposição em multirresolução foram calculados utilizando-se programas em linguagem FORTRAN também desenvolvidos no $L\mu$ MET, para séries de 2^{16} pontos, em torno de 1 hora e 49 minutos, com passos de meia hora, gerando um total de 15 séries para cada noite. Este procedimento cria uma certa redundância, de modo que uma dada porção do tempo

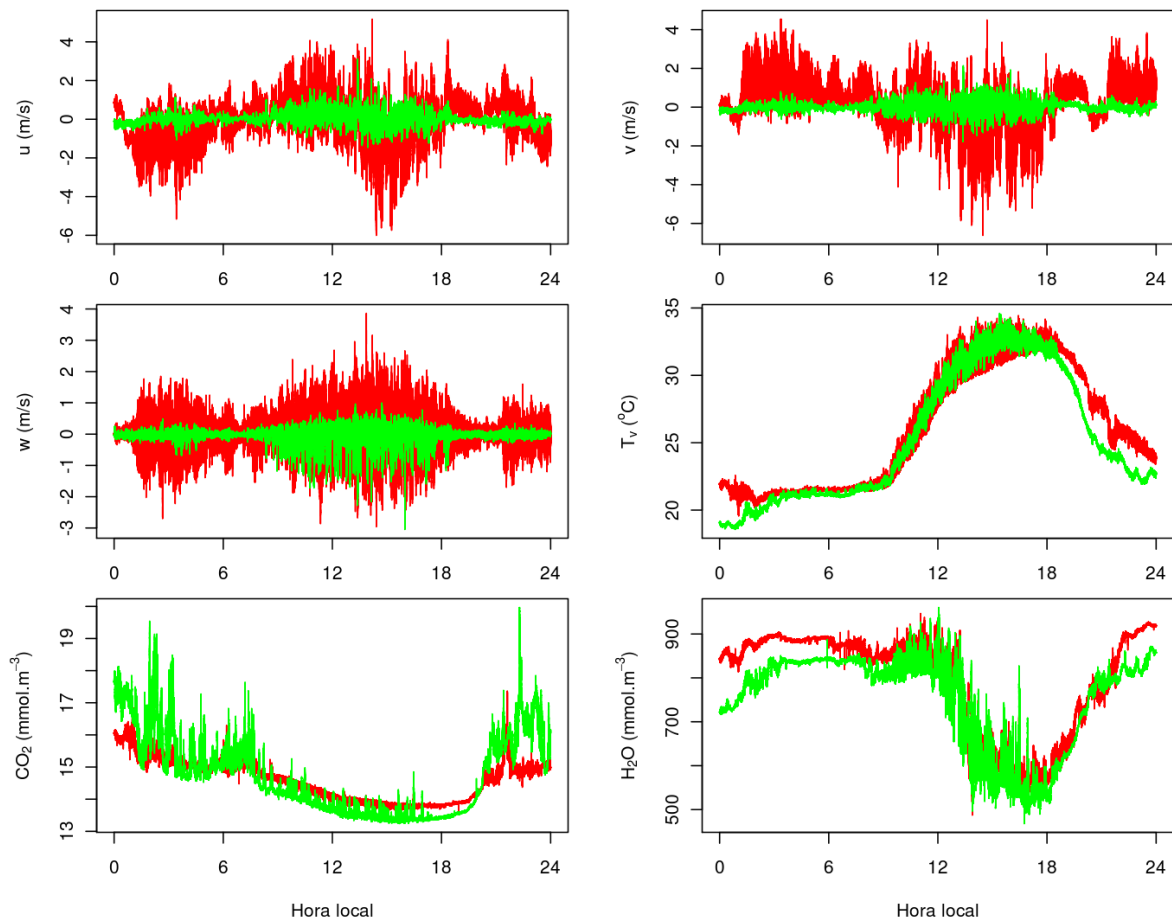


Figura 3.4: Evolução temporal dos dados de alta frequência de São João do Triunfo para o dia 02/11/2009. Em vermelho, nível de 32 m, em verde, nível de 11 m.

é analisada em diferentes séries subsequentes. A razão para isto é maximizar a chance de que eventos intermitentes específicos sejam devidamente capturados em uma dada série temporal. Analisou-se a variação sazonal dos espectros e coespectros, através das médias destes para cada estação do ano, assim como uma média anual, considerando-se todo o período disponível.

Além disso, foram escolhidas e analisadas quatro noites como estudos de caso, cada uma com diferente comportamento da turbulência. A primeira, entre 18 e 19 de abril de 2010, apresentou baixa intensidade da turbulência durante todo a noite, em ambos os níveis, onde as magnitudes das flutuações da velocidade vertical não excederam 0,7 m/s. A segunda noite, entre 9 e 10 de setembro de 2010, apresentou intensa atividade turbulenta durante todo o período. A terceira, entre 20 e 21 de outubro de 2010, apresentou características das duas noites anteriores. No começo da noite, a intensidade da turbulência era fraca, tornando-se altamente turbulenta após as 23 horas HL (hora local). A última noite apresentou um comportamento intermitente.

4 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS FLUXOS DE ESCALARES

Neste capítulo, será analisado o comportamento dos fluxos acima e no interior de uma floresta de araucária no centro-sul do estado do Paraná. Primeiramente, será feita uma breve análise da evolução temporal de algumas variáveis meteorológicas para o sítio de São João do Triunfo durante o período estudado (seção 4.1), juntamente com uma análise geral dos fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 (seção 4.2). Então, para cada estação do ano, os fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 serão apresentados em função de seus ciclos diários (seção 4.3) e em termos de suas escalas temporais, através de espectros e coespectros médios para cada estação calculados através da decomposição em multirresolução (seção 4.4), tanto para o interior quanto acima do dossel.

4.1 Condições meteorológicas

A evolução das variáveis meteorológicas para o período analisado pode ser observada na figura 4.1. São apresentadas as médias a cada meia hora da temperatura, umidade relativa, pressão em superfície e radiação incidente (figura 4.1a-d, respectivamente), e a precipitação diária acumulada (figura 4.1e). Os períodos com falhas na armazenagem de dados podem ser observados nesta figura. A temperatura média anual foi de 18 °C, apresentando uma variação de 34 °C ao longo do ano, com as temperaturas mais baixas ficando próximas a 0 °C nos meses de junho e julho, coincidindo com o período de menor radiação solar incidente e maior pressão em superfície, e chegando a 34 °C no período de verão. Dados de radiação incidente estão disponíveis somente a partir de fevereiro de 2010. A precipitação acumulada durante todo o período foi de 1835 mm, próximo ao valor da precipitação média anual para a região, entre 1600 e 1800 mm, de acordo com IAPAR (2011). Apesar de ser observada uma diminuição durante o período de inverno, a região não apresenta uma estação seca bem definida, com a precipitação bem distribuída ao longo do ano, como pode-se observar na figura 4.1e. É importante salientar que os dados de precipitação não são medidos no sítio experimental de São João, sendo relativos a estação convencional do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2011) mais próxima da cidade de São João do Triunfo, localizada na cidade de Irati-PR, a aproximadamente 50 km do sítio experimental.

4.2 Visão geral dos fluxos

Ao longo do período estudado, os fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 mostram uma clara variação sazonal tanto acima quanto no interior da floresta (figura 4.2), observada principalmente para os fluxos de energia acima do dossel. Os valores mais baixos para todos

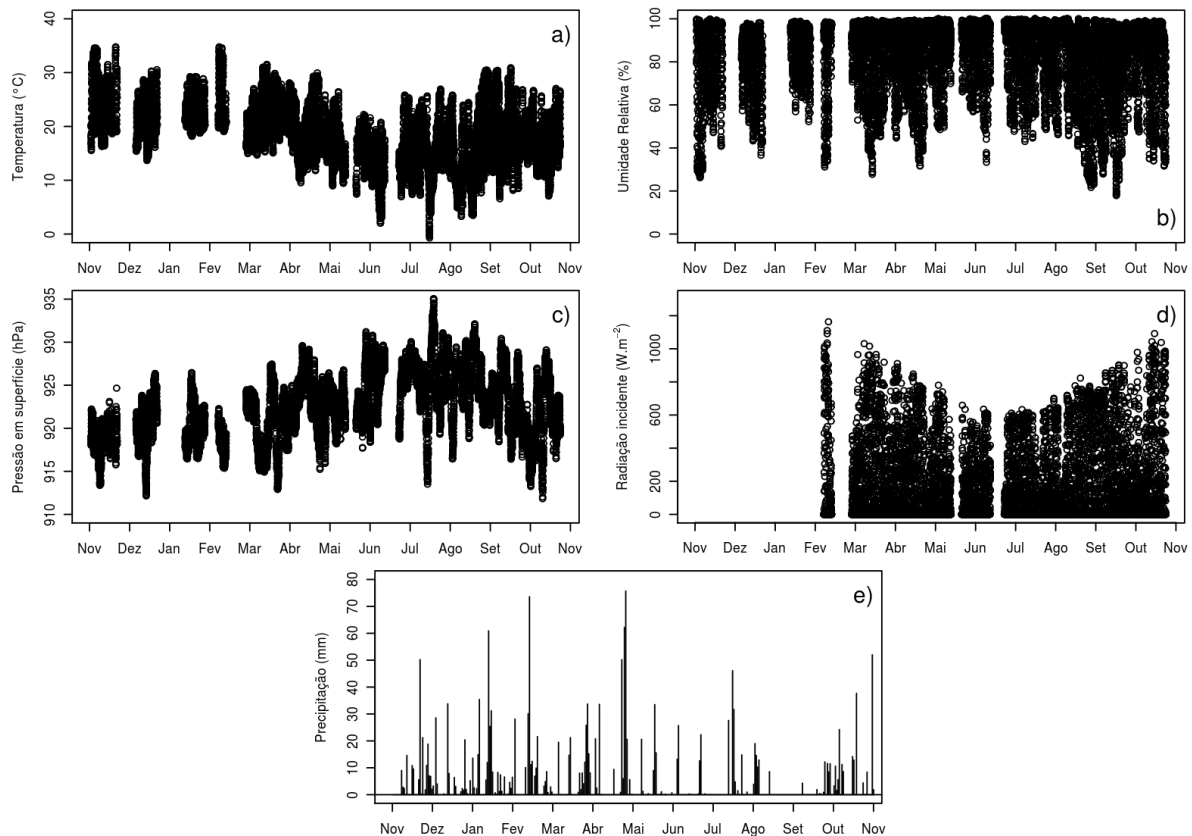


Figura 4.1: Variáveis meteorológicas para o sítio de São João do Triunfo.

os fluxos foram encontrados nos meses de junho e julho, coincidindo com os meses de menor temperatura e radiação incidente (figura 4.1).

Os fluxos de CO_2 resultam da diferença entre os processos de fotossíntese e respiração, dependendo da atividade biológica das plantas. O padrão anual do fluxo de CO_2 sobre e no interior da floresta de araucária pode ser observado na figura 4.2a. Por convenção, fluxos negativos indicam que a floresta está absorvendo CO_2 e fluxos positivos indicam que a floresta está atuando como fonte de CO_2 . No nível superior observa-se que, durante os meses de inverno, os fluxos de CO_2 foram menos intensos. No nível inferior esta característica é menos visível, mas os fluxos também mostraram-se ligeiramente menos intensos. Além disso, os fluxos são predominantemente positivos neste nível, e da mesma ordem de grandeza dos fluxos acima do dossel. Esta característica, assim como a variação sazonal dos fluxos em ambos os níveis, será melhor observada na seção 4.3.1. Na média anual, o fluxo de CO_2 foi negativo acima do dossel e positivo no interior (valores não mostrados), indicando que, apesar do interior da floresta atuar como uma fonte de dióxido de carbono, a floresta como um todo atua como sumidouro de CO_2 .

Em relação aos fluxos de energia, o fluxo de calor latente é muito maior do que o fluxo de calor sensível, principalmente no interior do dossel (figura 4.2b,c). Para o calor sensível, no nível superior, os fluxos apresentaram uma grande variabilidade ao longo do ano. Os va-

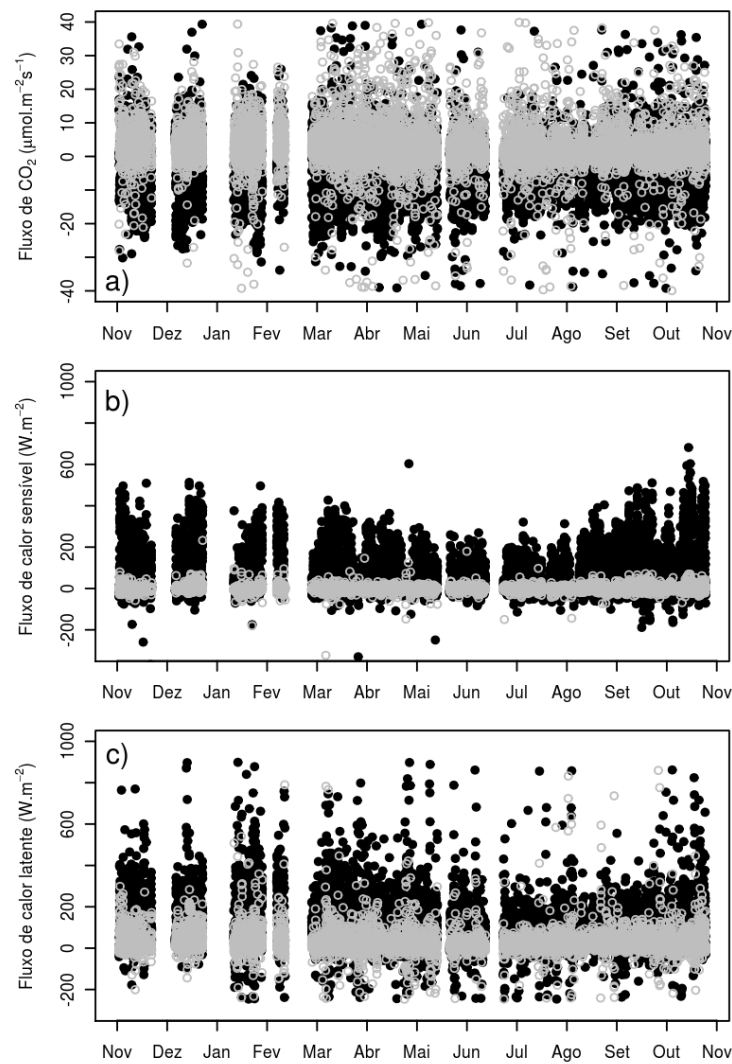


Figura 4.2: Fluxos de CO_2 (painel superior), calor sensível (painel central) e calor latente (painel inferior) acima (círculos pretos) e no interior do dossel (círculos cinzas), calculados para todo o período com intervalos de 30 minutos.

lores máximos dos fluxos no período de inverno ficaram em torno de 200 Wm^{-2} , chegando a aproximadamente 500 Wm^{-2} no período de verão. No nível inferior, a variabilidade sazonal dos fluxos de calor sensível é menos evidente na figura 4.2b. De fato, como será mostrado na análise sazonal dos fluxos médios ao longo do dia, os fluxos apresentam uma variação ao longo do ano, mas menos intensa do que no nível superior. Além disso, os valores dos fluxos neste nível são muito menores do que acima do dossel, deixando claro que a contribuição do interior da floresta, em média, é muito pequena em relação ao fluxo total de calor sensível, ficando em torno de 1,5%. Isso é consequência da pequena penetração de radiação solar no interior da floresta.

Os fluxos de calor latente mostraram uma menor variabilidade entre as estações, sem apresentar um comportamento bem organizado como observado nos fluxos de calor sensível, exi-

bindo uma maior dispersão nos fluxos. Entretanto, nota-se uma diminuição dos fluxos nos meses de inverno em ambos os níveis. A contribuição do interior da floresta no fluxo total de calor latente é bem mais acentuada em comparação com o calor sensível, ficando em torno de 20% do fluxo total, associado aos processos de evapotranspiração próximos à superfície.

Após os meses de inverno há, em relação ao começo do período estudado, um aumento nos fluxos de calor sensível e uma leve diminuição dos fluxos de calor latente, possivelmente relacionado à diminuição observada na chuva durante o fim desse período.

4.3 Variação sazonal do ciclo médio diário dos fluxos

O ciclo médio diário dos fluxos de energia na forma de calor sensível e calor latente e dos fluxos de CO_2 foi calculado para quatro diferentes períodos no decorrer do período analisado, um para cada diferente estação do ano, para caracterizar as variações sazonais nos fluxos acima e no interior da floresta de araucária. O período considerado em cada estação, assim como a precipitação acumulada, temperatura média diária e média da radiação máxima incidente para cada período são mostrados na tabela 4.1.

Tabela 4.1: Período considerado em cada uma das estações, precipitação acumulada durante o período, temperatura média e média da radiação máxima diária.

Estação	Período	Prec. Acum. (mm)	T. média (°C)	Rad. máx (Wm^{-2})
Verão	DJ 355/2009 a DJ 079/2010	567,7	22,0	1129
Outono	DJ 080/2010 a DJ 171/2010	528,2	17,2	852
Inverno	DJ 172/2010 a DJ 263/2010	238,9	15,4	695
Primavera	DJ 305/2009 a DJ 354/2009 DJ 264/2010 a DJ 304/2010	503,0	20,0	1025

4.3.1 Variação sazonal do ciclo médio diário dos fluxos de CO_2

Os fluxos de CO_2 apresentaram comportamento semelhante para as diferentes épocas do ano (figura 4.3). No nível superior, os fluxos tiveram valores médios positivos durante a noite e negativos durante o dia, ao longo de todo o ano. Em média, o ciclo diário dos fluxos mostrou valores muito próximos em todas as estações, com exceção do período de inverno (figura 4.3c), que apresentou uma redução tanto na emissão noturna quanto na absorção diurna de CO_2 . Para o verão, outono e primavera (figura 4.3 a,b,d), o pico de absorção média de CO_2 , durante o dia, ficou em torno de $14 \mu mol m^{-2} s^{-1}$, ocorrendo sempre entre 12 e 13 (HL). Entretanto, a diferença mais significativa entre estas estações ocorre no outono durante a noite. Enquanto que, para o verão e primavera, o máximo de emissão de CO_2 alcançou aproximadamente $8 \mu mol m^{-2} s^{-1}$ durante a noite, no outono este valor ficou em torno de $6 \mu mol m^{-2} s^{-1}$, sendo, por este motivo, a época em que foi observada a maior absorção média de CO_2 . O período

de inverno apresentou a maior diferença no ciclo diário dos fluxos de CO_2 . Tanto a emissão quanto a absorção apresentaram uma diminuição nesta época, com a emissão ficando em torno de $4 \mu mol m^{-2} s^{-1}$ durante a noite, uma redução de 50 a 70%, e a absorção ficando em $11 \mu mol m^{-2} s^{-1}$ no período diurno, uma redução de aproximadamente 20% em relação ao restante do ano.

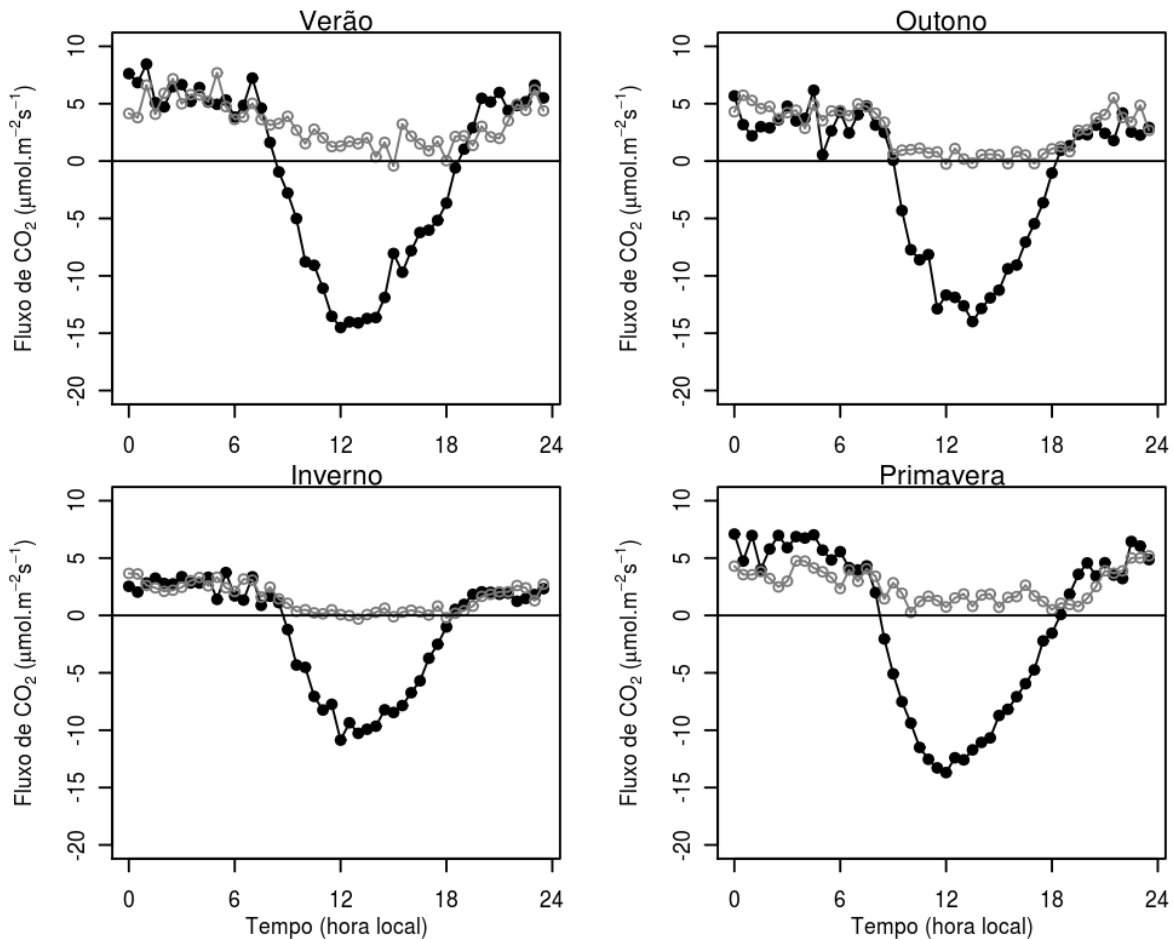


Figura 4.3: Ciclo médio diário dos fluxos turbulentos de CO_2 acima (linha preta e círculos preenchidos) e no interior (linha cinza e círculos abertos) do dossel para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

No interior do dossel, o ciclo médio diário dos fluxos de CO_2 mostra que os processos de troca deste escalar são, em geral, menos intensos comparados ao nível superior, principalmente durante o período diurno. O processo dominante abaixo do nível de 11 m foi a respiração, com os fluxos sendo predominantemente positivos ao longo do dia, um resultado já referido na seção 4.2. Isto mostra que esta porção da floresta atua, em média, como uma fonte de CO_2 . Apesar do processo de respiração ser dominante no interior da floresta, a figura 4.3 mostra que há também evidências do processo de fotossíntese neste nível. A diferença observada entre os fluxos durante o período diurno e noturno mostra que durante o dia há absorção de CO_2 pelo solo e vegetação abaixo de 11 m. Entretanto, este processo não é intenso o suficiente para

superar o CO_2 emitido através dos processos de respiração.

