



UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ
PRO-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO E INOVAÇÃO TECNOLÓGICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS DA AMAZÔNIA

**DETERMINAÇÃO DA ESCALA TEMPORAL PARA OS FLUXOS
SUPERFICIAIS TURBULENTOS NOTURNOS DE ENERGIA E
MASSA SOBRE FLORESTA: FLONA TAPAJÓS**

ANTÔNIO PAULO BENTES FIGUEIRA

Santarém, Pará
Setembro, 2012

ANTÔNIO PAULO BENTES FIGUEIRA

**DETERMINAÇÃO DA ESCALA TEMPORAL PARA OS FLUXOS
SUPERFICIAIS TURBULENTOS NOTURNOS DE ENERGIA E
MASSA SOBRE FLORESTA: FLONA TAPAJÓS**

Orientador: Dr. RODRIGO DA SILVA

Dissertação apresentada à Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, como parte do requisito para obtenção do título de Mestre em Recursos Naturais da Amazônia, junto ao programa de Pós-Graduação Stricto Sensu em Recursos Naturais da Amazônia.

**Santarém, Pará
Setembro, 2012**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema Integrado de Gestão da Informação – SIGI/UFOPA

F475d Figueira, Antônio Paulo Bentes

Determinação da escala temporal para os fluxos superficiais turbulentos noturnos de energia e massa sobre florestas: Flona Tapajós / Antônio Paulo Bentes Figueira. – Santarém, 2012.

45 f.: il.

Inclui bibliografias.

Orientador Rodrigo da Silva.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Oeste do Pará, Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia. Santarém, 2012.

1. Fluxo de energia e massa. 2. Meteorologia. 3. Atmosfera. 4. Floresta Nacional do Tapajós (PA). I. Silva, Rodrigo da, orient. II. Título.

CDD: 23 ed. 551.525

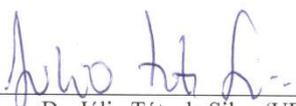
ANTÔNIO PAULO BENTES FIGUEIRA

**DETERMINAÇÃO DA ESCALA TEMPORAL PARA OS
FLUXOS SUPERFICIAIS TURBULENTOS NOTURNOS DE
ENERGIA E MASSA SOBRE FLORESTA: FLONA TAPAJÓS**

Esta dissertação foi julgada adequada para a obtenção do Título de Mestre em Recursos Naturais da Amazônia. Aprovada em sua forma final pelo Programa de Pós-Graduação Stricto Sensu em Recursos Naturais da Amazônia, nível de mestrado, da Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, em 28 de setembro de 2012.

Dr. Luiz R. Ribeiro Rodrigues (UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ)
Coordenador

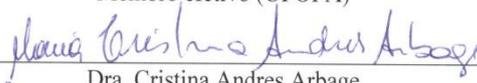
Apresentada à Comissão Examinadora, integrada pelos Professores:



Dr. Júlio Tóta da Silva (UEA)
Membro efetivo (convidado)



Dra. Cintya de Azambuja Martins
Membro efetivo (UFOPA)



Dra. Cristina Andres Arbage
Membro efetivo (PRODOC-CAPES)



Dr. Rodrigo da Silva (UFOPA)
Orientador Membro

Santarém, 28 de Setembro de 2012

AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. Rodrigo da Silva, pela dedicação e pelos esforços empregados para que este trabalho se concretizasse; pelas experiências compartilhadas através de sua orientação atenciosa dinâmica e descontraída; pela minha iniciação na área de micrometeorologia, sobretudo por sua amizade.

Não devo deixar de agradecer aos meus amigos Wilderclay Machado, Raphael Pablo, Miércio Junior e Diego Aguiar, Alírio Tenório, Valéria Mourão, Diana Amazonas e meus colegas de mestrado do PGRNA pelo apoio e amizade.

E agradeço ao CNPq pela Bolsa de mestrado e à UFOPA pelo auxílio financeiro.

Agradeço ainda ao Programa LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera Atmosfera na Amazônia) pela disponibilidade dos dados e apoio logístico para a concretização desse trabalho.