Durante a noite, os fluxos no interior da floresta são de magnitude semelhante aos medidos acima do dossel. Isso indica que a respiração noturna é dominada por processos originados predominantemente nos níveis mais próximos ao solo. Não é incomum que a emissão noturna no nível mais baixo exceda o valor registrado no nível superior. No outono, essa condição chega a ocorrer na média da estação. Law, Baldocchi e Anthoni (1999) registraram resultado semelhante, atribuindo aos períodos de pouca turbulência nos quais a emissão junto à superfície é registrada pelo nível inferior, mas não pelo nível superior, por acumular junto às folhas e ser, então, transportada horizontalmente sem ser registrada pelo sensor no nível superior.

4.3.2 Variação sazonal do ciclo médio diário dos fluxos de calor sensível

Os fluxos de calor sensível apresentaram um claro padrão sazonal ao longo do ano, variando significativamente entre as diferentes estações (figura 4.4). Em todas as estações, o fluxo de calor sensível apresentou sinal contrário entre os dois níveis. Durante o período diurno, enquanto acima do dossel o fluxo era positivo, no interior do dossel os fluxos mostravam valores negativos. À noite, ocorreu o contrário, com os fluxos acima do dossel sendo negativos e no interior positivos. Isto indica que, durante o dia, o dossel é aquecido e a energia é transferida do dossel tanto para a atmosfera quanto para o interior da floresta. Durante a noite, com o resfriamento do dossel, o inverso ocorre, e a energia é transferida da atmosfera e interior da floresta para o dossel como forma de compensar a perda de energia pelo dossel. No nível superior, diferentemente do observado nos fluxos de calor latente, o período que apresentou o máximo fluxo positivo foi a primavera, e não o verão, em torno de 295 Wm^{-2} , com uma média diária de 59 Wm^{-2} . Já o período que apresentou o menor máximo foi o outono, com o fluxo chegando no máximo a 135 Wm^{-2} e uma média diária de 24 Wm^{-2} .

No nível inferior, o fluxo de calor sensível é muito menor do que no nível superior, indicando que a contribuição do interior do dossel para o fluxo total é muito pequena em todas as estações. Há, também, uma variação sazonal, mas não tão clara quanto no nível superior. Na média diária, apenas durante o verão o fluxo de calor sensível é negativo. Nas demais estações, o fluxo médio diário apresenta valores positivos (não mostrado). Durante o dia, o fluxo mais intenso ocorre no verão, em torno de $-8,4 \text{ Wm}^{-2}$ e o menor durante a primavera, em torno de $-5,3 \text{ Wm}^{-2}$. A primavera, após a inversão do fluxo no período diurno, exibe um pico positivo próximo ao meio dia, em torno de $7,7 \text{ Wm}^{-2}$.

4.3.3 Variação sazonal do ciclo médio diário dos fluxos de calor latente

Em todas as estações, o ciclo diário dos fluxos de calor latente apresentou valores positivos tanto acima quanto no interior do dossel (figura 4.5), e mais intensos que o fluxo de calor

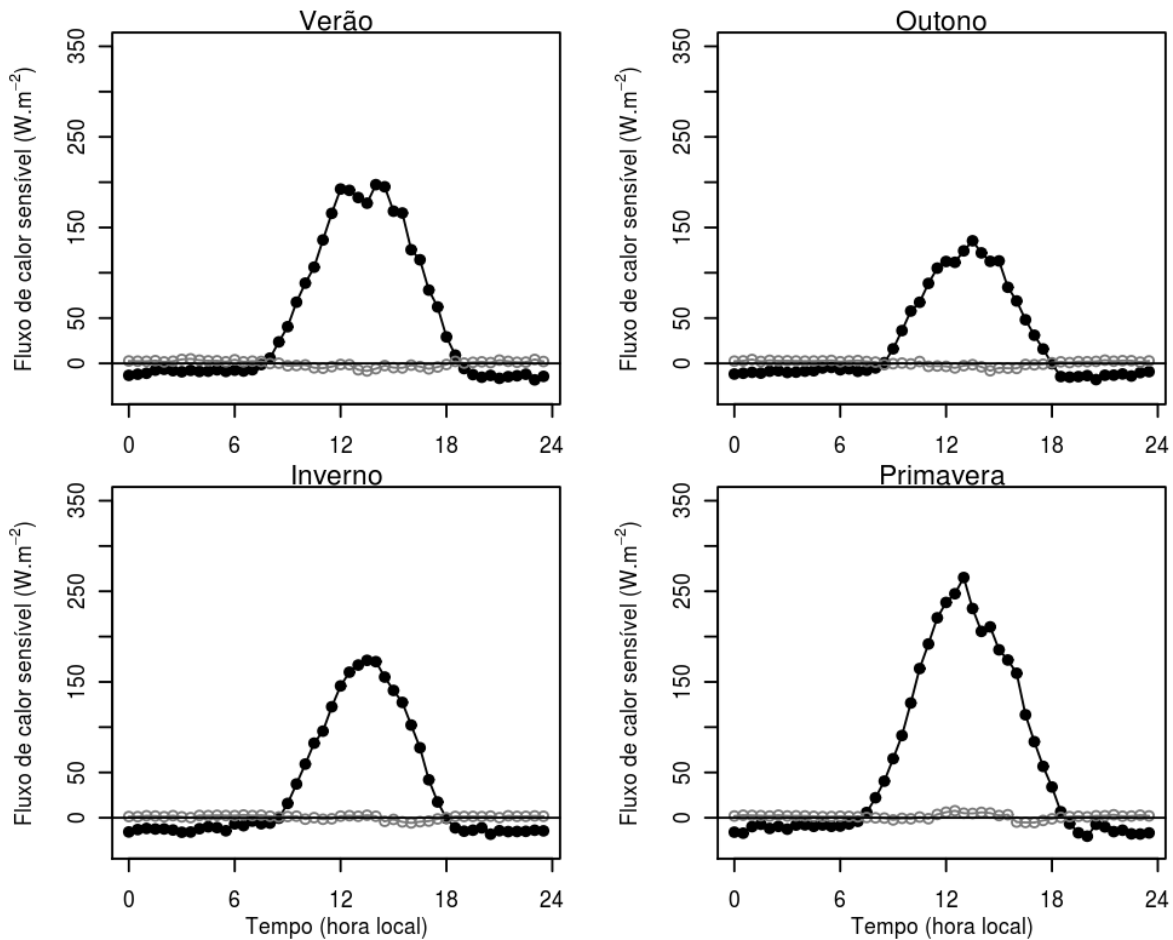


Figura 4.4: Ciclo médio diário dos fluxos de energia na forma de calor sensível acima (linha preta e círculos preenchidos) e no interior (linha cinza e círculos abertos) do dossel para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

sensível em ambos os níveis, com os valores máximos de fluxo observados entre 12 e 13 (HL). Acima do dossel, a variação sazonal ficou mais evidenciada, com o fluxo mais intenso durante o verão e menos intenso durante o inverno. No verão, onde a precipitação acumulada e a radiação incidente são maiores, a média diária do fluxo de calor latente foi de 111 Wm^{-2} . Durante o inverno, um período no qual a precipitação acumulada foi menos da metade da observada no verão, o fluxo de calor latente respondeu de acordo, apresentando uma diminuição de aproximadamente 50% em seu valor, ficando em torno de 55 Wm^{-2} . Outono e primavera apresentaram valores intermediários. Apesar da precipitação acumulada ter sido um pouco maior durante o outono, o fluxo médio diário foi maior durante a primavera devido à maior disponibilidade de energia nessa época, ficando em torno de 73 Wm^{-2} durante o outono e 92 Wm^{-2} durante a primavera.

No nível inferior, os fluxos de calor latente são menos intensos em relação ao nível superior, mas a contribuição destes fluxos para o fluxo total é maior em relação ao fluxo de calor sensível (entre 16 e 23%). Quanto à variação sazonal, observou-se dois diferentes padrões: um em que

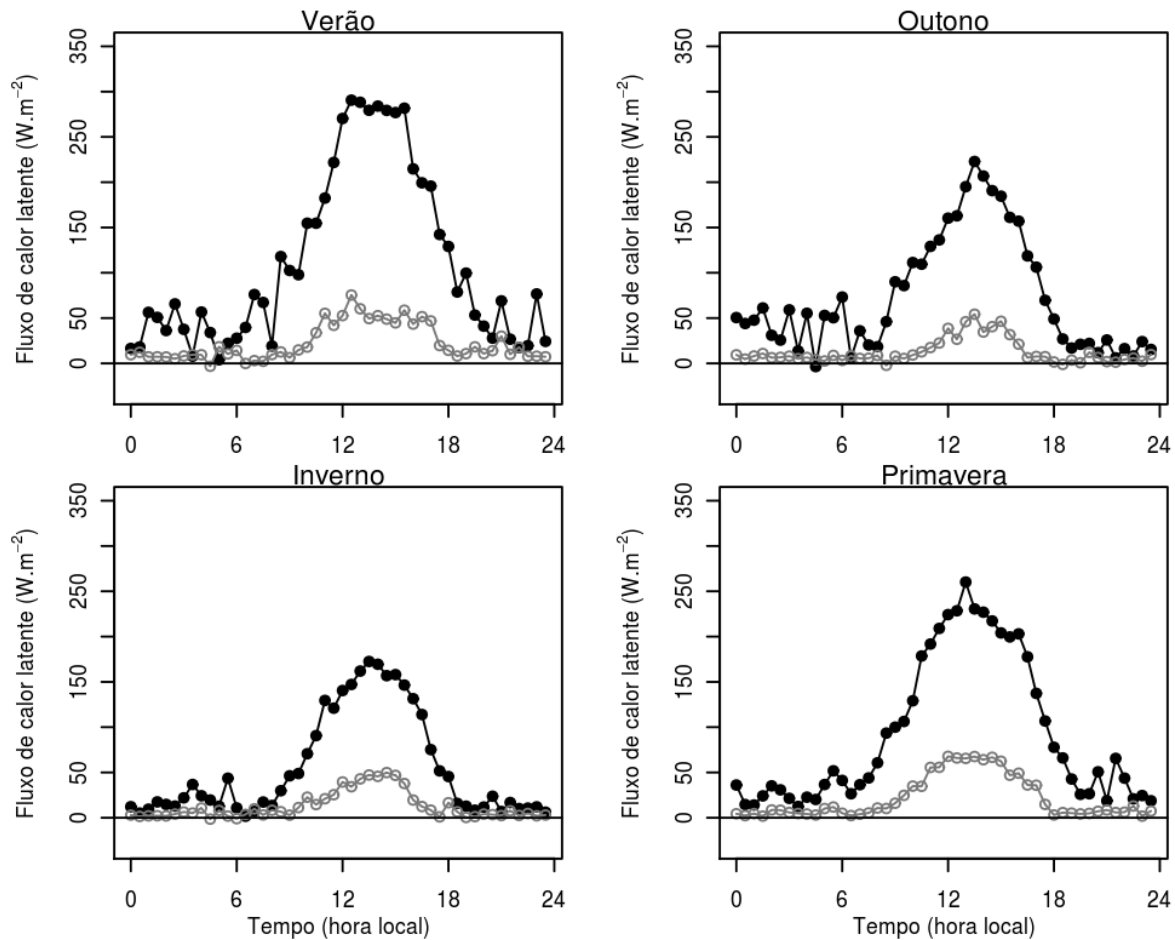


Figura 4.5: Ciclo médio diário dos fluxos de energia na forma de calor latente acima (linha preta e círculos preenchidos) e no interior (linha cinza e círculos abertos) do dossel para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

os fluxos são mais intensos, na primavera e verão, e um em que os fluxos são menos intensos, durante o outono e inverno, com o ciclo diário dos fluxos de calor latente muito próximos em cada um deles. Diferentemente do que ocorre para o CO_2 , durante noite e dia os fluxos são muito menores no nível inferior, indicando que a copa é responsável pela maior parte do processo de evapotranspiração da floresta.

4.3.4 Partição de energia

A distribuição da energia entre fluxos de calor sensível e calor latente pode ser vista, para cada estação, na tabela 4.2. A Razão de Bowen (β) apresentou valores inferiores a 1 em todas as estações. Isto indica que, em média, os fluxos de calor latente foram dominantes no particionamento de energia ao longo de todo o ano, chegando, durante o verão e outono, a ser maior que duas vezes o valor dos fluxos de calor sensível médios, coincidindo com os períodos que apresentaram as maiores precipitações acumuladas, com a Razão de Bowen atingindo os valores mínimos nestas épocas. Durante estes períodos, a razão entre os fluxos de calor sensível

e a radiação incidente apresentam valores mínimos, enquanto que a razão entre os fluxos de calor latente e a radiação incidente apresentam seus valores máximos. Mesmo com o fluxo de calor latente médio e com a precipitação sendo maiores durante o período de verão, durante o outono que a maior parte da energia incidente foi utilizada para evapotranspiração, chegando a aproximadamente 60% do total. Nos meses em que há uma diminuição da precipitação, há um aumento na Razão de Bowen devido ao aumento considerável da razão H/R_g juntamente com uma diminuição da razão LE/R_g , observado tanto no inverno quanto na primavera. Ainda que haja uma tendência de redução de β nos períodos mais chuvosos, a partição de energia não está totalmente explicada pelos totais pluviométricos sazonais. Desta forma, os resultados indicam que a atividade das folhas seja naturalmente reduzida nos períodos de inverno e primavera, mesmo que não hajam árvores decíduas no local. Tal redução de atividade em plantas perenes já foi observada em estudos anteriores, como em Lindroth (1985).

Tabela 4.2: Médias, para cada estação, da radiação solar incidente (R_g) e dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE), razão de Bowen (β), da partição da radiação incidente entre calor sensível (H/R_g) e calor latente (LE/R_g) e da razão da soma do calor sensível e calor latente pela radiação incidente ($(H + LE)/R_g$).

Estação	R_g (W/m^2)	H (W/m^2)	LE (W/m^2)	β	H/R_g	LE/R_g	$(H + LE)/R_g$
Verão	196	47	111	0,42	0,24	0,57	0,81
Outono	123	24	73	0,32	0,19	0,59	0,78
Inverno	134	32	54	0,59	0,24	0,40	0,64
Primavera	191	59	92	0,64	0,31	0,48	0,79

4.4 Variação sazonal dos espectros e coespectros médios

Nesta seção, os fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 , assim como a variância da velocidade vertical, serão analisados em função de suas escalas temporais através de espectros e coespectros calculados pelo método da decomposição em multirresolução. Este método decompõe os sinais turbulentos em suas diversas escalas de tempo, onde cada modo da decomposição corresponde a uma média móvel não ponderada, satisfazendo as médias de Reynolds e permitindo uma melhor visualização da dependência dos fluxos em relação às diferentes escalas. Nas análises dos espectros e coespectros derivados da decomposição em multirresolução, o pico representa que a maior parte das flutuações ocorreu naquela escala temporal, e a soma dos modos dos espectros ou coespectros até uma escala temporal τ é igual à variância ou covariância calculadas nesta escala de tempo. Além disso, os transportes devido à turbulência são separados dos transportes que ocorrem nas maiores escalas de tempo – transportes de mesoescala – por uma falha espectral (ou coespectral) (VICKERS; MAHRT, 2003). Com isso, pode-se determinar a correta escala em que ocorrem as trocas turbulentas, separando-as dos transportes devido à movimentos de mais baixas frequências. A falha coespectral é determinada para cada série pela escala de tempo na qual, após o pico espectral, há uma mudança no sinal do espectro

ou um aumento de sua magnitude depois de um mínimo de magnitude local. Para os espectros e coespectros médios, a falha espectral nem sempre foi evidente, não sendo possível ser encontrada apenas desta forma. Neste caso, foi utilizado o desvio padrão em cada escala de tempo, já que na presença de transportes devido à mesoescala a variabilidade dos fluxos é maior que na região turbulenta do espectro, e o desvio padrão apresenta um aumento significativo. A escala temporal do pico dos espectros e coespectros foi calculada para cada série individual, e então foi calculada a escala de tempo média. Espectros e coespectros médios são analisados para as diferentes estações, assim como são comparadas as diferenças entre o período diurno e noturno. Os períodos considerados em cada estação, assim como variáveis meteorológicas médias para cada uma das estações, são mostrados na tabela 4.1. A decomposição em multirresolução foi aplicada a 2^{16} pontos de dados, correspondendo a aproximadamente 109 minutos, com passos de 30 minutos entre cada série, num total de 15 séries por noite. A sobreposição entre as séries é feita para aumentar a possibilidade de um dado evento ser devidamente capturado.

4.4.1 Espectros da velocidade vertical

Os espectros médios da velocidade vertical para cada estação são mostrados na figura 4.6, para o período diurno e noturno, respectivamente. A turbulência no interior do dossel é menos intensa que no nível superior, tanto durante o dia quanto à noite. Além disso, o pico espectral ocorre em escalas de tempo maiores com relação ao nível acima do dossel, principalmente à noite, como pode ser visto na tabela 4.3. Durante o período diurno, quando a intensidade da turbulência é maior em relação ao período noturno, as escalas da turbulência nos dois níveis mostram-se mais próximas. Acima do dossel, a média do pico dos espectros da velocidade vertical indica que a maior parte das trocas turbulentas ocorre em uma escala que varia entre 12 e 15 segundos. O menor valor da escala temporal do pico, 12 segundos, ocorre no Verão, um período em que a intensidade média da turbulência é maior, como pode ser visto na tabela 4.4. Entretanto, à noite é observado o oposto do que ocorre no período diurno, com a maior escala temporal do pico médio dos espectros ocorrendo com a maior intensidade média da turbulência durante a primavera. Trabalhos anteriores (ACEVEDO et al., 2007; CAMPOS et al., 2009) já indicaram que em condições mais turbulentas a escala temporal da transferência turbulenta aumenta durante a noite. No interior do dossel, a escala de tempo varia entre 19 e 23 segundos.

Tabela 4.3: Escala temporal média do pico dos espectros da intensidade da turbulência (σ_w).

Pico dos espectros de σ_w (s)				
Nível	Superior		Inferior	
	Dia	Noite	Dia	Noite
Verão	12,6	7,0	19,6	40,8
Outono	14,6	6,6	22,7	43,0
Inverno	14,8	6,3	23,6	32,2
Primavera	14,2	7,3	22,9	29,4

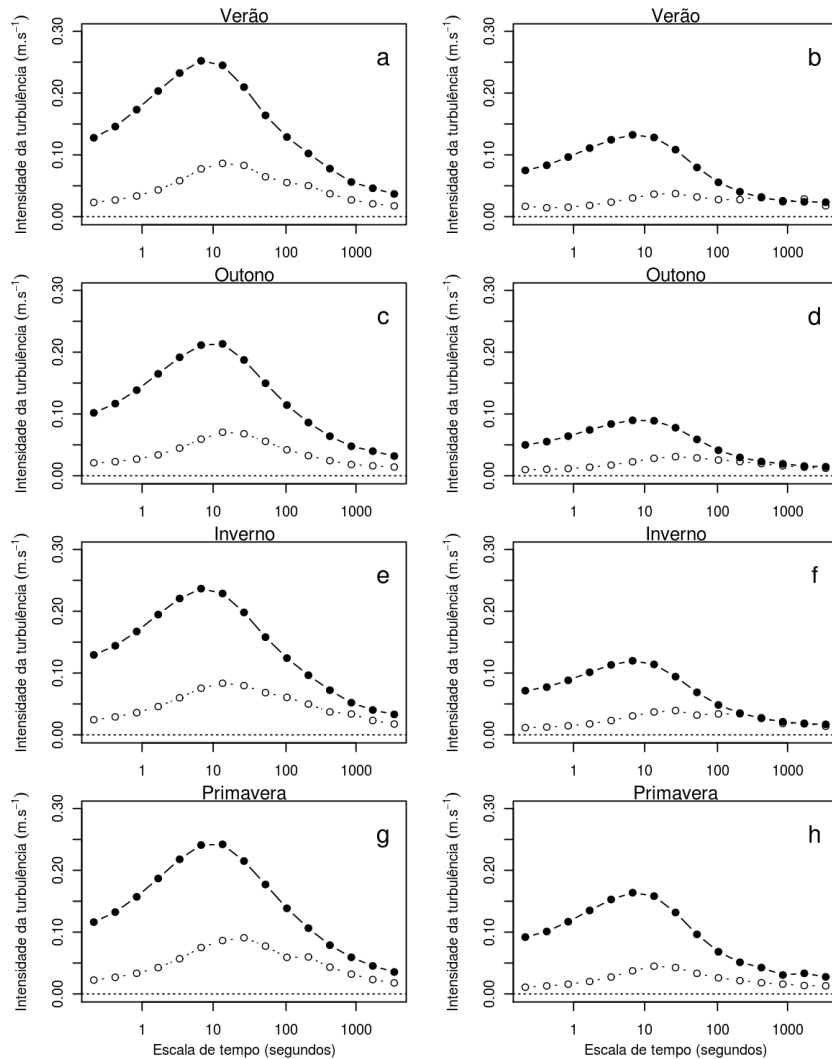


Figura 4.6: Espectros da intensidade da turbulência σ_w em função da escala temporal, para cada estação do ano, calculados através da decomposição em multirresolução. Painéis à esquerda representam o período diurno e painéis à direita representam o período noturno. Linhas espessas e círculos fechados referem-se ao nível superior, linhas finas e círculos abertos referem-se ao nível inferior.

Durante o período noturno, com a diminuição da intensidade da turbulência em ambos os níveis, as escalas de tempo das trocas turbulentas exibem uma maior diferença, com o pico do espectro no nível inferior deslocado na direção das maiores escalas temporais. No nível superior, as escalas foram menores do que o observado durante o dia, com o pico do coespectro ficando, na média, entre 6 e 7 segundos ao longo do ano. No nível inferior, a escala de tempo média do pico dos espectros foi acima de 29 segundos, mostrando uma maior diferença entre os níveis em relação ao observado durante o dia, um indicativo de que os processos responsáveis pelas trocas turbulentas podem estar ocorrendo de forma independente entre os níveis. O aumento do pico espectral no interior do dossel é um resultado que já foi mostrado anteriormente em diversos estudos, como Baldocchi e Meyers (1988), Fitzjarrald e Moore (1990), Kruijft et

Tabela 4.4: Intensidade média da turbulência (σ_w) integrada para todo o espectro.

Intensidade da turbulência σ_w (m/s)				
Nível	Superior		Inferior	
	Dia	Noite	Dia	Noite
Verão	0,63	0,33	0,201	0,102
Outono	0,53	0,22	0,158	0,078
Inverno	0,59	0,29	0,203	0,100
Primavera	0,61	0,40	0,21	0,100

al. (2000), e que normalmente é atribuído a supressão das perturbações de alta frequência pelo dossel.

4.4.2 Coespectros dos fluxos de CO_2

Os painéis à esquerda e à direita da figura 4.7 mostram os coespectros do fluxo de CO_2 para os períodos diurno e noturno, respectivamente, ao longo do ano. Durante o período diurno, os coespectros apresentaram valores negativos em todas as escalas de tempo no nível superior, com exceção do Inverno, que apresentou valores positivos nas maiores escalas. No interior do dossel, a floresta comporta-se como uma fonte de CO_2 , com os fluxos predominantemente positivos tanto durante o dia quanto à noite, exceto, novamente, nas maiores escalas temporais durante o período diurno, que também apresentaram uma inversão no sinal dos fluxos devido à mesoescala. Apesar do interior do dossel estar, na média, emitindo CO_2 , novamente fica evidenciada a realização de fotossíntese no nível inferior da floresta, já que os fluxos durante o dia são visivelmente menores do que durante a noite.

As escalas temporais dos picos coespectrais dos fluxos de CO_2 são mostradas na tabela 4.5. Durante o dia no nível superior, o Verão é a estação que apresenta o pico em menor escala temporal, seguido pela Primavera. Isto ocorre devido à maior intensidade turbulenta nestas estações e o fato das escalas temporais da turbulência acima da copa diminuírem com o aumento da intensidade turbulenta. É interessante, ainda, notar que as escalas do pico do transporte de CO_2 são aproximadamente 30% maiores que as escalas dos picos da intensidade turbulenta vertical. À noite, o padrão oposto ocorre no nível superior, com as escalas temporais maiores ocorrendo nas estações de Verão e Primavera, nas quais a intensidade turbulenta é mais intensa. Além disso, a distinção entre as escalas do movimento vertical e do transporte de CO_2 acima da copa é maior no período noturno, com a escala temporal do pico coespectral do fluxo de CO_2 se aproximando do dobro do valor do pico espectral de w . No nível inferior, o padrão da escala temporal aumentar com a intensidade turbulenta vale para ambos períodos, diurno e noturno, mais uma vez seguindo o padrão observado para o espectro de velocidade vertical. No nível inferior, as escalas temporais de transferência de CO_2 são maiores que a da intensidade turbulenta, mas a diferença é pequena, em geral menor que 30%.

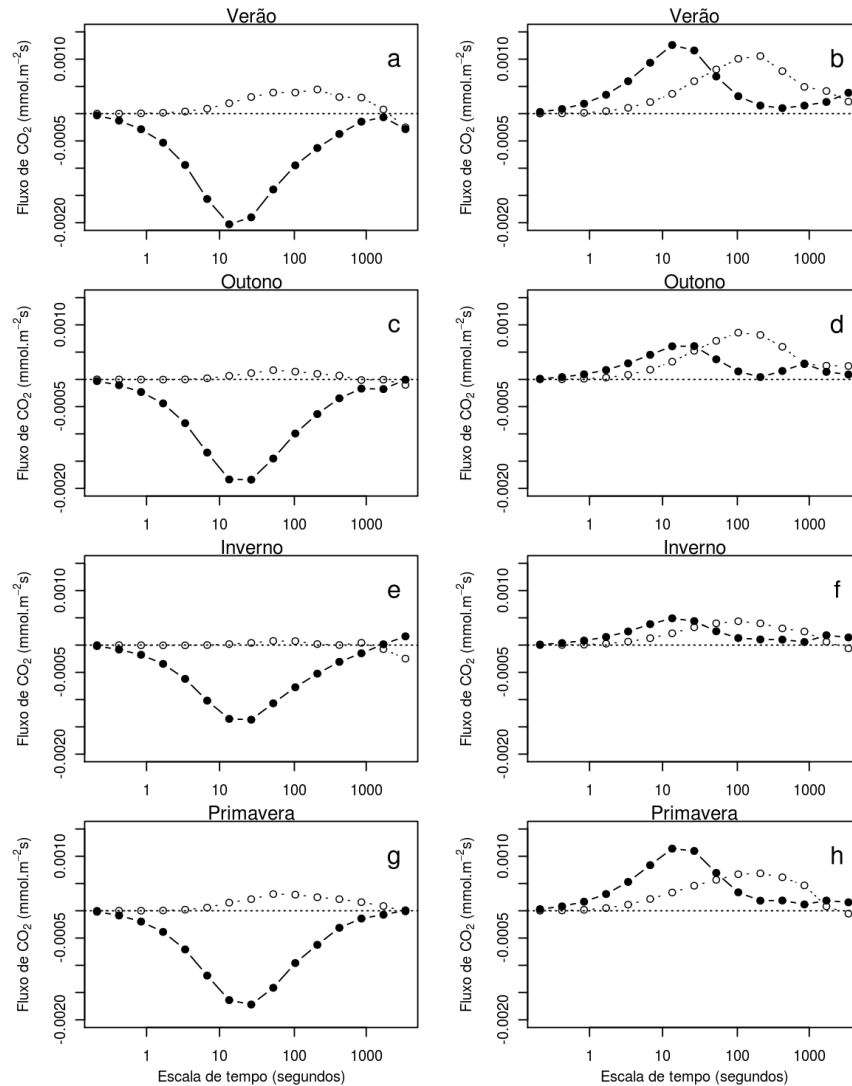


Figura 4.7: Coespectros dos fluxos de CO_2 em função da escala temporal, para cada estação do ano, calculados através da decomposição em multirresolução. Painéis à esquerda representam o período diurno e painéis à direita representam o período noturno. Linhas espessas e círculos fechados referem-se ao nível superior, linhas finas e círculos abertos referem-se ao nível inferior.

Além das escalas temporais dos processos de transporte, a análise coespectral permite identificar a escala de separação entre os processos turbulentos e os de baixa frequência, também referidos como de mesoescala ou “submeso” (MAHRT, 2009). Em geral, essa transição marca uma diferença abrupta na variabilidade das observações, sendo os fluxos turbulentos mais sistemáticos e consistentes, enquanto que os de baixa frequência são erráticos e incertos. Por esse motivo, a consideração dos transportes de mesoescala implica em uma maior incerteza nas estimativas mas, por outro lado, os fluxos nessas escalas podem ser reais e sistemáticos (ACEVEDO; MAHRT, 2010), de forma que devem ser levados em conta. De qualquer forma, a identificação da escala temporal média que separa os dois tipos de processos é importante para caracterizar a incerteza associada às estimativas tomadas para determinado período fixo de análise dos dados. Durante o dia, a figura 4.7 mostra que em todas as estações a escala dos processos

Tabela 4.5: Escala temporal média do pico dos coespectros dos fluxos de CO_2 .

Pico dos coespectros de CO_2 (s)				
Nível	Superior		Inferior	
	Dia	Noite	Dia	Noite
Verão	16,2	14,3	27,6	46,8
Outono	21,2	12,6	30,8	49,0
Inverno	20,1	10,2	29,2	32,1
Primavera	17,7	15,1	30,2	36,8

turbulentos foi longa, em torno de 1600 s, ficando próxima ao limite da janela utilizada para a análise. Isso mostra que esses resultados são robustos e pouco propensos a variabilidade devido à incerteza dos processos de baixa frequência, tanto acima como no interior da floresta. Na grande maioria dos casos, o fluxo médio na máxima escala analisada foi próximo a zero. Por outro lado, no período noturno, um transporte sistemático e relevante ocorreu por vezes na baixa frequência e, em todos os casos, este transporte foi positivo, indicando que é uma contribuição efetiva da transferência de Carbono respirado para a atmosfera, e não apenas uma variabilidade aleatória. A separação entre as escalas no nível superior fica próxima a 400 s, sendo que em todas as estações há transporte da floresta para a atmosfera em escalas maiores que essa. Esse transporte é maior no Verão, enquanto que no Outono o coespectro apresenta pico duplo, sendo um pico associado aos processos turbulentos e o outro aos de submeso. No interior da floresta, por sua vez, ocorre algo distinto durante a noite. Neste caso, todas as escalas temporais de transporte de Carbono se tornam mais longas e há a indicação de que no Verão e Outono a janela longa utilizada não foi suficiente para capturar toda a transferência turbulenta, de forma que a separação entre as escalas não foi possível de ser identificada. Na Primavera e Inverno, por sua vez, a separação entre as escalas está no limite do período utilizado para a análise. É importante ainda destacar que, em vários casos, o desvio padrão do coespectro aumenta consideravelmente com a escala temporal antes da separação aparecer nos coespectros médios. Isto é uma consequência da grande variabilidade de escalas que ocorrem para cada estação, de forma que os coespectros médios na porção turbulenta do espectro são contaminados por transferências de baixa frequência.

4.4.3 Coespectros dos fluxos de calor sensível

As escalas temporais dos coespectros dos fluxos de calor sensível apresentaram comportamento semelhante ao dos fluxos de CO_2 (figura 4.8). Durante o dia, os fluxos de calor sensível, no nível superior, apresentaram valores positivos em todas as escalas de tempo para todas as estações, com exceção das maiores escalas no período de Inverno, onde observa-se uma inversão no sinal dos fluxos da mesma forma como observado para os coespectros dos fluxos de CO_2 . À noite, os fluxos tiveram sinal oposto, da atmosfera para o dossel, somente apresentando valores positivos nas maiores escalas de tempo durante a Primavera. Além disso, os coespectros

mostraram fluxos com magnitude muito inferior à observada durante o dia. No nível inferior, os fluxos de calor sensível foram, em geral, inversos ao observado acima do dossel, e mostraram-se muito menos intensos em comparação com o nível superior.

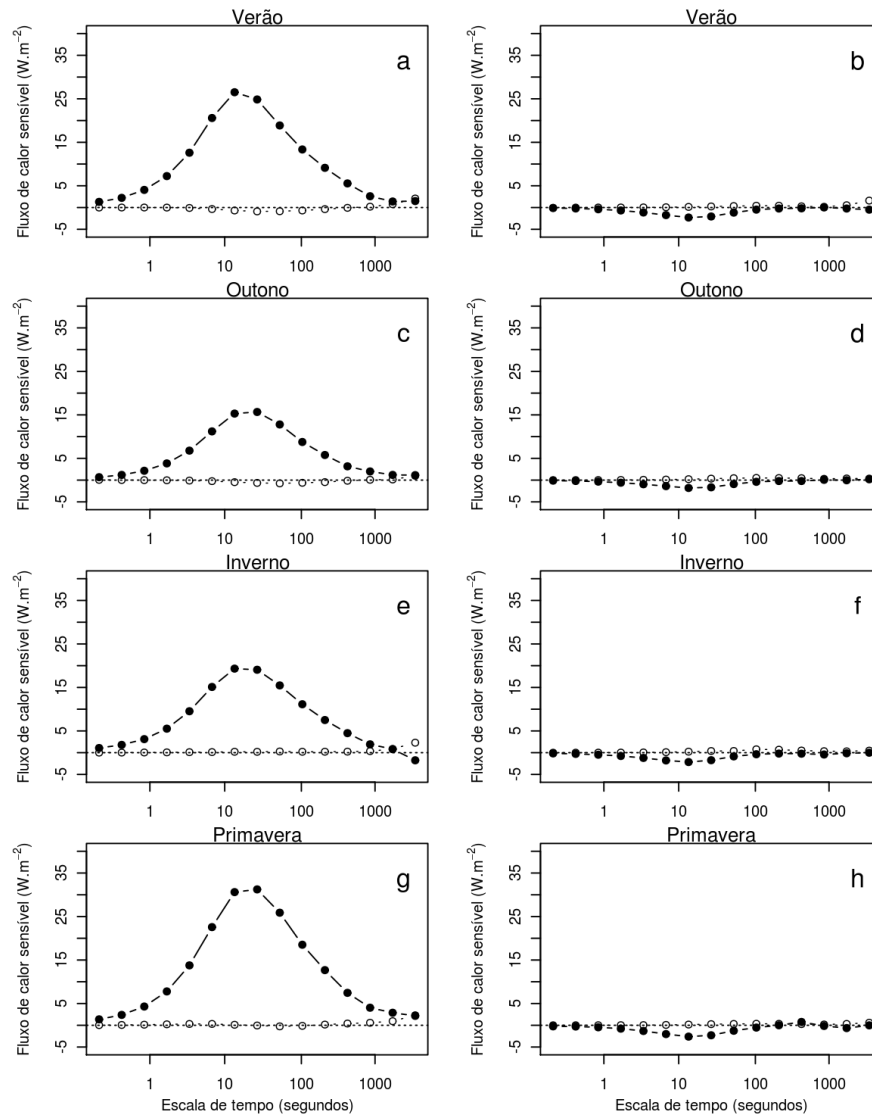


Figura 4.8: Coespectros dos fluxos de calor sensível em função da escala temporal, para cada estação do ano, calculados através da decomposição em multirresolução. Painéis à esquerda representam o período diurno e painéis à direita representam o período noturno. Linhas espessas e círculos fechados referem-se ao nível superior, linhas finas e círculos abertos referem-se ao nível inferior.

Durante o período diurno, da mesma forma que para os fluxos de CO_2 , a menor escala temporal do pico do coespectro acima do dossel ocorre durante o Verão, a estação em que observa-se a maior intensidade da turbulência. Nesta época, a escala temporal média do pico dos coespectros foi de aproximadamente 19 segundos, ficando em torno de 22 segundos nas demais estações (tabela 4.6). A falha coespectral para o período diurno foi de difícil determinação. Então, utilizou-se o desvio padrão para identificar a escala de tempo onde ocorre um aumento

na variabilidade dos fluxos. Para todas as estações, o aumento da variabilidade dos fluxos em função da escala temporal, determinado pelo aumento significativo no desvio padrão de cada ponto, ocorre em escalas em torno de 1600 segundos.

Tabela 4.6: Escala temporal média do pico dos coespectros dos fluxos de calor sensível (H).

Pico dos coespectros de H (s)				
Nível	Superior		Inferior	
	Dia	Noite	Dia	Noite
Verão	19,4	13,7	17,1	44,3
Outono	21,7	11,5	23,8	52,0
Inverno	22,6	10,0	27,2	37,6
Primavera	22,6	11,0	21,7	26,4

À noite, novamente observa-se uma redução na escala temporal dos transportes turbulentos, visto que todas as estações apresentaram o pico do coespectro com uma escala de tempo variando entre 10 e 14 segundos, menores do que o observado durante o dia. A falha coespectral, por sua vez, também ocorre em escalas temporais bastante reduzidas em comparação ao observado durante o dia. Para o Verão, Outono e Inverno, a falha coespectral ocorreu em uma escala de aproximadamente 200 segundos. Para a Primavera, a escala da falha coespectral foi em torno de 100 segundos. A partir desta escala de tempo houve um aumento acentuado na variabilidade dos fluxos (não mostrado), dado pelo aumento significativo do desvio padrão, indicando a ocorrência de transportes devido à mesoescala. Além disso, há uma inversão no valor dos fluxos, que passam a ser positivos e, após 1000 segundos, tornam-se negativos novamente. No nível inferior, o pico dos coespectros exibe um comportamento inverso ao observado acima do dossel, com as maiores escalas de tempo ocorrendo durante o período noturno. Para o Inverno, o coespectro do período diurno não apresentou um comportamento bem definido, mostrando grande variabilidade desde as menores escalas, não sendo possível determinar as escalas temporais para o período médio. Acima do dossel, os fluxos foram negativos em todas as estações, com intensidade máxima observada novamente na Primavera e mínima durante o Outono. No interior, foi observado o contrário, com os fluxos positivos ao longo de todo o ano. Os padrões nos fluxos de submeso identificados para os coespectros dos fluxos de CO_2 também apareceram no calor sensível.

4.4.4 Coespectros dos fluxos de calor latente

Os coespectros dos fluxos de calor latente são mostrados na figura 4.9. Tanto acima quanto no interior do dossel, os fluxos foram sempre positivos, com exceção das maiores escalas temporais no Outono e Primavera. A escala do pico dos coespectros, no período diurno, variou de 22 a 24 segundos acima do dossel (tabela 4.7). Pelo aumento da variabilidade nos fluxos, a falha coespectral foi em torno de 800 segundos para o Verão, Outono e Inverno, e 1600 segundos para

a Primavera. No nível inferior, o pico dos coespectros esteve sempre deslocado na direção das maiores escalas temporais e os fluxos de calor latente mostraram-se, em geral, mais intensos que os fluxos de calor sensível em ambos os níveis, principalmente para o período diurno.

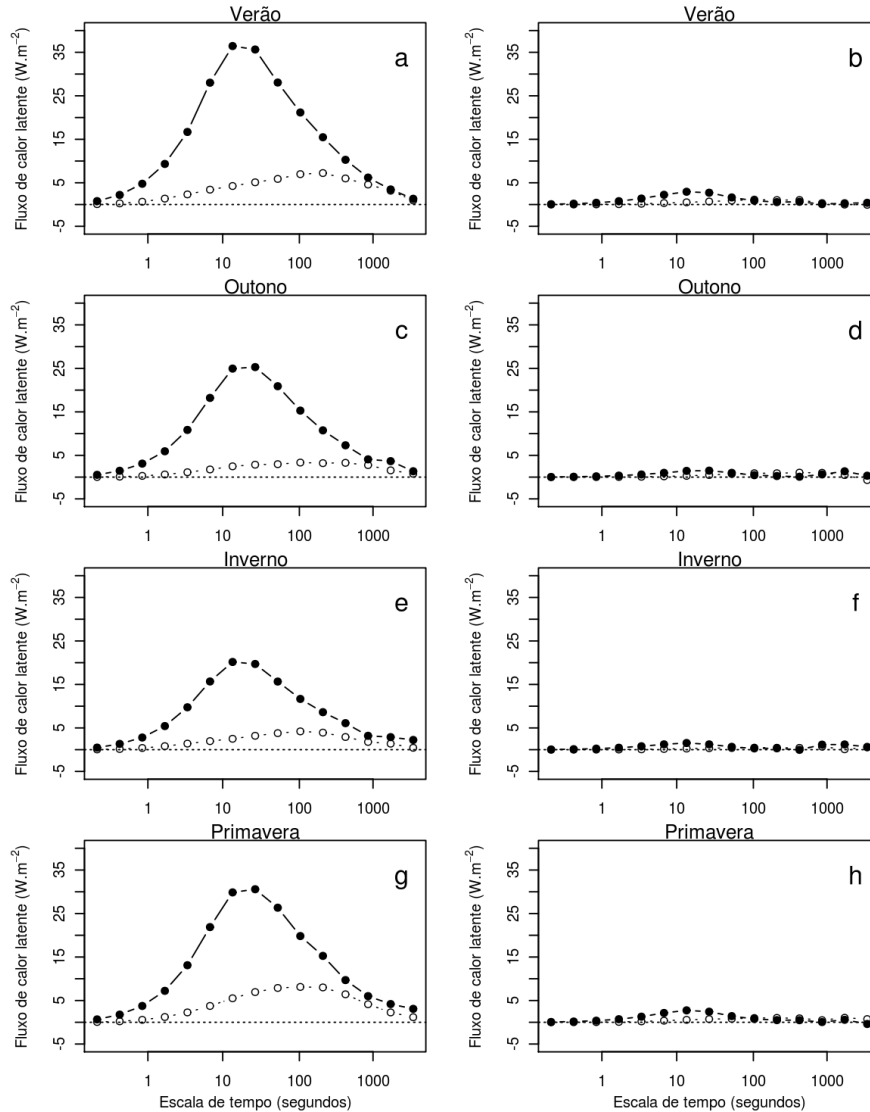


Figura 4.9: Coespectros dos fluxos de calor latente em função da escala temporal, para cada estação do ano, calculados através da decomposição em multirresolução. Painéis à esquerda representam o período diurno e painéis à direita representam o período noturno. Linhas espessas e círculos fechados referem-se ao nível superior, linhas finas e círculos abertos referem-se ao nível inferior.