A meus pais Antônio Figueira e Maria Bentes pela confiança e pelo carinho. Aos meus irmãos, que acompanham e apoiam minha trajetória em busca do conhecimento científico, em especial Nazaré Figueira e família. E à minha namorada Suelen Araujo pelo incentivo, companheirismo, paciência.

FIGUEIRA, Antônio Paulo Bentes. **Determinação da escala temporal para os fluxos superficiais turbulentos noturnos de energia e massa sobre floresta: Flona Tapajós.** 2012. 46 páginas. Dissertação de Mestrado em Recursos Naturais da Amazônia - Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia. Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, Santarém, 2012.

RESUMO

O monitoramento dos fluxos de energia e massa vem sendo continuamente monitorado na Amazônia. A maioria dos monitoramentos é feita utilizando sistemas de Covariância de Vórtice (C.V) Este estudo está baseado nas observações e dados medidos pela torre micrometeorológicas instalada no sítio experimental do programa LBA na região de Santarém. A torre de fluxo está localizada, dentro da Floresta Nacional do Tapajós, em área de manejo madeireiro (83 km). As análises concentram-se no período noturno devido ao fato de neste período os resultados obtidos pelo sistema de CV apresentam um grau significativo de incerteza, principalmente em relação ao balanço final de carbono fato este que gera discussão sobre a escala de tempo usada pelos cientistas para calcular os fluxos superficiais com sistema de CV, pois se difundiu o tempo de 30 minutos para os cálculos dos fluxos na maioria dos sítios de pesquisa. O objetivo principal deste trabalho foi determinar através da decomposição em multirresolução a escala mais adequada para determina os fluxos turbulentos superficiais no período noturno na Flona Tapajós. Determinou-se também o efeito da sazonalidade no comprimento de tempo da escala. para o período analisado a média da escala foi de 260 segundo. Foi evidente o efeito da sazonalidade no comprimento da escala sendo maior no fluxo de energia com diferença no tempo da escala de 29% de uma estação para outra.

Palavra chave: Fluxo turbulento, Análise em multiresolução, Falha coespectral.

FIGUEIRA, Antônio Paulo Bentes. **Determinação da escala temporal para os fluxos superficiais turbulentos noturnos de energia e massa sobre floresta: Flona Tapajós.** 2012. 66 páginas. Dissertação de Mestrado em Recursos Naturais da Amazônia - Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia. Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, Santarém, 2012.

ABSTRACT

The monitoring of the flows of energy and mass is being continuously monitored in the Amazon. Most monitoring is done using the eddy Covariance technique (EC) This study is based on observations and data measured by micrometeorological tower installed at the site of the Experimental program in the region of Santarém LBA. The flux tower is located within the Tapajós National Forest in timber management area (83 km). The analyzes focus at night due to the fact at this time the results of the EC system exhibiting a significant degree of uncertainty, especially regarding the final balance of carbon and this fact generates discussion on the time scale used by scientists to calculating the flow surface with EC system, since spread time of 30 minutes for the calculations flows in most research sites. The main objective of this study was to determine through multiresolution decomposition in the scale determines the most suitable for surface turbulent fluxes at night in Tapajós National Forest. We also determined the effect of seasonality in the length of time scale. for the analyzed period the average level was 260 seconds. It was evident the effect of seasonality in the length of the scale being higher in energy flow with a difference in time scale than 29% from one station to another.

Keyword: Turbulent fluxes, Multi-resolution analysis, Cospectral gap

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	X
1 INTRODUÇÃO	11
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	14
2.1 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA E TURBULÊNCIA	15
2.1.1 Camada Limite Atmosférica.....	15
2.2 ESPECTRO TURBULENTO	19
2.3 Espectros Turbulentos na CLS	21
2.4 FERRAMENTAS UTILIZADAS NA ANÁLISE ESPECTRAL.....	23
2.4.1 Transformada de Fourier	23
2.4.2 Transformada em Ondaletas	23
2.5 CAMADA LIMITE MUITO ESTAVEL: A DIFICULDADE DE MEDIDAS COM TECNICA DE CV	24
2.6 TÉCNICA DE MULTIRRESOLUÇÃO	27
3 MATERIAIS E MÉTODO	30
3.1 ÁREA DE ESTUDO E COLETA DE DADOS	30
3.2 ANÁLISE DE DADOS	31
4 RESULTADOS E DISCUÇÕES	34
4.1 FALHA COESPECTRAL.....	34
4.2 DETERMINAÇÃO DA ESCALA DE TEMPO	37
4.3 ANÁLISE DA SAZONALIDADE.	38