À noite, da mesma forma como foi observado nos coespectros anteriores, a falha coespectral ocorreu em escalas de tempo menores do que durante o dia. A magnitude dos fluxos também foi inferior à observada durante o dia. Além disso, no Outono e Inverno houve um segundo pico na região das maiores escalas temporais, indicando a presença de transporte devido à mesoescala. O pico dos coespectros acima do dossel variou entre 9 e 12 segundos ao longo do ano. A falha coespectral foi encontrada, novamente, com o auxílio do desvio padrão em cada escala de

Tabela 4.7: Escala temporal média do pico dos coespectros dos fluxos de calor latente (LE).

Pico dos coespectros de LE (s)				
Nível	Superior		Inferior	
	Dia	Noite	Dia	Noite
Verão	22,7	10,4	29,2	30,7
Outono	24,1	9,1	23,6	39,7
Inverno	23,6	11,0	29,7	23,6
Primavera	24,2	12,5	27,7	26,0

tempo. Para o Verão e Primavera, a escala de tempo da falha coespectral foi de 200 segundos. Já para o Outono e Inverno, a escala ficou em torno de 100 segundos. A partir daí, houve um aumento na variabilidade dos fluxos, indicando que, nas maiores escalas de tempo, os fluxos estavam sendo afetados por transportes de mesoescala.

4.4.5 Implicação da variação da escala temporal da falha coespectral no cálculo dos fluxos

As escalas de turbulência dos coespectros médios mostraram-se próximas para todos os escalares em cada nível, considerando-se à parte cada período do dia. Durante o dia, o pico dos coespectros ficou entre 16 e 24 segundos, com a falha coespectral entre 800 e 1600 segundos no nível superior. À noite, a escala temporal da falha coespectral diminuiu para todos os escalares e em todas as épocas do ano. Todos os coespectros mostraram uma grande variabilidade nos fluxos nas escalas de tempo maiores que a falha coespectral. Entretanto, no espectro da velocidade vertical, a maior variabilidade ocorre nas pequenas escalas de tempo, um resultado também encontrado por Campos (2008) e associado por ele à pequena magnitude e variabilidade da velocidade vertical na mesoescala. No período diurno, os coespectros dos fluxos de CO_2 foram negativos, e os fluxos de energia positivos em todas as estações. Durante a noite, houve uma inversão no sinal dos fluxos de CO_2 e calor sensível, com o calor latente mantendo-se positivo.

No interior do dossel, os fluxos foram, em geral, menos intensos do que acima. Contudo, durante o período noturno, o fluxo de CO_2 no interior do dossel tem o mesmo sinal e magnitude muito próxima ao nível superior, mostrando inclusive uma maior intensidade durante o Outono, indicando que durante a noite boa parte do CO_2 que é emitido pelo interior da floresta ou estava acumulando abaixo do dossel ou estava sendo transportado horizontalmente para longe do ponto de observação, sem ser capturado pelo sensor do nível de cima.

Ainda no nível inferior, tanto os espectros da velocidade vertical quanto os coespectros dos fluxos de escalares apresentaram um deslocamento da região turbulenta em direção às maiores escalas temporais, atribuído à supressão das perturbações de alta frequência pelo dossel. Os fluxos de CO_2 mostraram-se predominantemente positivos no interior do dossel em todas as escalas de tempo. Já os fluxos de calor sensível tiveram, em geral, sinal oposto ao observado

acima do dossel, e os fluxos de calor latente foram basicamente positivos para todas as estações, tanto durante o dia quanto à noite.

Os coespectros dos fluxos de escalares através da decomposição em multirresolução exibem, em geral, uma falha coespectral que separa os transportes devido à turbulência dos transportes de mesoescala, observada principalmente para o período noturno (VICKERS; MAHRT, 2003). Na região turbulenta dos coespectros, os fluxos apresentaram um comportamento médio bem definido, com pouca variabilidade. Após a falha coespectral, os fluxos mostraram um comportamento irregular, com grande variabilidade e, em alguns casos, com sinal inverso ao observado na região turbulenta. Estes fluxos, referidos como fluxos de mesoescala, podem aumentar significativamente o erro associado à medida principalmente durante o período noturno. Durante o dia, os fluxos turbulentos são mais intensos, de modo que o transporte devido à mesoescala deve ser menos importante no valor do fluxo total. Em condições estáveis, onde a magnitude dos fluxos turbulentos diminui, a contribuição devido aos transportes de mesoescala pode modificar significativamente o valor dos fluxos, podendo até mesmo causar uma inversão no sinal do fluxo total. Com isso, o cálculo do fluxo de escalares com janelas temporais muito grandes, à noite, irá adicionar a incerteza devido à variabilidade dos fluxos nas maiores escalas temporais.

Para o sítio de São João do Triunfo, no período diurno e acima do dossel, os coespectros médios apresentaram uma falha coespectral em escalas temporais acima dos 800 segundos. Isto significa que, mesmo durante o dia, em condições de atividade turbulenta mais intensa, o cálculo dos fluxos através da covariância de vórtices com a janela temporal normalmente utilizada pela comunidade científica, em torno de 30 minutos, pode estar sendo afetado por transportes de mesoescala. Entretanto, como a intensidade dos fluxos turbulentos durante este período é grande em comparação aos fluxos de mesoescala, estes não chegam a causar um erro significativo no fluxo total.

Para a camada limite estável, onde ocorre uma supressão dos vórtices devido à estratificação térmica e os fluxos não são tão intensos quanto no período diurno, os coespectros dos fluxos de CO_2 e fluxos de energia mostraram uma drástica redução da escala temporal dos transportes turbulentos, com uma significativa diminuição da falha coespectral em todas as estações. Ainda, apesar de em alguns casos os fluxos convergirem para zero nas maiores escalas temporais, a análise foi feita sobre a média de todas as séries, havendo uma grande variabilidade nos fluxos em escalas de tempo maiores que a falha coespectral, observada aqui pelo acentuado aumento do desvio padrão em torno da média para cada escala de tempo e associada aos transportes de baixa frequência. Neste caso, o cálculo dos fluxos em séries individuais, com uma janela fixa de 30 minutos, pode causar tanto um aumento quanto uma diminuição do fluxo total, dependendo do sinal dos fluxos de baixas frequências, ou até mesmo uma inversão no sinal dos fluxos se este transporte de mesoescala for intenso o suficiente para isto. Como no nível superior os coespectros dos fluxos de escalares apresentaram, em sua maioria, um fluxo médio diferente de

zero após a região turbulenta, nas maiores escalas temporais, até mesmo com a presença de um segundo pico nestas escalas, se a janela temporal considerada for de 30 minutos uma porção destes fluxos será contabilizada no fluxo total, adicionando uma incerteza devido à variabilidade dos fluxos de baixa frequência e podendo ocasionar um erro à medida que pode não ser representativa dos fluxos turbulentos. Entretanto, os fluxos noturnos apresentaram sistematicamente, para todos os escalares, o mesmo sinal tanto na parte turbulenta quanto nas maiores escalas temporais dos coespectros. Isto é um indicativo de que estes fluxos são processos físicos genuínos, não estando somente associados a uma variabilidade aleatória, devendo ser levados em conta na quantificação dos fluxos totais.

5 INFLUÊNCIA DO ACOPLAMENTO DA TURBULÊNCIA NO CÁLCULO DOS FLUXOS NOTURNOS

Neste capítulo, aborda-se como a turbulência que ocorre de forma intermitente pode influenciar no cálculo dos fluxos totais. Será analisado como os diferentes padrões de turbulência antes e durante o período analisado podem influenciar no grau de acoplamento entre os níveis e no cálculo dos fluxos turbulentos. Estudos de caso mostrarão como as diferenças nos padrões de turbulência interferem no estado de acoplamento da turbulência entre os dois níveis da floresta (seção 5.1), as características médias identificadas nos estudos de caso são analisadas para todo o conjunto de dados (seção 5.2) e como o comportamento da turbulência momentos antes do cálculo dos fluxos influencia o fluxo total é mostrado na seção 5.3.

5.1 Estudos de caso

Buscando entender como as variações da intensidade da turbulência afetam o cálculo dos fluxos, foram escolhidas 4 noites como estudos de caso, cada uma apresentando um padrão diferente no comportamento da turbulência (figura 5.1).

A primeira noite, entre 18 e 19 de abril de 2010 (figura 5.1, painel superior esquerdo), apresentou intensidade turbulenta muito baixa em ambos os níveis e durante todo o período, como pode ser observado na evolução temporal da velocidade vertical. A magnitude das flutuações desta variável não excedeu em nenhum momento $0,7 \text{ ms}^{-1}$ acima do dossel, caracterizando uma condição muito calma. Abaixo do dossel, as flutuações da velocidade vertical não excederam $0,2 \text{ ms}^{-1}$, não sendo, entretanto, uma ocorrência incomum neste nível, onde as condições calmas normalmente predominam. A evolução da temperatura e concentração de CO_2 em ambos os níveis ao longo da noite indica que o nível inferior estava desconectado do topo do dossel, já que ambos os escalares mostram valores apreciavelmente diferentes entre os dois níveis. Acima do dossel, a temperatura esteve sempre com valores acima do apresentado no nível inferior, mas a taxa de resfriamento observada no topo era maior. Concentrações de CO_2 aumentaram em ambos os níveis durante a noite, mas seguindo diferentes padrões. Enquanto no nível mais alto observou-se um aumento quase constante ao longo de toda a noite, no nível inferior a evolução da concentração de CO_2 apresentou maiores flutuações. Estes padrões são explicados pelo fato de que a mistura turbulenta acima da floresta não era suficiente para misturar o ar abaixo do dossel. Então, em ambos os níveis, a evolução do escalar é controlada por processos locais, com um nível sendo independente do outro.

Diferentemente da noite anterior, a noite entre 09 e 10 de setembro de 2010 (figura 5.1, painel superior direito) foi caracterizada por uma intensa mistura turbulenta durante a maior parte do período. A magnitude das flutuações da velocidade vertical no nível de 32 m ficaram

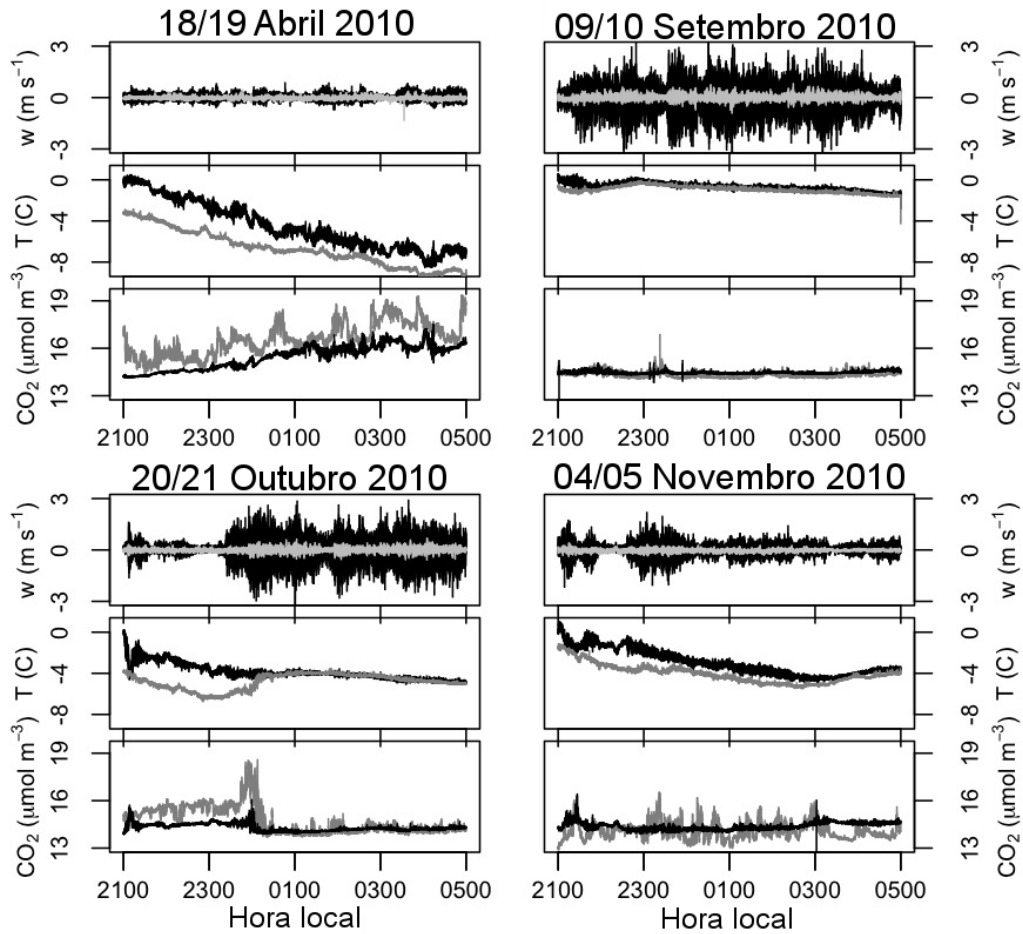


Figura 5.1: Evolução temporal dos dados turbulentos noturnos para 4 noites com características distintas: uma noite com baixa intensidade turbulenta durante toda a noite (painel superior esquerdo), uma com turbulência intensa durante toda a noite (painel superior direito), uma que começa calma e se torna turbulenta (painel inferior esquerdo) e uma com comportamento intermitente (painel inferior direito). Linha preta refere-se ao nível superior e linha cinza refere-se ao nível inferior. A escala de temperatura representa a variação da temperatura em relação ao começo da noite.

acima de 1 ms^{-1} ao longo de toda a noite, apresentando ainda eventos mais intensos ocorrendo intermitentemente e com perturbações chegando a $2,5 \text{ ms}^{-1}$. No nível inferior, as flutuações da velocidade vertical apresentaram magnitudes muito menores, mas seguiram a evolução da turbulência no topo do dossel, com eventos localizados de turbulência acompanhando a ocorrência acima do dossel. Esta coincidência de eventos intermitentes em ambos os níveis é um indicativo do acoplamento da turbulência entre os níveis, o qual é confirmado pela série temporal dos escalares no período. Tanto a temperatura quanto a concentração de CO_2 mostraram uma apreciável concordância entre os dois níveis. Além disso, a baixa taxa de resfriamento total durante a noite indica que esta conexão está acontecendo sobre uma profunda camada, onde os fluxos turbulentos convergem. As concentrações de CO_2 são também quase constantes ao longo da noite, com menores picos localizados, sendo este também um indicativo de conexão,

quando entradas localizadas de CO_2 , tais como aquelas causadas por emissão da superfície ou transporte horizontal, são transportadas imediatamente para o ar acima do dossel ao invés de acumular localmente, como foi observado na noite com baixa intensidade turbulenta.

O terceiro caso analisado possui as características de ambas as noites descritas anteriormente. A noite entre 20 e 21 de outubro de 2010 teve um começo calmo, com baixas magnitudes das flutuações e, após algumas horas, tornou-se, de forma repentina, intensamente turbulenta (figura 5.1, painel inferior esquerdo) em torno de 2330 HL. Os escalares evoluíram de acordo. Durante o período calmo, a temperatura e as concentrações de CO_2 diferem entre os dois níveis. Entretanto, ambos escalares convergem para valores muito próximos quando a intensidade da turbulência acima do dossel se torna suficientemente alta. Além disso, ocorre uma menor taxa de resfriamento durante o período turbulento da noite, e as flutuações de CO_2 diminuem. Isto é uma evidência adicional que uma conexão entre os dois níveis acontece quando há turbulência suficiente acima do dossel. No momento da transição entre o estado calmo e o turbulento, um grande pico de CO_2 é também observado. Aqui, nós supomos que tais picos estão associados à súbita transferência de ar com altas concentrações de CO_2 que acumularam no dossel enquanto as condições calmas prevaleceram. Evidências adicionais e uma análise mais detalhada será apresentada ao longo deste estudo.

O quarto caso refere-se à noite entre 04 e 05 de novembro de 2010. Neste caso, a turbulência no nível superior tinha um caráter intermitente, onde eventos localizados de intensa atividade turbulenta seguiram intervalos de condições calmas. Em particular, um evento intenso em torno de 2300 HL pode ser identificado, mas a sucessão de períodos calmos e turbulentos com durações e magnitudes variáveis persiste durante a noite inteira, caracterizando um fenômeno conhecido como intermitência global (MAHRT, 1999). A evolução da temperatura em ambos os níveis assemelha-se a observada em 20/21 de outubro de 2010, com diferentes temperaturas em cada nível, as quais tornam-se mais similares ao outro nível após a ocorrência do evento das 2300 HL. A evolução do CO_2 , de outro modo, mostra concentrações quase constantes no nível superior e grandes flutuações abaixo do dossel. Às 2300 HL, o momento do evento de intermitência intensa no topo, um grande pico de CO_2 ocorre no nível mais baixo, e nós supomos que ele seja da mesma natureza do pico que ocorreu na noite de 20/21 de outubro de 2010 na transição da condição calma para a turbulenta.

Baseado nesta descrição apresentada, a partir de agora a noite de 18/19 de abril de 2010 será referida como “*calma*”, a de 09/10 de setembro de 2010 como “*turbulenta*”, 20/21 de outubro de 2010 como “*calma e turbulenta*” e a noite de 04/05 de novembro de 2010 será referida como “*intermitente*”. As evoluções temporais de σ_w , o desvio padrão da velocidade vertical, ao longo das 4 noites dão suporte a esta caracterização (figura 5.2), já que, no nível superior, esta variável permaneceu acima dos 0.25 ms^{-1} durante toda a noite *turbulenta*, e abaixo de 0.05 ms^{-1} durante toda a noite *calma*. Na noite *calma e turbulenta*, ela mudou de baixos para altos valores, e então permaneceu alta após a transição, e na noite *intermitente* um pico intenso

de 0.5 m s^{-1} foi observado no evento das 2300 HL. Em quase todas as noites, o σ_w do nível de baixo seguiu a evolução do nível superior, mas apresentando magnitudes muito menores. Uma exceção é a noite *calma*, quando houve um pico de atividade turbulenta entre 0100 e 0300 HL que não foi observado no nível superior, proporcionando uma evidência adicional da desconexão entre os dois níveis durante esta noite.

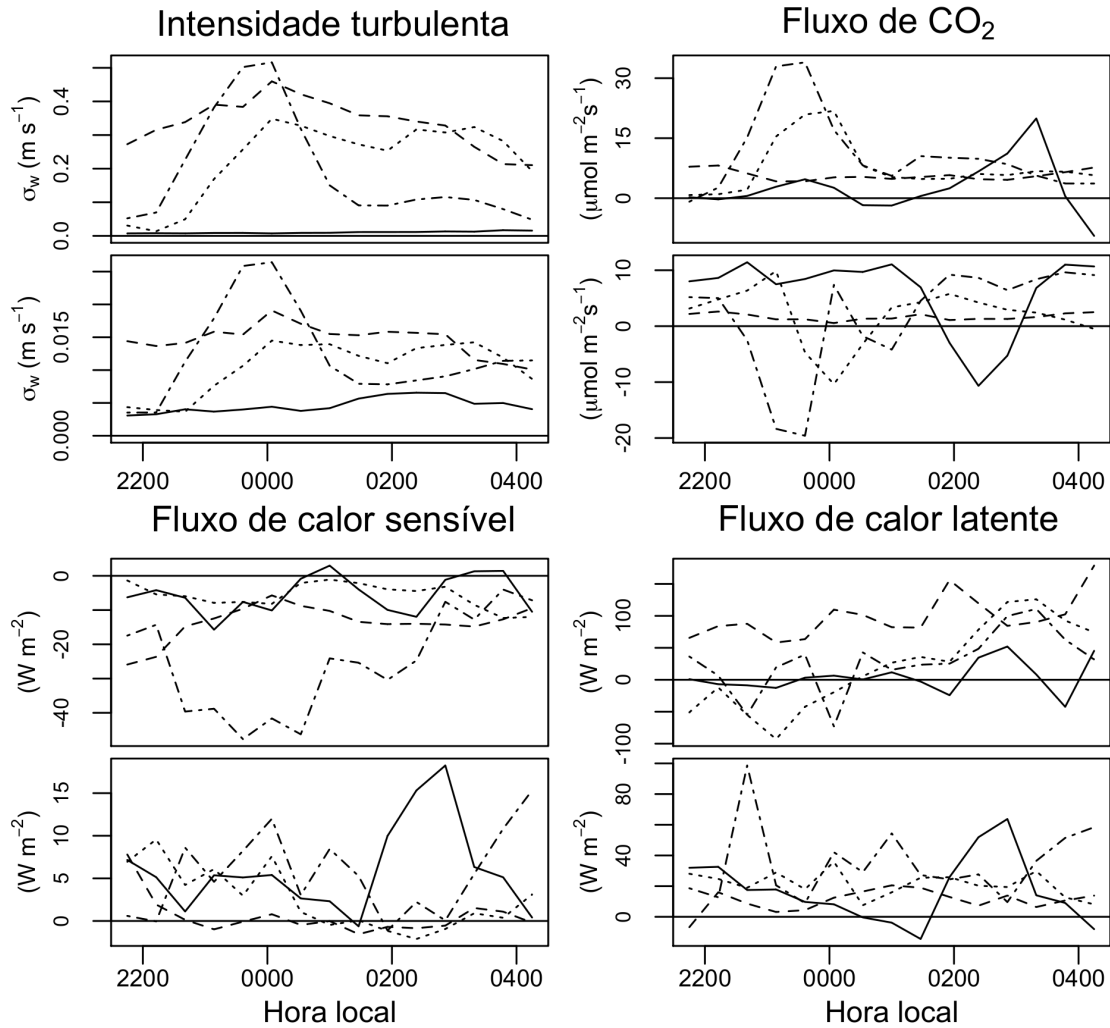


Figura 5.2: Evolução temporal da intensidade da turbulência (painel superior esquerdo) e fluxos de CO_2 (painel superior direito) e energia na forma de calor sensível (painel inferior esquerdo) e calor latente (painel inferior direito). Linha cheia refere-se à noite *calma*, linha tracejada refere-se à noite *turbulenta*, linha pontilhada refere-se à noite *calma e turbulenta* e linha ponto-traço refere-se à noite *intermitente*. A parte superior de cada painel refere-se ao nível de 32 m e a parte inferior refere-se ao nível de 11 m.

As evoluções dos fluxos de escalares também são mostradas na figura 5.2. Somente para o calor latente os maiores fluxos aconteceram durante a noite *turbulenta* no nível superior. Para o CO_2 , entre todas as 4 noites, os maiores fluxos ocorreram durante o evento das 2300 HL da noite *intermitente* e na transição entre o período calmo e o turbulento da noite de 20/21 de outubro de 2010 (*calma e turbulenta*). A noite intermitente também mostrou o máximo negativo de fluxo

de calor sensível para todas as noites, durante o evento das 2300 HL. Na ausência de eventos intermitentes, de modo que condições mais estacionárias predominaram, os fluxos de CO_2 foram aproximadamente similares entre as 4 noites, como deve ser esperado, neste caso, devido ao caráter biológico da fonte do escalar. No nível inferior, intensos fluxos negativos de CO_2 acompanharam os grandes picos tanto na noite *intermitente* quanto na *calma e turbulenta*. Isto é uma forte evidência de que durante períodos específicos, quando turbulência intensa sucede condições muito calmas, o ar que acumulou no dossel é transferido tanto para o nível superior quanto para o inferior, causando fluxos positivos de CO_2 acima do dossel e negativos abaixo dele, um sinal de que ar rico em CO_2 move-se para baixo. Um pico no fluxo de calor sensível durante o evento das 2300 HL da noite *intermitente* pode também ser observado. É um pico positivo, sugerindo que refere-se possivelmente ao movimento para baixo de ar mais frio que acumulou-se no dossel. Também é importante apontar que grandes fluxos aconteceram no nível mais baixo ao fim da noite *calma*, durante o pico de turbulência que aconteceu entre 0100 e 0300 HL. Interessantemente, os fluxos de calor sensível durante este período da noite *calma* são os maiores de todas as quatro noites para o nível inferior, e um pico positivo correspondente ocorreu para o fluxo de calor latente, enquanto um pico negativo ocorreu para o fluxo de CO_2 . Isto ocorre apesar da intensidade da turbulência no período ser menor do que em qualquer outra noite, e é uma importante evidência de que a história da turbulência noturna exerce um importante controle nos fluxos.

Os espectros e coespectros em multirresolução oferecem informações adicionais na estrutura da turbulência acima e abaixo do dossel para as diferentes noites (figura 5.3). Em geral, os espectros e coespectros deslocam-se para as maiores escalas de tempo no interior do dossel, como mostrado na seção 4.4. Além disso, no nível inferior, o espectro da velocidade vertical indica que as escalas turbulentas são maiores durante a noite calma. De outro modo, no nível superior, o oposto ocorre e as maiores escalas temporais ocorrem na noite turbulenta, um resultado também obtido por Voronovich e Kiely (2007) e Campos et al. (2009). Então, não somente o espectro todo move-se para as maiores escalas no nível inferior mas também a dependência da escala de tempo em relação a intensidade turbulenta parece estar invertida. Isto será investigado na próxima seção, quando o conjunto de dados total é considerado. O coespectro médio também mostra que há apreciáveis trocas de baixa frequência no nível inferior. O sinal de tal contribuição de baixa frequência é positiva para calor sensível em todas as noites e para o calor latente em todas as noites, exceto na noite turbulenta. Para o fluxo de CO_2 , entretanto, uma grande fração negativa dos fluxos ocorre nas grandes escalas de tempo tanto na noite *intermitente* quanto na noite *calma e turbulenta*, nos quais são os mesmos casos onde existiu um grande evento de fluxo descendente.

Para averiguar se os picos negativos no fluxo de CO_2 nestas duas noites podem ser causados por trocas de baixa frequência, a evolução temporal do espectro da velocidade vertical e coespectro do fluxo de CO_2 é mostrada na figura 5.4. Para isto, foi escolhida a noite *calma*

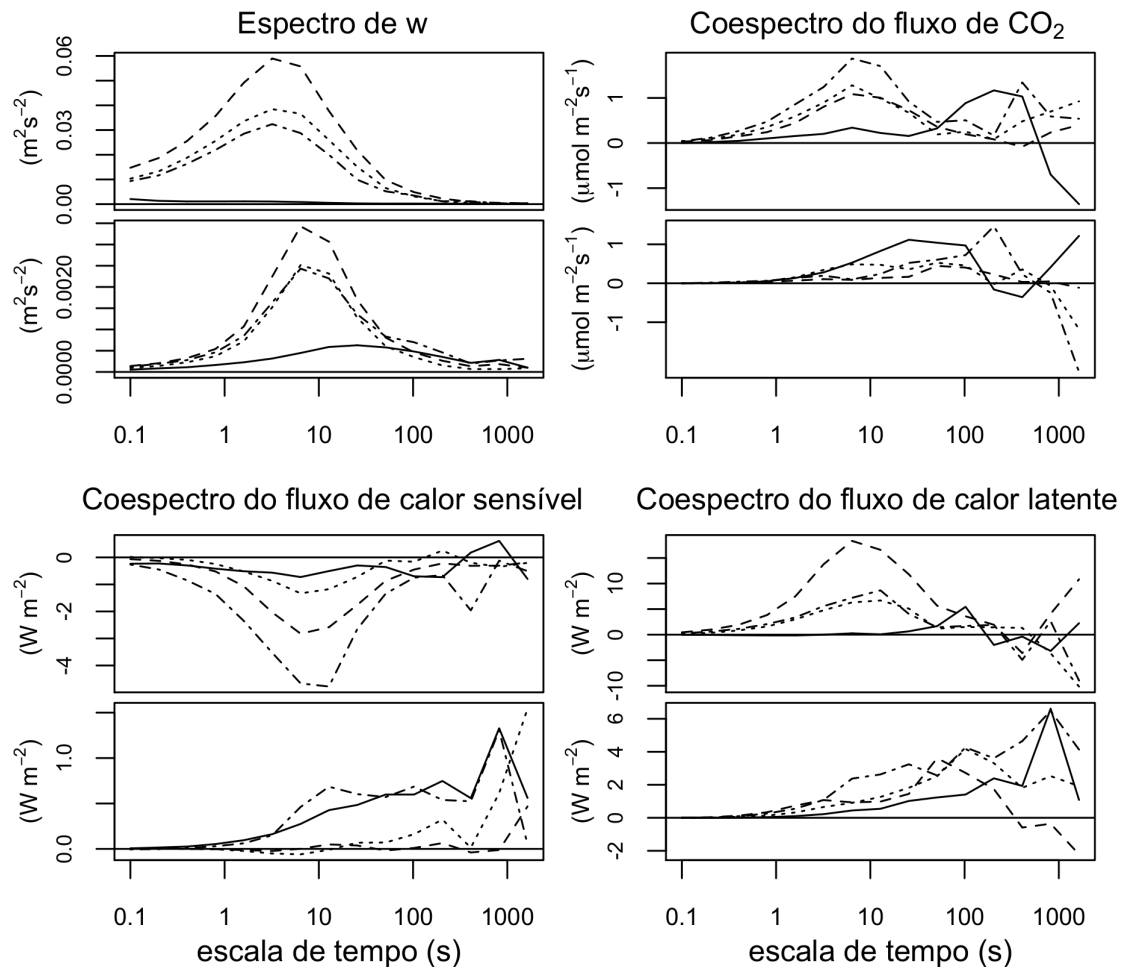


Figura 5.3: Espectro da velocidade vertical (painel superior esquerdo) e coespectros dos fluxos de CO_2 (painel superior direito) e energia na forma de calor sensível (painel inferior esquerdo) e calor latente (painel inferior direito). Linha cheia refere-se à noite *calma*, linha tracejada refere-se à noite *turbulenta*, linha pontilhada refere-se à noite *calma e turbulenta* e linha ponto-traço refere-se à noite *intermitente*. A parte superior de cada painel refere-se ao nível de 32 m e a parte inferior refere-se ao nível de 11 m.

e *turbulenta*, pois ela permite identificar o comportamento do espectro e coespectro tanto na condição calma quanto na turbulenta, além do período de transição entre as duas condições. No início da noite, quando a turbulência era muito fraca, a escala temporal da turbulência diferia apreciavelmente em ambos os níveis. O pico da velocidade vertical ficou próximo de 1 segundo no nível superior e próximo a 25 segundos para o nível inferior, caracterizando que a turbulência era independente em cada nível. No momento em que ocorreu a transição para um estado mais turbulento acima do dossel, em torno de 23:30 HL, as escalas da turbulência em ambos os níveis moveram-se na direção uma da outra. A escala de tempo do pico da velocidade vertical em 32 m aumentou para 3,6 s, enquanto no interior do dossel decresceu para algo em torno de 7,5 s. Então, embora a escala temporal da turbulência permaneça maior no nível inferior, elas são muito mais similares quando a turbulência no topo é intensa, indicando que o ar no interior

do dossel está conectado à atmosfera acima dele. Processos similares ocorrem para o coespectro do fluxo de CO_2 . Em 32 m, a escala temporal do coespectro aumenta quando o ar se torna mais turbulento, e decresce no nível inferior. Entretanto, em 11 m, a escala temporal do pico do coespectro não permanece pequena, retornando aos valores maiores. O período de escalas temporais reduzidas no coespectro no nível inferior coincide com o máximo do fluxo negativo de CO_2 mostrado na figura 5.2, e a figura 5.4 deixa claro que isto é induzido por movimentos de baixa frequência, já que as trocas negativas durante esta noite foram somente observadas nas escalas temporais muito grandes, exatamente durante a transição de calmo para turbulento. Este é também o período quando as escalas do fluxo turbulento de CO_2 são similares em ambos os níveis. Após o pico do fluxo intenso de CO_2 , as escalas temporais do coespectro voltam aos maiores valores, apesar da turbulência permanecer grande e o espectro da velocidade vertical permanecer nas menores escalas de tempo.

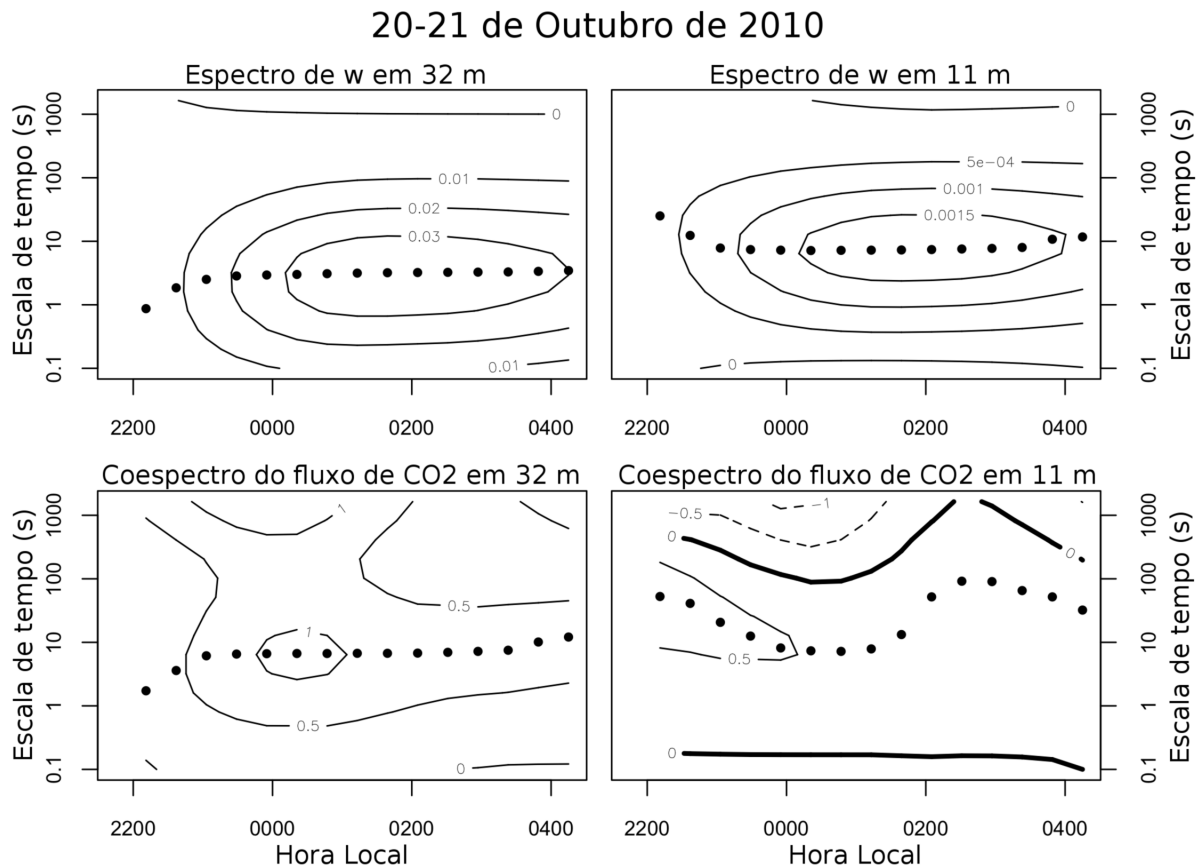


Figura 5.4: Evolução temporal do espectro da velocidade vertical em 32 m (painel superior esquerdo) e 11 m (painel superior direito) e do coespectro do fluxo de CO_2 em 32 m (painel inferior esquerdo) e 11 m (painel inferior direito). Pontos referem-se à escala temporal do pico (co)espectral, tracejados mostram valores negativos e a linha espessa representa o valor 0.

5.2 Fluxos médios

O fluxo médio de CO_2 acima do dossel tem uma dependência típica na intensidade da turbulência (figura 5.5a,b). É caracterizado por um acentuado aumento quando a turbulência começa a se intensificar, com os fluxos nivelando-se após um certo limiar. O mesmo comportamento foi mostrado para um grande número de sítios e é associado com a fonte biológica de CO_2 , a qual é independente da intensidade da turbulência. Em condições de vento fraco, a redução dos fluxos é normalmente atribuída a reduzida mistura e acumulação de CO_2 abaixo do nível do sensor (MASSMAN; LEE, 2002), que pode ser advectado do sítio por circulações locais, como escoamentos de drenagem, sem ser capturados pelo sistema de medidas acima do dossel.

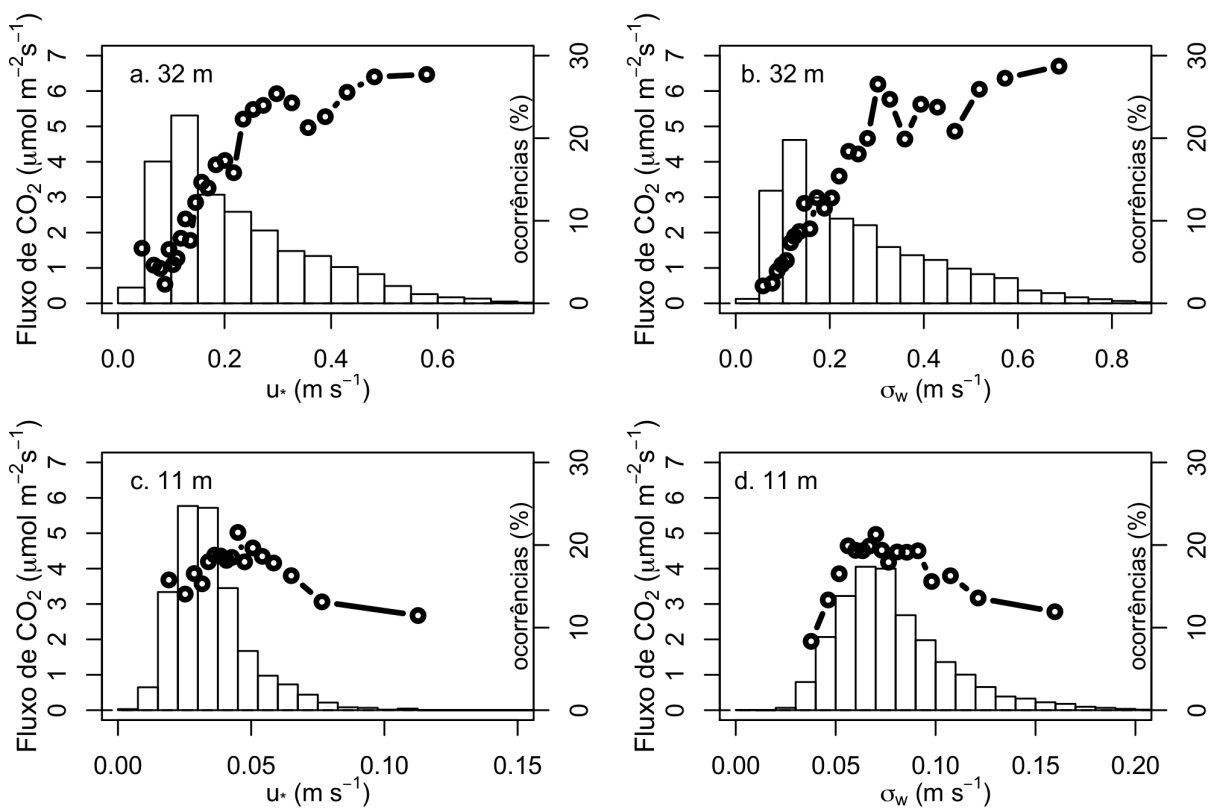


Figura 5.5: Fluxo de CO_2 como função da intensidade da turbulência. Painéis superiores referem-se ao nível de 32 m e painéis inferiores referem-se ao nível de 11 m. Nos painéis à esquerda, a intensidade da turbulência é dada pela velocidade de fricção u_* , enquanto nos painéis à direita a intensidade da turbulência é dada pelo desvio padrão das flutuações da velocidade vertical, σ_w . Em segundo plano, a distribuição de frequências das respectivas intensidades turbulentas (eixo à direita).

Abaixo do dossel, o comportamento dos fluxos de CO_2 em condições de baixa intensidade turbulenta assemelha-se ao observado no nível superior, tendendo a zero quando a escala de turbulência diminui. Isto se torna mais claro quando a escala de turbulência escolhida é σ_w , o desvio padrão das flutuações de velocidade vertical (figura 5.5d) ao invés de u_* (figura 5.5c). Isto é uma consequência do fato que u_* é muito mais afetado pela variabilidade dos fluxos

de baixa frequência e trocas de mesoescala do que σ_w , um problema que se torna crítico em condições de intensidades turbulentas muito baixas por causa das reduzidas escalas temporais das trocas turbulentas (ACEVEDO et al., 2009). Por esta razão, ao longo deste estudo, σ_w foi a escala escolhida para quantificar a mistura turbulenta. De outro modo, com o aumento da intensidade turbulenta, os fluxos abaixo do dossel diminuem, em contraste com as observações acima do dossel, onde tendem a um limite assintótico. Fluxos de calor sensível seguem o mesmo padrão abaixo do dossel, com os valores médios decrescendo em magnitude para altos valores de σ_w , enquanto os fluxos de calor latente continuam aumentando com o aumento da intensidade da turbulência (figura não mostrada). Blanken et al. (1998) observaram uma diminuição da magnitude dos fluxos em altas escalas de turbulência para transferência de CO_2 , mas não para calor sensível e calor latente. A dependência peculiar dos fluxos na escala da turbulência dentro do dossel pode ser associada com o estado de acoplamento entre o nível superior e inferior do dossel, e será analisada em detalhes.