5	CONCLUSÃO.....	42
6	BIBLIOGRAFIA	43

LISTA DE FIGURA

Figura 1 Evolução diurna típica da camada limite atmosférica, sobre região continental, em resposta ao aquecimento e resfriamento radiativos. O tempo está indicado em Horas Locais. (Adaptada de stull 1988).....	16
Figura 2 Espectro de energia na camada limite mostrando as regiões distintas de entrada de energia (A), subintervalo inercial (B) e a região de dissipação (C). adaptada de Kaimal e Finnigan, 1994.....	20
Figura 3 -Localização do sítio de pesquisa (cortesia do Dr. Rodrigo da silva).....	30
Figura 4 - fluxo de umidade não exibe uma falha coespectral.	34
Figura 5 - o fluxo muda de sinal.....	35
Figura 6 - representação dos coespectros dos fluxos de CO ₂ (a) e de umidade (b)	35
Figura 7 – representação coespectro do fluxo de CO ₂	36
Figura 8 - distribuição anual da frequência da falha coespectral para os fluxos de calor sensível, calor latente e CO ₂	37
Figura 9 - distribuição da falha espectral para a estação chuvosa para os fluxos de calor sensível, calor latente e CO ₂	39
Figura 10 - distribuição da falha espectral para a estação chuvosa para os fluxos de calor sensível, calor latente e CO ₂	40

1 INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas aumentou os estudos sobre a importância das florestas tropicais no controle do clima regional e global. Este é um dos assuntos discutidos pelo IPCC (“Intergovernmental Panel on Climate Change”), entender os balanços de energia e do dióxido de carbono (CO₂) nos principais ecossistemas do globo e suas relações com os processos climáticos.

Para estes estudos, diferentes técnicas de medidas do fluxo de carbono no sistema biosfera-atmosfera estão difundidas na comunidade científica. Algumas técnicas medem somente parte do fluxo dos ecossistemas, como é o caso das medidas de acumulação de biomassa utilizadas por (Malhi *et al.*, 2008; Vieira *et al.*, 2008), medidas do fluxo de carbono do solo (Keller *et al.*, 2005), medidas de fluxo de carbono dos corpos d’água (Rasera, 2005), e há técnica que estimam o fluxo de dióxido de carbono (CO₂) e de energia de todo o ecossistema, a covariância dos vórtices turbulentos (CV) (Sakai *et al.*, 2004; Da Rocha *et al.*, 2009).

A região Amazônica é caracterizada por diferentes condições edáficas, as quais formam diferentes paisagens que contribuem de diferentes formas para os processos biogeoquímicos e climatológicos dentro da região podendo ter reflexos a nível global. Resultados das pesquisas do Programa LBA indicam que as taxas de fixação de carbono e de crescimento das florestas variam regionalmente dentro da Amazônia, junte-se a este cenário a intervenção humana, as modificações geradas devido a produção de alimentos, a geração de energia e com a utilização de materiais derivados das espécies nativas da região o que torna mais difícil afirmar se a floresta Amazônica mais sequestra do que libera Carbono.

O balanço regional da Amazônia apresenta dificuldade para ser estimado e interpretado corretamente devido, principalmente, as constantes mudanças na estrutura da floresta (exploração madeireira, exploração de minérios, pecuária e agricultura). As consequências das mudanças nas estruturas florestais estão presentes na perda de biodiversidade, na emissão de gases que contribui para o aumento do efeito estufa, e no próprio futuro da sociedade amazônica. Adicionalmente, o desmatamento altera o balanço de energia na superfície, modificando o ciclo hidrológico e os ciclos biogeoquímicos da região (Silva Dias *et al.*, 2002).