Uma simples evidência em relação ao acoplamento entre os dois níveis pode ser obtido a partir da comparação entre as escalas de turbulência nas duas alturas (figura 5.6a). Em um sistema acoplado, uma relação linear entre σ_w em 32 m e σ_w em 11 m deve surgir. De fato, isto realmente ocorre, mas somente para condições mais turbulentas do que $\sigma_w \approx 0,3ms^{-1}$ no nível superior. Para condições mais calmas, nenhuma relação evidente existe, indicando que a intensidade da turbulência abaixo do dossel é, de certo modo, independente da observada acima, sugerindo que os dois níveis estão desacoplados um do outro, um resultado previamente encontrado por Cava et al. (2004) e por van Gorsel et al. (2011), que também mostraram que o desacoplamento entre o ar no interior e acima do dossel segue o advento da camada limite estável. O resultado apresentado confirma estas observações, com a evidência adicional que um acoplamento esporádico pode ocorrer ao longo das noites, durante episódios de intensa turbulência, como foi sugerido nos casos analisados na seção 5.1.

Evidências da figura 5.6a e estudos anteriores (CAVA et al., 2004; van GORSEL et al., 2011) sustentam, então, a conclusão que a intensidade da turbulência acima do dossel não é o mais apropriado indicativo do estado de acoplamento entre o interior do dossel e o ar acima deste. Uma melhor escolha é fazer uso de uma escala que leve em conta não somente a mistura mecânica, mas também a estrutura térmica do escoamento. Com este propósito, Bosveld, Holtslag e Hurk (1999) e Mammarella et al. (2007) utilizaram o número de Richardson como um indicador do estado de acoplamento do dossel, com definições ligeiramente diferentes. Aqui, o número de Richardson da copa, referido a partir daqui apenas como número de Richardson, é definido como:

$$CRi = \frac{g\Delta Z}{\Theta} \frac{\theta_{32} - \theta_{11}}{(V_{32} - V_{11})^2} \quad (5.1)$$

onde θ é a temperatura potencial, V é a magnitude do vento horizontal, ΔZ é a diferença de

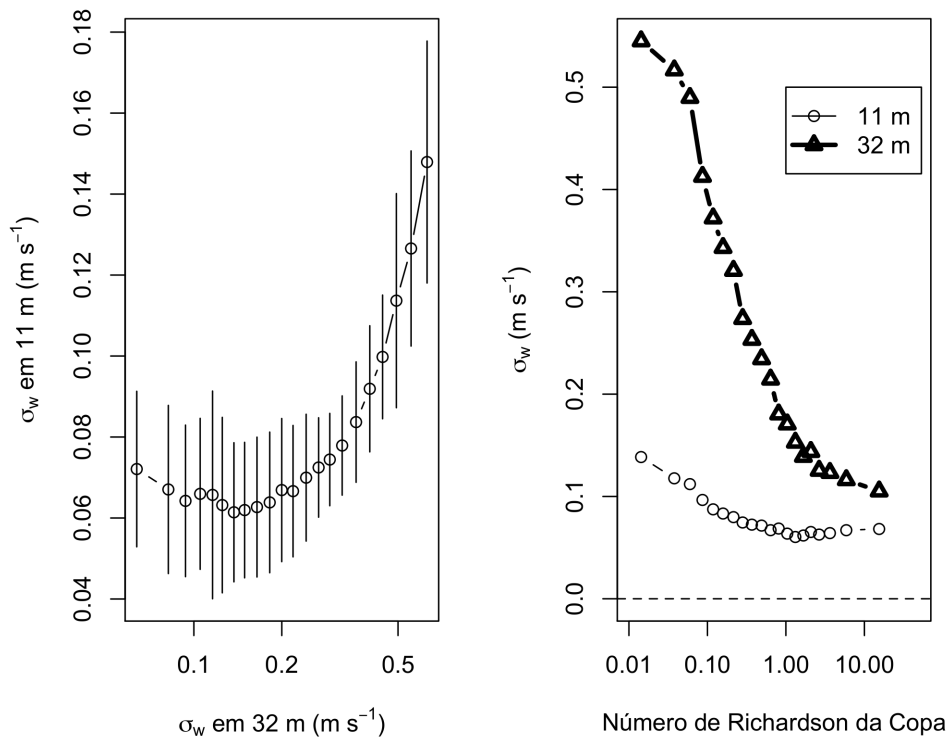


Figura 5.6: Pannel à esquerda mostra a intensidade da turbulência em 11 m como função da observada em 32 m. Linhas verticais mostram o desvio padrão. Pannel à direita mostra σ_w para 32 m (linha grossa e triângulos) e 11 m (linha fina e círculos) em função do número de Richardson.

altura entre os dois níveis, g é a aceleração da gravidade e Θ é uma temperatura de referência, tomadas a partir do nível superior. Os índices referem-se ao nível de observação.

Em ambos os níveis, σ_w decresce rápida e monotonicamente com o número de Richardson (figura 5.6b). Um número de Richardson crítico além do qual a mistura turbulenta é totalmente suprimida não é encontrado em qualquer nível, embora no nível superior σ_w tenha caído para menos de um terço do seu valor neutro quando CRi chega a 1. A redução equivalente não é tão drástica no nível inferior, onde σ_w quando $CRi = 1$ é próximo da metade de seu valor neutro.

Acima do dossel, somente o fluxo de calor latente mostra uma relação monotônica com CRi (figura 5.7), decrescendo quando fica mais estável. Tanto os fluxos de calor sensível quanto os fluxos de CO_2 apresentam um valor máximo de magnitude em valores intermediários do número de Richardson, com $CRi \approx 0.1$. Observações de fluxos máximos com estabilidades intermediárias são bastante comuns na camada limite noturna (MAHRT et al., 1998). No limite neutro, a redução dos fluxos é causada pelos reduzidos gradientes verticais, enquanto que no limite estável é uma consequência da reduzida mistura turbulenta. De todos os escalares analisados acima do dossel, a redução do fluxo mostrada na figura 5.7 é melhor definida para o fluxo de calor sensível, a qual é uma consequência óbvia já que este é o fluxo que depende diretamente do gradiente vertical de temperatura. A redução nos fluxos de CO_2 indica que estes gradientes

também tendem a ser suprimidos em condições de maior turbulência acima do dossel, enquanto o fato dos fluxos de calor latente aumentarem quando CRi tende a zero sugere que gradientes de umidade não são afetados pelo estado de acoplamento entre os dois níveis.

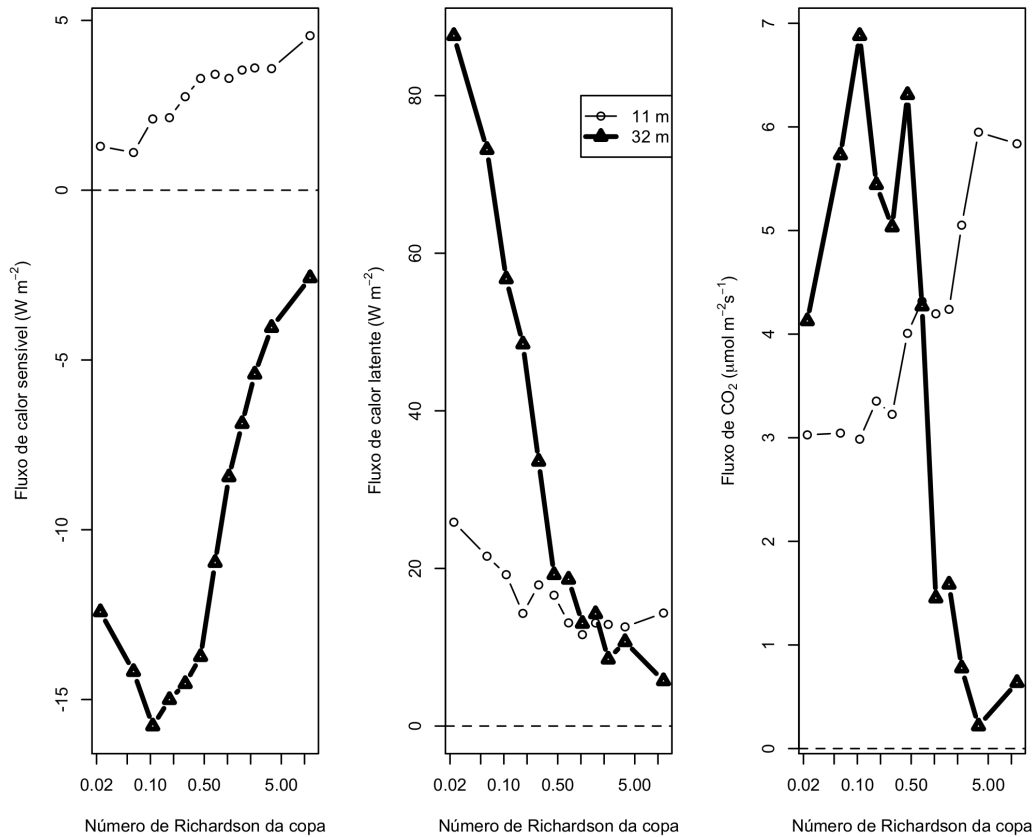


Figura 5.7: Fluxos médios de calor sensível (painel à esquerda), calor latente (painel central) e CO_2 (painel à direita) em função do número de Richardson para 32 m (linha grossa e triângulos) e 11 m (linha fina e círculos).

Os fluxos de calor latente tem comportamento distinto em relação aos outros fluxos no interior do dossel, seguindo o mesmo padrão observado acima, com os fluxos aumentando quando se aproxima de condições neutras. Os fluxos de calor sensível são positivos e aumentam constantemente com CRi . Enquanto em baixos valores de CRi este comportamento pode ser atribuído à supressão de gradientes verticais quando os dois níveis estão acoplados, as maiores magnitudes dos fluxos em altos valores de CRi podem, em um primeiro momento, parecer inesperados. Os valores positivos dos fluxos de calor sensível indicam condições instáveis no interior do dossel, um padrão que Misson et al. (2007) mostraram que é comum em dosséis densos, com grande índice de área foliar, com uma intensa perda de radiação de onda longa pelas folhas. Então, os grandes fluxos de calor sensível em altos valores de CRi são uma simples consequência dos maiores gradientes verticais de temperatura e, mais importante, do fato de que a turbulência está desacoplada do nível de cima, de modo que uma limitada atividade de mistura é mantida no interior do dossel. Em outras palavras, em condições muito estáveis,

a desconexão entre os dois níveis evita que os fluxos de calor sensível sejam afetados pela redução da turbulência acima do dossel. Os fluxos de CO_2 no interior do dossel exibem o mesmo padrão dos fluxos de calor sensível, e isto indica que o gradiente vertical de CO_2 segue o gradiente de temperatura, aumentando com altos valores de CRi e sendo reduzido próximo a condições neutras. Gradientes de umidade específica, de outro modo, são menos afetados pela estabilidade, de modo que os fluxos dentro do dossel dependem somente da atividade turbulenta, aumentando quando CRi diminui.

Os espectros e coespectros médios da multirresolução confirmam que, no interior do dossel, o movimento turbulento ocorre em escalas temporais maiores do que acima dele (figura 5.8), como já mostrado na seção 4.4 para casos gerais e na seção 5.1 para casos específicos. Acima do dossel, a escala de tempo do pico do espectro médio da velocidade vertical fica em torno de 5 segundos, enquanto que abaixo a escala move-se para aproximadamente 10 segundos, uma possível consequência da supressão de movimentos de alta frequência pelas folhas. Para os coespectros médios, entretanto, a distinção entre as escalas temporais é ainda mais notável. Acima do dossel, o pico do coespectro para todos os fluxos analisados ocorre em uma escala temporal similar a do espectro da velocidade vertical neste mesmo nível, em torno de 5 segundos. No nível inferior, entretanto, o pico do coespectro ocorre em torno de 100 segundos, que é muito maior do que a escala de tempo do pico do espectro da velocidade vertical neste mesmo nível. Estes resultados indicam que, abaixo do dossel, o transporte de escalares ocorre em escalas temporais maiores do que o próprio movimento turbulento. Uma possível razão para isto pode ser o fato que, com as baixas intensidades turbulentas como as que normalmente ocorrem no interior do dossel, maiores e mais longas flutuações do escalar ocorrem, e de certo modo independentemente do movimento turbulento. Seguindo esta ideia, a interação entre os escalares e a fraca turbulência leva aos fluxos observados, mas uma investigação adicional é necessária para entender completamente este processo. Fluxos de calor sensível e latente no nível inferior são menores em magnitude do que acima do dossel, uma consequência direta da menor intensidade da turbulência. De outro modo, os fluxos de CO_2 são similares em magnitude em ambos os níveis, mostrando que o nível inferior domina a respiração total da floresta. Eventos individuais frequentes de fluxos de CO_2 maiores abaixo do dossel do que acima ocorrem, algo que também foi observado por Law, Baldocchi e Anthoni (1999), e atribuído ao fato que quando os dois níveis estão desacoplados, uma porção do CO_2 respirado pode ser capturado pelo sensores do nível de baixo, mas perdido pelos sensores acima do dossel, acumulando localmente (entre os dois níveis) ou sendo transportado horizontalmente. É importante notar que o aumento na escala de tempo coespectral no interior do dossel observada neste estudo é mais clara do que em estudos anteriores que relataram o mesmo padrão, como Baldocchi e Meyers (1988), Blanken et al. (1998), Kruijt et al. (2000), e esta melhor distinção resulta do método da multirresolução, o qual decompõe o sinal diretamente em suas escalas temporais.

A figura 5.8 também mostra que acima do dossel os fluxos médios de baixa frequên-

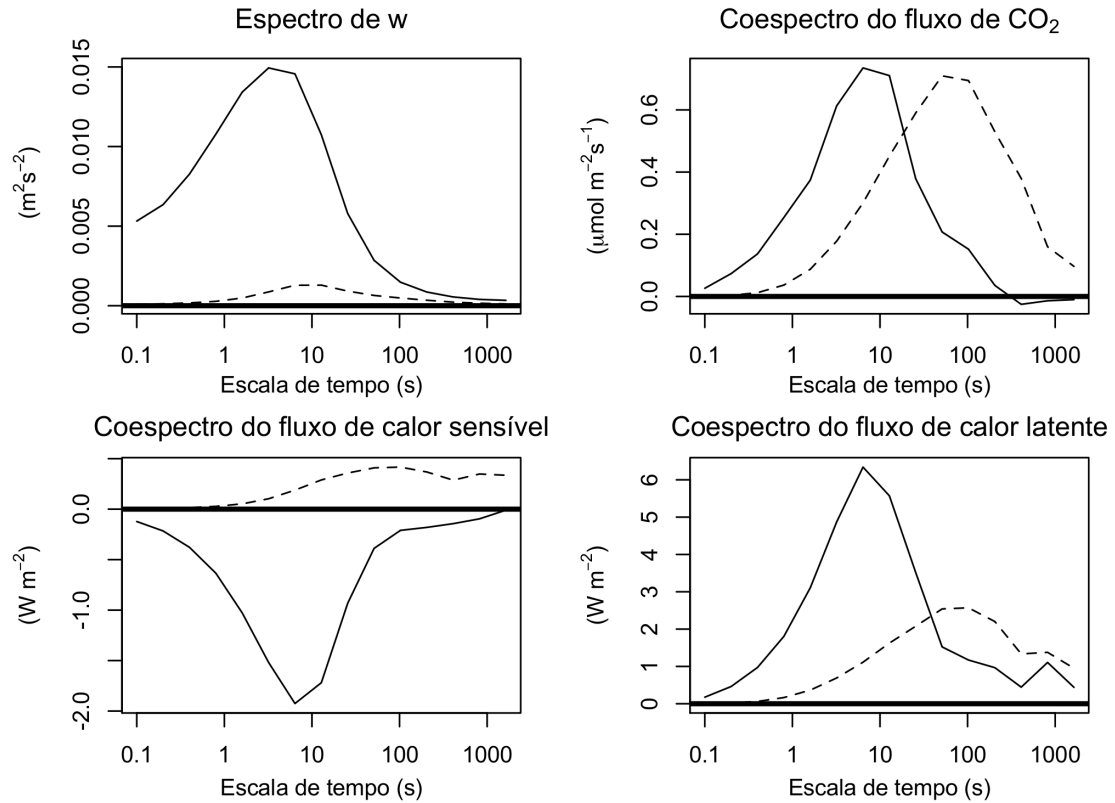


Figura 5.8: Espectro médio, para todo o conjunto de dados, da velocidade vertical (painel superior esquerdo) e coespectros do fluxo de CO_2 (painel superior direito), fluxo de calor sensível (painel inferior esquerdo) e fluxo de calor latente (painel inferior direito) para o nível de 32 m (linhas sólidas) e 11 m (linhas tracejadas).

cia aproximam-se de zero para todos os escalares, apesar de uma grande variabilidade nestas frequências (não mostrada). Este fato indica que as estimativas de fluxo acima do dossel estão capturando a maior parte das trocas de escalares. Abaixo do dossel, entretanto, o coespectro dos escalares não aproxima-se de zero no limite da análise apresentada aqui, indicando que trocas adicionais podem ocorrer nas maiores escalas temporais.

A escala temporal do pico do espectro de velocidade vertical e coespectro de escalares tem uma grande dependência do número de Richardson (figura 5.9). Em todos os casos, como evidenciado a partir dos espectros e coespectros médios, na figura 5.8, as escalas temporais do pico são maiores abaixo do que acima do dossel e o espectro da velocidade vertical ocorre em escalas de tempo menores do que os coespectros dos fluxos de escalares. Além disso, e como sugerido a partir dos estudos de caso analisados na seção 5.1, as escalas temporais do pico acima do dossel tendem a aumentar quando CRi decresce, um resultado que está de acordo com estudos anteriores (VORONOVICH; KIELY, 2007; ACEVEDO et al., 2007; CAMPOS et al., 2009) que mostraram que a escala temporal da turbulência aumenta com a intensidade da turbulência. Entretanto, abaixo do dossel, o oposto ocorre, e não somente as escalas temporais diminuem quando CRi decresce em direção ao seu valor neutro, mas, especialmente para o fluxo

de calor sensível, as escalas da turbulência abaixo do dossel também aproximam-se àsquelas observadas acima do dossel sob as mesmas condições de estabilidade. Sugerimos que isto é uma evidência que existem episódios esporádicos de acoplamento da turbulência entre o interior do dossel e o ar acima deste. Durante tais episódios, os quais ocorrem quando CRi aproxima-se de zero, o movimento turbulento estende-se verticalmente pelo dossel, de modo que escalas de tempo da turbulência similares ocorrem em ambos os níveis. Um exemplo deste processo foi descrito na seção 5.1 e mostrado na figura 5.4. A figura 5.8 mostra que tais episódios são relevantes o suficiente para afetar a escala temporal média do coespectro em baixos valores de CRi .

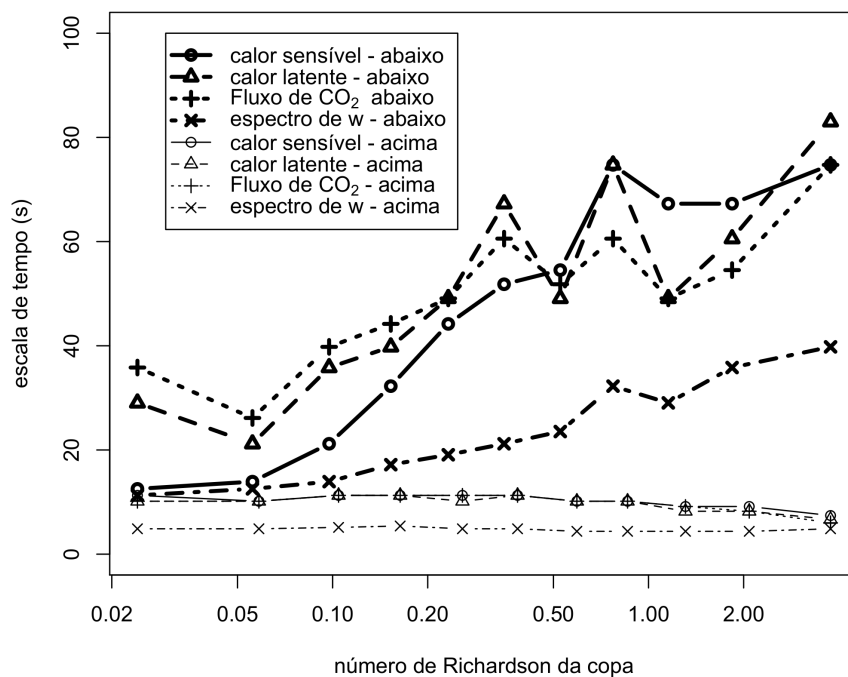


Figura 5.9: Escala de tempo média do pico espectral e coespectral como função do número de Richardson.

5.3 Fluxos e história da turbulência

Para os casos dos dias 20-21 de outubro de 2010 e 04-05 de novembro de 2010, analisados na seção 5.1, existiram intensos eventos de trocas de escalares entre o interior do dossel e o ar acima durante períodos turbulentos que seguiram outros de baixa atividade turbulenta no nível superior. O mais interessante é que a evidência apresentada sugere que, durante estes eventos, o ar acumulado no dossel é transferido tanto para cima quanto para baixo, causando intensos fluxos com sinal oposto em cada nível. Nesta seção, será investigado se estes eventos são suficientemente representativos para afetar os fluxos médios de escalares acima e no interior do dossel.

Para isto, as séries foram classificadas como função da intensidade da turbulência não somente no mesmo horário, mas também com períodos anteriores. Foram considerados diferentes atrasos temporais, e a dependência mais efetiva e sistemática foi encontrada para intervalos de 1 hora e meia. Então, no restante desta seção os fluxos serão analisados como função de σ_w e $\sigma_w^{-1,5h}$, onde este último representa a intensidade da turbulência de uma série temporal relativa a uma hora e meia antes.

Na figura 5.5 foi mostrado que abaixo do dossel os fluxos médios de CO_2 são positivos para todos os valores de σ_w . Quando não somente a intensidade da turbulência simultânea é considerada, mas também a observada 1,5 h antes, fluxos negativos dominam a média para casos em que a intensidade da turbulência é consideravelmente maior do que era 1,5 h antes. Na figura 5.10, contornos negativos cobrem a maioria das regiões para σ_w maior que $0,1ms^{-1}$ e $\sigma_w^{-1,5h}$ menores que $0,05ms^{-1}$. Mais de 70 eventos ocorreram na região do contorno negativo na figura 5.10, mostrando que o padrão não é causado por intensos eventos individuais. Em dois exemplos de períodos calmos sucedidos por forte turbulência analisados na seção 5.1, fortes fluxos negativos foram observados no nível inferior, sendo associados com o transporte para baixo de ar rico em CO_2 que estava acumulado no nível do dossel. De acordo com a figura 5.10, tais eventos são sistemáticos o suficiente para afetar os fluxos médios quando a intensidade da turbulência durante um período anterior é considerado como parâmetro. Os mesmos eventos causaram grandes fluxos positivos de CO_2 no nível superior, e a figura 5.11 mostra que estas condições, novamente, afetam os fluxos médios, de modo que os fluxos que ocorrem durante períodos turbulentos que sucedem condições muito calmas são consideravelmente maiores do que a média total.

O efeito da sucessão de períodos muito calmos e períodos altamente turbulentos nos fluxos médios é mostrado na tabela 5.1. Para esta comparação, os casos considerados foram aqueles na qual $\sigma_w \geq 4\sigma_w^{-1,5h}$, sendo esta uma grosseira aproximação para o contorno de fluxo 0 na figura 5.10, caracterizando, então, uma grande distinção entre a intensidade da turbulência durante este intervalo de uma hora e meia. Claramente, o escalar mais afetado por este tipo de intermitência da turbulência é o CO_2 , em ambos os níveis. Abaixo do dossel, o fluxo médio durante eventos intensos que sucedem períodos calmos é negativo ($-1,06 \mu mol.m^2.s^{-1}$), bastante diferente da média total, que é positiva. No nível superior, o fluxo médio de CO_2 quando $\sigma_w \geq 4\sigma_w^{-1,5h}$ é aproximadamente três vezes maior do que o fluxo médio total neste mesmo nível. Os fluxos médios durante intervalos calmos que precedem os períodos intensos são consideravelmente maiores do que a média total em 11 m e consideravelmente menores do que a média total em 32 m, indicando que a diminuição da transferência de CO_2 durante estes períodos é parcialmente compensada pelo posterior aumento dos fluxos observados. A condição $\sigma_w \geq 4\sigma_w^{-1,5h}$ refere-se a um total de 70 séries temporais, constituindo somente 2,9% das séries temporais totais disponíveis. Entretanto, quando estas séries não são consideradas, o fluxo de CO_2 total diminui 5,2% no nível superior e aumenta 3,5% no nível inferior. Embora estas discrepâncias nos fluxos não

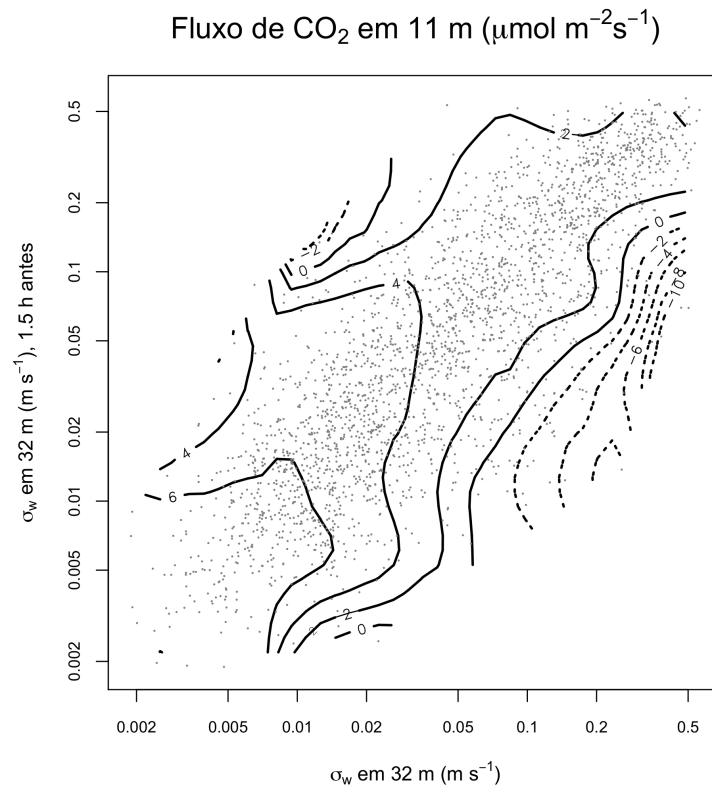


Figura 5.10: Contornos suavizados do fluxo de CO_2 em 11 m como função do σ_w simultâneo em 32 m e o observado 1,5 h antes.

pareçam ser grandes, é importante notar que na maioria dos métodos de preenchimento de falhas (GOULDEN et al., 1996; AUBINET et al., 2000) as séries com baixos níveis de turbulência são descartadas e substituídas por séries onde há mistura suficiente. As evidências mostradas nas figuras 5.10 e 5.11 e na tabela 5.1 indicam que fazendo isso seja provável que algumas das séries temporais removidas sejam referidas a períodos de acúmulo local seguidas por períodos turbulentos que contaram para a transferência total durante os períodos calmos e turbulentos. Em outras palavras, se as séries calmas forem substituídas, os fluxos podem ser duplamente contabilizados durante o intervalo turbulento seguinte. Além disso, as séries calmas serão substituídas por um valor médio afetado pelos eventos intensos que seguem os intervalos calmos. Então, parece provável que, como sugerido por Aubinet (2008), a intermitência introduza uma tendência às estimativas de fluxos turbulentos noturnos, embora ainda não esteja claro o quão grande é esta tendência.

Os fluxos de calor sensível também são afetados pela natureza intermitente da turbulência, mas muito menos do que os fluxos de CO_2 . De fato, a tabela 5.1 indica que quando as séries com $\sigma_w \geq 4\sigma_w^{-1,5h}$ são descartadas, o fluxo de calor sensível decresce somente 0,6% no nível inferior e 0,9% em magnitude no nível superior. Da mesma forma, para os fluxos de calor latente observa-se um decréscimo de 0,3% no nível inferior, enquanto que no nível superior é observado

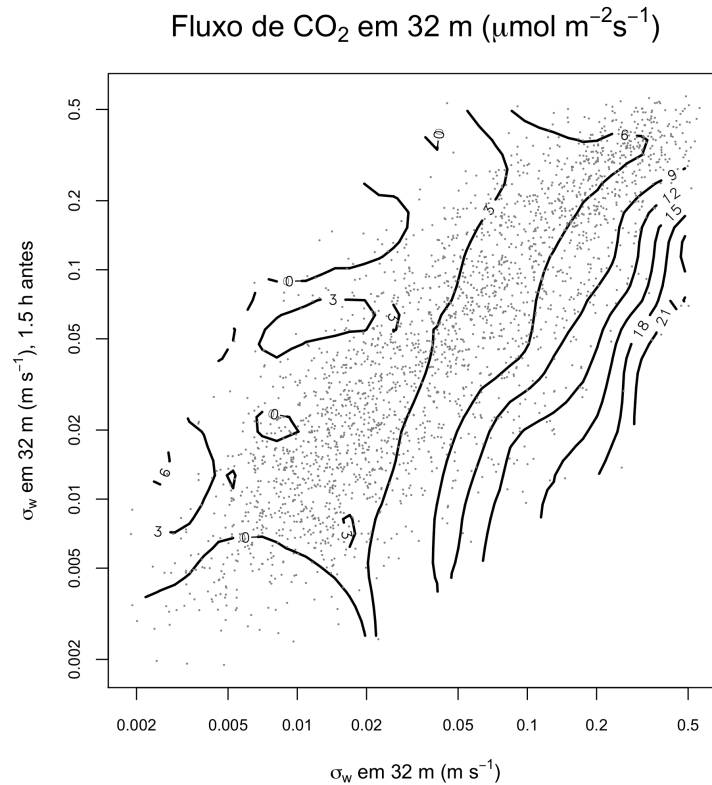


Figura 5.11: Contornos suavizados do fluxo de CO_2 em 32 m como função do σ_w simultâneo em 32 m e o observado 1,5 h antes.

um aumento de 2%. Para os fluxos de calor latente, os fluxos médios durante as séries na qual $\sigma_w \geq 4\sigma_w^{-1,5h}$ são menores do que a média total. A razão para isto é incerta, mas é provável que esteja associada com a variabilidade muito maior dos fluxos de calor latente quando comparado com outros escalares. Esta variabilidade é uma consequência do fato que os fluxos de calor latente podem ter qualquer sinal acima do dossel durante a noite, enquanto os fluxos de calor sensível são predominantemente negativos e os fluxos de CO_2 são predominantemente positivos.

A evidência apresentada na seção 5.1 (figura 5.4) que o grande transporte durante os eventos intensos estudados é causado pelas escalas de baixa frequência do movimento turbulento é também confirmada quando as médias são consideradas (figura 5.12). Na realidade, isto é especialmente verdadeiro no nível de 11 m, onde todos os fluxos de escalares mostram intensas trocas nas maiores escalas temporais. Para o CO_2 , na qual o fluxo médio é negativo durante estes eventos, de acordo com a tabela 5.1, a figura 5.12 mostra que as trocas negativas ocorrem somente em escalas maiores que 500 segundos, mas são grandes o suficiente para dominar a troca total. Um pico positivo de baixa frequência também ocorre para o CO_2 acima do dossel, o qual não está presente na média total (figura 5.8). Os fluxos de calor sensível e latente também mostram um pico de baixa frequência quando $\sigma_w \geq 4\sigma_w^{-1,5h}$, mais notável no nível inferior.

Tabela 5.1: Fluxos médios dos escalares em cada nível, para diferentes tipos de amostragem condicional, identificado na primeira linha.

	Média total	Média quando $\sigma_w \geq 4\sigma_w^{-1,5h}$	Média total sem os casos onde $\sigma_w \geq 4\sigma_w^{-1,5h}$	Média quando $4\sigma_w \leq \sigma_w^{+1,5h}$
Fluxo de CO_2 em 11 m ($\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$)	4,27	-1,06	4,42	5,53
Fluxo de CO_2 em 32 m ($\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$)	3,61	10,24	3,42	2,01
Fluxo de calor sensível em 11 m (Wm^{-2})	3,24	3,92	3,22	2,32
Fluxo de calor sensível em 32 m (Wm^{-2})	-8,65	-11,47	-8,57	-4,28
Fluxo de calor latente em 11 m (Wm^{-2})	15,1	17,0	15,05	8,09
Fluxo de calor latente em 32 m (Wm^{-2})	25,41	8,46	25,9	-1,09

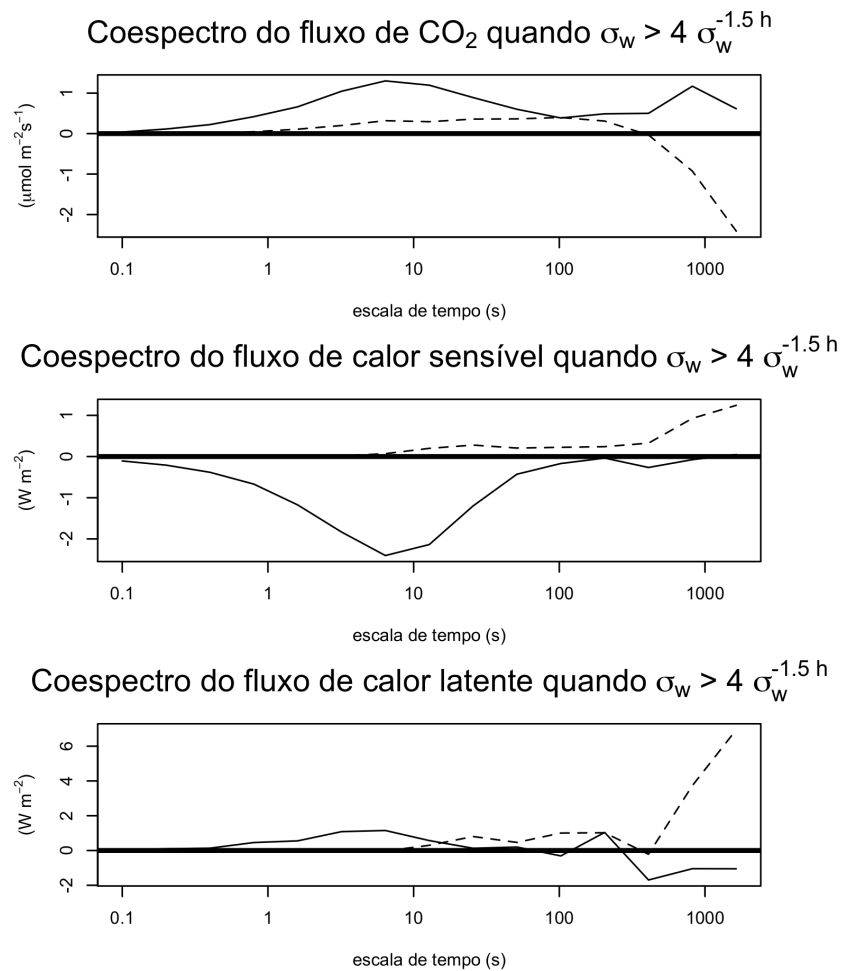


Figura 5.12: Coespectros médios do fluxo de CO_2 (painel superior), fluxo de calor sensível (painel central) e fluxo de calor latente (painel inferior) para as séries na qual σ_w simultâneo em 32 m é ao menos 4 vezes maior do que 1,5 h antes.

6 CONCLUSÕES E IMPLICAÇÕES

O comportamento dos fluxos de energia e CO_2 , acima e no interior de uma Floresta de Araucária, localizada no centro sul do estado do Paraná, foram estudados neste trabalho. Para isso, foi utilizado um ano de dados de turbulência coletados em uma torre micrometeorológica instalada no sítio experimental de São João do Triunfo, em uma estação experimental pertencente à Universidade Federal do Paraná.

Primeiramente, foram analisadas as características gerais dos fluxos acima e no interior da floresta. As variações sazonais dos ciclos diários foram utilizadas para caracterizar os fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 nas diferentes épocas do ano e em ambos os níveis. Além disso, os fluxos destes escalares, bem como a intensidade da turbulência, dada pelo desvio padrão da velocidade vertical foram caracterizados em função de suas escalas temporais, para períodos diurnos e noturnos, e também nas diferentes épocas do ano, através de espectros e co-espectros calculados pelo método da decomposição em multirresolução. Na segunda parte do trabalho, a influência dos diferentes padrões de turbulência no cálculo dos fluxos foi analisada. Estudos de caso foram feitos para caracterizar o comportamento dos escalares e dos fluxos de escalares em diferentes condições de turbulência. As características médias observadas nestes estudos de caso foram analisadas para o conjunto completo de dados, onde o estado de acoplamento entre os níveis foi discutido, juntamente com o papel que a turbulência que ocorre de forma intermitente causa na quantificação dos fluxos de escalares.

Os principais resultados encontrados foram:

- Há uma clara sazonalidade dos fluxos de escalares ao longo do ano. A contribuição do nível inferior para os fluxos de energia é pequena, sendo menor para o calor sensível. Os fluxos de CO_2 apresentaram comportamentos distintos entre os níveis ao longo do dia. No interior do dossel, os processos de troca de CO_2 são menos intensos que no nível superior, principalmente durante o período diurno. Além disso, a respiração é o processo predominante, com os fluxos positivos ao longo de todo o dia, embora também haja evidências do processo de fotossíntese neste nível, caracterizado pela diminuição dos fluxos durante o período diurno. À noite, a magnitude dos fluxos no interior da floresta é próxima e, por vezes, maior do que a observada acima do dossel, indicando que a respiração noturna é dominada por processos heterotróficos. Este fato, em que fluxos de CO_2 maiores abaixo do dossel do que acima ocorrem, foi também observado por Law, Baldocchi e Anthoni (1999), atribuído ao fato de que, quando há um desacoplamento entre os níveis, uma parte do CO_2 emitido pode estar acumulando localmente ou estar sendo transportado horizontalmente, sendo capturado pelos sensores no interior do dossel mas não pelos que estão acima da floresta.

- A análise dos espectros e coespectros da decomposição em multirresolução mostra que, acima do dossel, as trocas turbulentas ocorrem em escalas temporais menores à noite do que durante o dia. No interior do dossel observa-se o oposto, com as escalas temporais maiores no período noturno. Há também, em comparação com o nível superior, um aumento das escalas temporais dos transportes turbulentos no nível inferior, tanto durante o dia quanto à noite. Durante o dia, há uma diminuição da escala do pico espectral com o aumento da intensidade da turbulência. À noite, este padrão inverte-se, com as maiores escalas temporais ocorrendo com uma maior intensidade da turbulência. Acevedo et al. (2007) e Campos et al. (2009) já haviam mostrado que em condições mais turbulentas a escala temporal da transferência turbulenta aumenta durante a noite. Ainda durante o dia, as escalas de turbulência entre os dois níveis mostram-se mais próximas devido a uma maior intensidade da turbulência em relação ao período noturno. À noite, com a diminuição intensidade da turbulência em ambos os níveis, há uma maior diferença entre as escalas temporais acima e abaixo do dossel, com uma diminuição nas escalas de tempo médias dos picos no nível superior e um aumento no nível inferior, indicando que os processos responsáveis pelas trocas turbulentas devem estar ocorrendo de forma independente entre os níveis. Este aumento no pico espectral no interior da floresta é normalmente atribuído à supressão de perturbações de alta frequência pelo dossel, tendo sido observado anteriormente por Baldocchi e Meyers (1988), Fitzjarrald e Moore (1990), Kruijt et al. (2000).
- Os coespectros médios dos fluxos de escalares exibiram a falha coespectral, que separa os processos turbulentos dos de baixa frequência, sempre em grandes escalas temporais durante o período diurno. Na maioria dos casos, o fluxo médio nas maiores escalas temporais foi próximo a zero, mostrando que no período diurno os fluxos são pouco propensos à variabilidade de baixa frequência. Entretanto, à noite, há uma redução da escala temporal dos processos turbulentos para todos os escalares, com uma significativa diminuição da escala dos picos e das falhas coespectrais em todas as estações. Além disso, a maioria dos coespectros médios apresentou um fluxo médio diferente de zero nas maiores escalas temporais, muitas vezes com a presença de um segundo pico associado aos transportes de submeso. Utilizando-se uma janela temporal muito grande para o cálculo dos fluxos, será adicionado ao fluxo total uma contribuição devido à baixa frequência, adicionando uma incerteza e podendo ocasionar um erro na medida que pode não ser representativa dos fluxos turbulentos. Porém, estes transportes de baixa frequência, no qual se inclui o segundo pico observado, possuem o mesmo sinal do transporte turbulento para todos os coespectros, indicando que estes fluxos são processos físicos reais e que devem ser contabilizados no cálculo dos fluxos totais, como mostrado por Acevedo e Mahrt (2010).
- Há evidências de um estado de conexão turbulenta entre o interior e o ar acima da floresta, e não somente durante as noites altamente turbulentas, mas também de forma in-

termitente em condições mais estáveis. Durante estes eventos de conexão, diferenças na concentração de escalares entre o topo e o interior da floresta deixam de existir, e há uma aproximação das escalas temporais da turbulência entre os níveis. Os fluxos de escalares também são afetados pelo comportamento da turbulência. Para o CO_2 , os maiores fluxos ocorreram na transição de períodos calmos para períodos altamente turbulentos, com intensos fluxos positivos acima do dossel e intensos fluxos negativos no nível inferior. Isto deve-se ao fato de que, quando há a diminuição da intensidade da turbulência, o CO_2 acaba acumulando-se no dossel sem ser capturado pelo sensor acima da floresta, indicando um estado de desacoplamento entre os níveis. Quando turbulência intensa sucede estes períodos calmos, há novamente uma conexão entre os níveis, e o ar acumulado no dossel é transferido tanto para o nível superior quanto para o inferior, causando os fluxos positivos de CO_2 acima e negativos abaixo do dossel.