Historicamente, a região Amazônica é alvo de intervenções na tentativa de utilização de seus recursos, nos anos mais recentes, novos cenários de mudanças no uso da terra avançam sobre áreas naturais dentro da região Amazônica, provocando alterações que tornam

difícil prever a intensidade dos impactos causados por esse novo ciclo de produção no equilíbrio dos ecossistemas.

Para compreender melhor o funcionamento e os mecanismos presentes nos processos de interação entre a superfície e a atmosfera, estão sendo realizadas observações nos ecossistemas na Amazônia, entre as variáveis observadas e analisadas, encontra-se: às trocas superficiais de carbono, a água e os componentes do balanço de energia (Greco e Baldocchi, 1996; Pattey *et al.*, 2002; Sakai *et al.*, 2004; Acevedo *et al.*, 2004; Miller *et al.*, 2004; Acevedo *et al.*, 2007; Tota *et al.*, 2008). Estes estudos além de realizar o monitoramento contínuo e de longo prazo dos fluxos superficiais, também serve como banco de dados para calibrar modelos numéricos, os quais buscam descrever os processos de interação entre a biosfera e a atmosfera de forma mais realística.

Os resultados até agora obtidos, no que se referem às trocas superficiais de florestas primárias, secundárias, pastagens e áreas plantadas, já levantaram questões interessantes no balanço do carbono (Aguilar *et al.*, 2006; Sakai *et al.*, 2004; Miller *et al.*, 2004; Valentini, 2008). Grande parte de estudos realizados referentes ao sistema de troca biosfera-atmosfera utiliza a técnica de Covariância Vórtice (CV).

Há o reconhecimento na comunidade científica de que as medições com o CV são relativamente precisas, em condições favoráveis, geralmente em condições diurnas quando a turbulência é bem desenvolvida até mesmo em situações de fraca estabilidade esta técnica fornece estimativas dos fluxos superficiais de energia e massa satisfatórios (Goulden *et al.*, 1996; Baldocchi, 2003). Entretanto, em condições de pouca turbulência, geralmente dentro da camada limite noturna, essa técnica pode fornecer resultados que tende a subestimar a respiração noturna do ecossistema em noites com pouco vento (Goulden *et al.*, 1996; Baldocchi, 2003).

Mais recentemente, a técnica de análise em multirresolução empregada por (Vickers e Mahrt, 2004; Mahrt e Vickers, 2005; Acevedo *et al.*, 2009) mostram que se as escalas da transferência turbulenta forem corretamente decompostas, os fluxos turbulentos podem ser corretamente determinados, mesmo para condições muito estáveis, condição mais comum no período noturno.

O balanço final do carbono na Amazônia somado ao atual cenário de mudanças climáticas permanece como um dos principais objetos de estudo da região, gerando maior incerteza sobre o complexo papel da Amazônia como reguladora do clima, como também do real impacto dessas mudanças sobre o funcionamento e os serviços ecossistêmicos da Amazônia.

Muitas perguntas ainda continuam não totalmente resolvidas e as respostas para essas perguntas a princípio dependerá: da disponibilidade de séries temporais mais longas, da melhor compreensão de processos de interação dos ecossistemas, (em escala regional que interferem na representatividade das medidas) e do aprimoramento tanto das medidas como do tratamento das séries de dados, utilizados para medir principalmente os fluxos noturnos de CO₂.

Dentro dessa perspectiva, utilizando o banco de dados coletados nas torres de fluxos do programa LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) na região de Santarém Pará, utilizando a decomposição em multiressolução usada por (Vickers e Mahrt, 2004; Acevedo *et al.*, 2007; Vonorovich e Kiely, 2007; Campos, 2008) busca-se verificar as melhores escalas para as estimativas dos fluxos turbulentos superficiais de energia (calor sensível e calor latente) e de CO₂ para região estudada no período noturno e verificar o efeito da sazonalidade na variação da escala de tempo dos fluxos turbulentos, buscando uma melhor exatidão na determinação das escalas de transferência dos fluxos.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Pesquisadores, ao redor do mundo, buscam estimar a troca líquida do carbono dos ecossistemas (TLE), cada trabalho exige a avaliação dos fluxos de CO₂ em escala horária, diária, sazonal e anual. Essas medidas devem estar em escala espacial de folhas, raízes e de plantas individuais (Baldocchi *et al.*, 2003). Assim a comunidade científica busca estimar valores globais da TLE, que é a diferença entre a assimilação e a emissão de CO₂ feita pelo ecossistema.