- Uma relação linear de σ_w entre os níveis deveria existir em um sistema acoplado. Isto ocorre, mas somente em condições muito turbulentas acima do dossel. Em condições mais calmas nenhuma relação evidente existe, indicando que a turbulência no interior do dossel é, de certo modo, independente da observada acima, com os dois níveis desacoplados um do outro. Os fluxos de escalares em função do número de Richardson (CRi) também indicam que há uma desconexão entre os níveis. Esta desconexão é responsável pelo aumento observado nos fluxos de calor sensível e CO_2 no interior do dossel, já que a fraca atividade turbulenta é compensada pelos intensos gradientes verticais dos escalares que surgem quando não há mistura suficiente. Os fluxos de calor latente aumentam quando CRi diminui nos dois níveis, indicando que os gradientes de umidade não são afetados pelo estado de acoplamento entre os níveis, dependendo unicamente da intensidade da turbulência. Além disso, há uma aproximação das escalas temporais da turbulência entre os níveis com a diminuição de CRi , indicando episódios de acoplamento da turbulência entre o interior do dossel e o nível acima da floresta nos quais o movimento turbulento estende-se verticalmente pelo dossel, fazendo com que as escalas de tempo da turbulência sejam similares em ambos os níveis.
- Eventos em que períodos calmos precedem períodos intensamente turbulentos são capazes de transferir grandes quantidades de escalares que acumularam no interior do dossel, e o efeito deste processo é maior para o CO_2 do que para os fluxos de energia. Quando há um súbito aumento da intensidade da turbulência, o fluxo médio de CO_2 é negativo no interior do dossel, sendo que a média total é positiva. Acima, o fluxo médio nessas condições é cerca de 3 vezes maior que o fluxo médio total nesse nível. Apesar da pequena diminuição nos fluxos totais, isto torna-se problemático quando utiliza-se métodos de preenchimento de falhas, onde séries com baixa intensidade turbulenta são descartadas e substituídas por séries onde há mistura suficiente. Com isso, séries temporais removidas podem referir-se a períodos de acúmulo local em que posteriormente os fluxos foram

contabilizados para a transferência total. Além disso, as séries podem ser substituídas por um valor médio afetado pelos eventos intensos que seguiram os períodos calmos, podendo haver uma dupla contagem destes fluxos durante o intervalo turbulento subsequente. É provável, então, que a intermitência introduza uma tendência às estimativas de fluxos turbulentos noturnos, de modo que nestas condições os fluxos de CO_2 filtrados por procedimentos como a correção u_* representem superestimativas das taxas de respiração do ecossistema, e que esta tendência é aumentada quando o escoamento turbulento torna-se mais intermitente.

Os resultados deste estudo permitiram caracterizar o comportamento dos fluxos de escalares na Floresta de Araucária e identificar processos e fenômenos que ocorrem nesse ecossistema, como a variação sazonal dos fluxos e as mudanças nas escalas de tempo dos transportes turbulentos ao longo do dia, além do papel que os diferentes comportamentos da turbulência, principalmente quando esta ocorre de forma intermitente, tem no comportamento dos escalares e nos fluxos de escalares. Com relação aos transportes de baixa frequência, em uma próxima etapa, pode-se averiguar a natureza dos processos responsáveis por estes transportes neste sítio experimental, bem como quantificar a contribuição que a baixa frequência causa no cálculo dos fluxos totais, tanto para séries individuais quanto para medidas de longo prazo. Há evidências de que estes transportes são processos físicos genuínos, e um estudo mais detalhado utilizando-se uma maior série temporal deverá ser feito para determinar a importância dos fluxos de mesoescala no transporte de escalares. É necessário, também, uma avaliação e quantificação da tendência que um procedimento como a correção u_* pode causar em condições muito turbulentas após períodos calmos, e se de fato a substituição de períodos calmos por períodos com mistura turbulenta suficiente pode causar uma dupla contagem nos fluxos. Além disso, é preciso avaliar como ocorre a variação da dependência dessa tendência em função de alguma escala de intermitência, já que este problema deve ser mais acentuado quando a turbulência torna-se mais intermitente, ficando como tarefas para um trabalho futuro.

APÊNDICE A – Equação do balanço de massa de CO_2

A troca líquida do ecossistema (NEE) é o fluxo de carbono entre a vegetação e solo e a atmosfera, resultante da diferença entre os processos de fotossíntese e respiração. Este termo surge naturalmente da equação de conservação de massa de um escalar, neste caso o CO_2 , após algumas considerações matemáticas. Considera-se um volume de controle de bases retangulares, cujo limite inferior situa-se na superfície e os limites laterais e superior estão localizados no ar. Com o propósito de simplificar a análise feita aqui, será considerado um escoamento bidimensional, em coordenadas cartesianas, com o eixo x na direção do vento médio e o eixo z na direção vertical. A equação da conservação de massa, ou equação da continuidade, aplicada a um escalar ρ_c qualquer é dada por:

$$\frac{\partial \rho_c}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_c \vec{V}) = S_B$$

onde \vec{V} é o vetor velocidade do vento e S_B são as fontes e/ou sumidouros biológicos. Separando-se o segundo termo do lado esquerdo da equação anterior, tem-se:

$$\frac{\partial \rho_c}{\partial t} + \left(\frac{\partial u \rho_c}{\partial x} \right) + \left(\frac{\partial w \rho_c}{\partial z} \right) = S_B$$

e ainda

$$\frac{\partial \rho_c}{\partial t} + u \frac{\partial \rho_c}{\partial x} + w \frac{\partial \rho_c}{\partial z} + \rho_c \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = S_B$$

Considerando-se os valores instantâneos das variáveis como sendo a soma de uma parte média e uma perturbação, onde barras superiores denotam médias temporais e apóstrofos denotam as perturbações em relação ao valor médio, na forma:

$$\begin{aligned}\rho_c &= \bar{\rho}_c + \rho'_c \\ u &= \bar{u} + u' \\ w &= \bar{w} + w'\end{aligned}$$

tem-se:

$$\frac{\partial(\bar{\rho}_c + \rho'_c)}{\partial t} + (\bar{u} + u') \frac{\partial(\bar{\rho}_c + \rho'_c)}{\partial(\bar{x})} + (\bar{w} + w') \frac{\partial(\bar{\rho}_c + \rho'_c)}{\partial z} + (\bar{\rho}_c + \rho'_c) \left(\frac{\partial(\bar{u} + u')}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{w} + w')}{\partial z} \right) = S_B$$

Abrindo os termos do lado esquerdo da equação:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial t} + \frac{\partial \rho'_c}{\partial t} &+ \bar{u} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial x} + \bar{u} \frac{\partial \rho'_c}{\partial x} + u' \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial x} + u' \frac{\partial \rho'_c}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial z} + \bar{w} \frac{\partial \rho'_c}{\partial z} + w' \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial z} + w' \frac{\partial \rho'_c}{\partial z} + \dots \\ &+ \bar{\rho}_c \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{\rho}_c \frac{\partial u'}{\partial x} + \bar{\rho}_c \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} + \bar{\rho}_c \frac{\partial w'}{\partial z} + \rho'_c \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \rho'_c \frac{\partial u'}{\partial x} + \rho'_c \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} + \rho'_c \frac{\partial w'}{\partial z} = S_B\end{aligned}$$

Aplicando as regras das médias de Reynolds, onde assume-se que termos na forma $\overline{\rho'_c}$, $\overline{u'}$ e $\overline{w'}$ são iguais a 0:

$$\frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial x} + \overline{u' \rho'_c} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial z} + \overline{w' \rho'_c} + \bar{\rho}_c \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \right) + \overline{\rho'_c \frac{\partial u'}{\partial x}} + \overline{\rho'_c \frac{\partial w'}{\partial z}} = S_B$$

Na camada limite planetária, assumir que as flutuações de densidade são negligenciáveis em relação ao valor médio da densidade, de modo que o escoamento pode ser considerado incompressível, é uma boa aproximação e, portanto, $\nabla \cdot \vec{V} = 0$. Então:

$$\frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial z} + \frac{\partial (\overline{u' \rho'_c})}{\partial x} + \frac{\partial (\overline{w' \rho'_c})}{\partial z} = S_B$$

Neste caso, o interesse é voltado às contribuições verticais dos fluxos. A equação anterior será, então, integrada na vertical, desde a superfície até a altura do topo do volume de controle. Com isso, tem-se:

$$\int_0^{z_r} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial t} dz + \int_0^{z_r} \bar{u} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial x} dz + \int_0^{z_r} \bar{w} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial z} dz + \int_0^{z_r} \frac{\partial (\overline{u' \rho'_c})}{\partial x} dz + \int_0^{z_r} \frac{\partial (\overline{w' \rho'_c})}{\partial z} dz = \int_0^{z_r} S_B dz$$

onde z_r é a altura da face superior do volume de controle, definindo-se como 0 a altura da

face inferior.

$$\int_0^{z_r} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial t} dz + \int_0^{z_r} \bar{u} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial x} dz + \int_0^{z_r} \bar{w} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial z} dz + \int_0^{z_r} \frac{\partial (\overline{u' \rho'_c})}{\partial x} dz + \overline{w' \rho'_c} \Big|_{z=0}^{z=z_r} = \int_0^{z_r} S_B dz$$

$$\int_0^{z_r} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial t} dz + \int_0^{z_r} \bar{u} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial x} dz + \int_0^{z_r} \bar{w} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial z} dz + \int_0^{z_r} \frac{\partial (\overline{u' \rho'_c})}{\partial x} dz + \underbrace{(\overline{w' \rho'_c})_{z=z_r}}_{NEE} = \underbrace{(\overline{w' \rho'_c})_{z=0}}_{NEE} + \int_0^{z_r} S_B dz$$

$$NEE = \underbrace{(\overline{w' \rho'_c})_{z=z_r}}_I + \underbrace{\int_0^{z_r} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial t} dz}_{II} + \underbrace{\int_0^{z_r} \bar{u} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial x} dz + \int_0^{z_r} \bar{w} \frac{\partial \bar{\rho}_c}{\partial z} dz}_{III} + \underbrace{\int_0^{z_r} \frac{\partial (\overline{u' \rho'_c})}{\partial x} dz}_{IV} \quad (A.1)$$

A equação (A.1) fornece a troca líquida do ecossistema, o fluxo de CO_2 que é trocado entre a atmosfera e o sistema floresta/solo. O termo I é o fluxo turbulento vertical de CO_2 , medido através do método da covariância de vórtices. Em condições de intensa mistura turbulenta, durante o dia, e em terreno plano e homogêneo, este será o termo dominante na equação do NEE, e os demais termos podem ser negligenciados.

O termo II é o termo de taxa de variação no armazenamento de CO_2 na camada abaixo da altura z_r , calculado através da integração do perfil vertical das concentrações médias do CO_2 . Normalmente é pequeno durante o dia, mas torna-se significativo à noite, em condições de pouco vento, quando o CO_2 produzido pela respiração do ecossistema se acumula no próprio ecossistema (AUBINET et al., 2000). Ao amanhecer, frequentemente observa-se um pico negativo neste termo, quando o CO_2 armazenado durante a noite é transportado para fora ou absorvido pelo ecossistema. Então, quando integrado sobre longos períodos, este termo pode ser negligenciado.

O termo III representa o transporte devido a advecção horizontal e vertical pelas componentes médias do vento. A componente horizontal é significativa em locais onde há um gradiente horizontal na concentração de CO_2 (terreno heterogêneo) e durante a noite em terrenos inclinados, onde o CO_2 é removido por escoamentos de drenagem. A componente vertical é insignificante sobre culturas baixas. Sobre florestas, este termo não é negligenciável, podendo até mesmo ser maior do que o transporte turbulento vertical em noites calmas (LEE, 1998).

O termo IV é a contribuição pela divergência do fluxo horizontal de CO_2 . Assumindo condições de estacionariedade e homogeneidade horizontal, os termos III e IV são considerados negligenciáveis comparados com os termos I e II , e o NEE fica:

$$NEE = (\overline{w'\rho_c'})_{z=z_r} + \int_0^{z_r} \frac{\partial \overline{\rho_c}}{\partial t} dz \quad (\text{A.2})$$

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R. In the core of the night – Effects of intermittent mixing on a horizontally heterogeneous surface. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 106, p. 1–33, 2003.
- ACEVEDO, O. C.; MAHRT, L. Systematic vertical variation of mesoscale fluxes in the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 135, p. 19–30, 2010.
- ACEVEDO, O. C. et al. Intermittency and the exchange of scalars in the nocturnal surface layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, p. 41–55, 2006.
- ACEVEDO, O. C. et al. Is friction velocity the most appropriate scale for correcting nocturnal carbon dioxide fluxes? **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 1–10, 2009.
- ACEVEDO, O. C. et al. Turbulent carbon exchange in very stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 125, p. 49–61, 2007.
- ANSELMINI, J. I.; ZANETTE, F.; BONA, C. Fenologia reprodutiva da *Araucaria angustifolia* (bert.) o. ktze, na região de Curitiba-PR. **Floresta e Ambiente**, v. 13, n. 1, p. 44–52, 2006.
- AUBINET, M. Eddy covariance CO_2 flux measurements in nocturnal conditions: an analysis of the problem. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1368–1378, 2008.
- AUBINET, M. et al. Comparing CO_2 storage and advection conditions at night at different CARBOEUROFLUX sites. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 116, p. 63–94, 2005.
- AUBINET, M. et al. Direct advection measurements do not help to solve the night-time CO_2 closure problem: Evidence from three different forests. **Agricultural and Forest Meteorology**, 2010.
- AUBINET, M. et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. **Advances in Ecological Research**, v. 30, p. 113–175, 2000.
- BALDOCCHI, D. D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global Change Biology**, v. 9, p. 479–492, 2003.
- BALDOCCHI, D. D.; MEYERS, T. P. A spectral and lag correlation analysis of turbulence in a deciduous forest canopy. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 45, p. 31–58, 1988.
- BITTENCOURT, S.; CORTE, A. P. D.; SANQUETTA, C. R. Estrutura da comunidade de *Pteridophyta* em uma Floresta Ombrófila Mista, sul do Paraná, Brasil. **Silva Lusitana**, v. 12, n. 2, p. 243–254, 2004.
- BLANKEN, P. D. et al. Turbulent flux measurements above and below the overstory of a boreal aspen forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 89, n. 1, p. 109–140, 1998.
- BOSVELD, F. C.; HOLTSLAG, A. A. M.; HURK, B. J. J. M. Van den. Nighttime convection in the interior of a dense Douglas fir forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 93, p. 171–195, 1999.

CAMPOS, J. G. **Escala temporal da turbulência para escoamento noturno acima da copa de uma Floresta Tropical Úmida na Amazônia**. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria-RS, 2008.

CAMPOS, J. G. et al. On the temporal scale of the turbulent exchange of carbon dioxide and energy above a tropical rain forest in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, D08124, 2009.

CARVALHO, P. E. R. **Espécies Arbóreas Brasileiras**. 1. ed. Brasília: Embrapa Informação Tecnológica, 2003. 1039 p.

CAVA, D. et al. Organised motion and radiative perturbations in the nocturnal canopy sublayer above an even-aged pine forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 112, p. 129–157, 2004.

CONSTANTIN, J. et al. Flux partitioning between understory and overstory in a boreal spruce/pine forest determined by the eddy-covariance method. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 98, n. 9, p. 629–643, 1999.

COSTA, F. D. et al. A simplified model for intermittent turbulence in the nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 2011. In press.

COULTER, R. L.; DORAN, J. C. Spacial and temporal occurrences of intermittent turbulence during cases-99. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, p. 329–349, 2002.

DURIGAN, M. E. **Florística, dinâmica e análise protéica de uma Floresta Ombrófila Mista em São João do Triunfo-PR**. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Paraná, Curitiba-PR, 1999.

FEIGENWINTER, C. et al. Comparison of horizontal and vertical advective CO₂ fluxes at three forest sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 12–24, 2008.

FEIGENWINTER, C.; BERNHOFER, C.; VOGT, R. The influence of advection on the short term CO₂ budget in and above a forest canopy. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 113, p. 201–224, 2004.

FILHO, A. F. et al. Avaliação estacional da deposição de serapilheira em uma Floresta Ombrófila Mista localizada no sul do estado do Paraná. **Ciência Florestal**, Santa Maria, RS, v. 13, n. 001, p. 11–18, 2003.

FINNIGAN, J. An introduction to flux measurements in difficult conditions. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1340–1350, 2008.

FITZJARRALD, D. R.; MOORE, K. E. Mechanisms of nocturnal exchange between the rain forest and the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 16839–16850, 1990.

GOULDEN, M. L. et al. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. **Global Change Biology**, v. 2, p. 169–182, 1996.

HOWELL, J. F.; MAHRT, L. Multiresolution flux decomposition. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 83, p. 117–137, 1997.

IAPAR. **INSTITUTO AGRONÔMICO DO PARANÁ**. Londrina, 2011. Disponível em: <<http://www.iapar.br>>. Acesso em: 27 abr. 2011.

INMET. *INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA*. Brasília, 2011. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br>>. Acesso em: 27 abr. 2011.

IPCC, Summary for Policymakers. IPCC Special Report on Renewable Energy Sources and Climate Change Mitigation, 2011. Disponível em: <<http://www.ipcc.ch/>>. Acesso em: 25 jul. 2011.

KRUIJT, B. et al. Turbulence statistics above and within two Amazon rain forests canopies. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 94, p. 297–331, 2000.

LAUNIAINEN, S. et al. Vertical variability and effect of stability on turbulence characteristics down to the floor of a pine forest. **Tellus**, v. 59B, p. 919–936, 2007.

LAW, B. E.; BALDOCCHI, D. D.; ANTHONI, P. M. Below-canopy soil CO_2 fluxes in a ponderosa pine forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 94, p. 171–188, 1999.

LEE, X. On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 91, p. 39–49, 1998.

LEE, X.; MASSMAN, W.; LAW, B. *Handbook of Micrometeorology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2004. 250 p.

LINDROTH, A. Seasonal and diurnal variation of energy budget components in coniferous forests. **Journal of Hydrology**, v. 82, p. 1–15, 1985.

MAHRT, L. Stratified atmospheric boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, p. 375–396, 1999.

MAHRT, L. Characteristics of submeso winds in the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 130, n. 1, p. 1–14, 2009.

MAHRT, L. Computing turbulent fluxes near the surface: Needed improvements. **Agricultural and Forest Meteorology**, 2010.

MAHRT, L. et al. Nocturnal mixing in a forest subcanopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 101, p. 67–78, 2000.

MAHRT, L. et al. Nocturnal boundary-layer regimes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 88, p. 255–278, 1998.

MAHRT, L.; VICKERS, D. Extremely weak mixing in stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, p. 19–39, 2005.

MALLAT, S. A theory for multiresolution signal decomposition: The wavelet representation. **IEEE. Trans. Pattern. Anal. Machine Intell**, v. 11, n. 7, p. 674–693, 1989.

MAMMARELLA, I. et al. Determining the contribution of vertical advection to the net ecosystem exchange at hyytiälä forest. **Tellus**, v. 59B, p. 900–909, 2007.

MASSMAN, W. J.; LEE, X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 121–144, 2002.

- MISSON, L. et al. Partitioning forest carbon fluxes with overstory and understory eddy-covariance measurements: A synthesis based on FLUXNET data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 144, p. 14–31, 2007.
- NAPPO, C. J. Sporadic breakdowns of stability in the PBL over simple and complex terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 54, p. 69–87, 1991.
- NOBRE, C. A.; NOBRE, A. D. O balanço de carbono na amazônia brasileira. **Revista Estudos Avançados**, v. 16, n. 45, p. 81–90, 2002.
- PATTEY, E. et al. Measuring nighttime CO_2 flux over terrestrial ecosystems using eddy covariance and nocturnal boundary layer methods. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 145–158, 2002.
- SCHAAF, L. B. et al. Incremento diamétrico e em área basal no período 1979-2000 de espécies arbóreas de uma Floresta Ombrófila Mista localizada no sul do Paraná. **Revista Floresta**, Curitiba, PR, v. 35, n. 2, p. 271–290, 2005.
- STAEBLER, R.; FITZJARRALD, D. R. Observing subcanopy CO_2 advection. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 122, p. 139–156, 2004.
- STULL, R. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.
- SUN, J. et al. CO_2 transport over complex terrain. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 145, p. 1–21, 2007.
- SUN, J. et al. Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 110, p. 255–279, 2004.
- TOTA, J. et al. Amazon rain forest subcanopy flow and the carbon budget: Santarem LBA-ECO site. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, 2008.
- Van de WIEL, B. J. H. et al. Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land. Part I: A bulk model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, p. 942–958, 2002.
- van GORSEL, E. et al. Estimating nocturnal ecosystem respiration from the vertical turbulent flux and change in storage of CO_2 . **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 1919–1930, 2009.
- van GORSEL, E. et al. Decoupling of air flow above and in plant canopies and gravity waves affect micrometeorological estimates of net scalar exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, 2011. In press.
- VICKERS, D.; MAHRT, L. The cospectral gap and turbulent flux calculations. **Journal of atmospheric and oceanic technology**, v. 20, p. 660–672, 2003.
- VORONOVICH, V.; KIELY, G. On the gap in the spectra of surface-layer atmospheric turbulence. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 122, p. 67–83, 2007.
- WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I.; LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, p. 85–100, 1980.

WILLIAMS, M. et al. Improving land surface models with fluxnet data. **Biogeosciences**, v. 6, n. 7, p. 1341–1359, 2009.

WOHLFAHRT, W. et al. Estimation of daytime ecosystem respiration to determine gross primary production of a mountain meadow. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 130, p. 13–25, 2005.

YI, C. X. Momentum transfer within canopies. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, p. 262–275, 2008.

YI, C. X. et al. The contribution of advective fluxes to net ecosystem exchange in a high-elevation, subalpine forest. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1379–1390, 2008.

ZERI, M. et al. Analysis of periods with strong and coherent CO_2 advection over a forested hill. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, p. 674–683, 2010.