O método de covariância de vórtices é atualmente a técnica mais empregada para estimar fluxos turbulentos na superfície. Este método utiliza sensores de resposta rápida instalados em torres micrometeorológicas. Inicialmente empregado em experimentos de campo de curta duração sobre campos agrícolas ideais, rapidamente difundiu-se entre os pesquisadores da camada limite. Este método tornou-se um importante componente nas campanhas experimentais de longo período realizadas nos mais diversos locais do planeta, sobre as mais variadas condições atmosféricas e superficiais. O conjunto de experimentos (CARBO-EUROFLUX, AMERIFLUX, LBA, ASIAFLUX, FLUXNET) globalmente espalhados utiliza a técnica de CV. Faz parte de um esforço mundial para entender as principais causas e efeitos das mudanças climáticas desde escalas locais a escalas globais.

Nos últimos anos, as medidas de fluxos utilizando o método CV em operação superaram 400 sítios de pesquisas ao redor do mundo (Van Gorse *et al.*, 2007). A técnica denominada CV ou “Torre de Fluxo” avalia a taxa de troca de CO₂, vapor d’água e energia na interface biosfera-atmosfera do ecossistema, através de medidas da covariância entre as flutuações na velocidade vertical do vento, em torno da média, e a taxa de mistura destes gases no ar. O sistema CV é composto por um anemômetro sônico tridimensional, que fornece as três componentes do campo de vento (u, v, w) e temperatura sônica, um analisador de gás (CO₂, H₂O) por infravermelho e um sistema de aquisição de dados (Baldocchi *et al.*, 2003). Para melhor compreensão deste método, é importante conhecer alguns conceitos sobre a porção da atmosfera onde acontece a maior parte das trocas de CO₂ e o movimento turbulento que caracteriza as trocas nessa camada.

2.1 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA E TURBULÊNCIA

2.1.1 Camada Limite Atmosférica

A Terra encontra-se envolvida por uma proteção gasosa chamada atmosfera. A atmosfera entre outras atribuições, mantendo-nos aquecidos e conserva nosso sistema climático, sem a atmosfera, os organismos não poderiam sobreviver a constante barreira de radiação solar e cósmica.

Na atmosfera há uma camada mais densa que se estende de 0 a 8-14Km acima da superfície terrestre chamada de troposfera. Nessa camada acontecem 90% de todos os fenômenos atmosféricos, é nessa parte da atmosfera que ocorrem todos os fenômenos climáticos. Porém, apenas os primeiros quilômetros da troposfera são afetados diretamente pelas condições da superfície do planeta, essa região é geralmente conhecida como Camada Limite Atmosférica (CLA). O restante da troposfera é chamado de atmosfera livre.

Assim, a CLA é a região da atmosfera mais diretamente influenciada pelas trocas de calor, massa (água, poluentes) e momentum entre a superfície e a atmosfera. Sua espessura é bastante variável no tempo e no espaço alcançando desde centenas de metros até 1-2 km (Stull, 1988). Praticamente todas as atividades humanas e biológicas se realizam no interior dessa camada; além disso, as transferências de massa e energia aí ocorridas regulam uma ampla variedade de processos que ocorrem em toda a atmosfera.

A região inferior da CLA é chamada Camada Limite Superficial (CLS). Nesta camada, aproximadamente 10% da espessura da CLA, os fluxos verticais turbulentos variam menos de 10% de sua magnitude com a altura. Dentro da CLS os fluxos verticais podem ser considerados constantes e a os efeitos de rotação da terra não interfere nos fluxos, o vento é diretamente caracterizado pelo cisalhamento superficial e pelo gradiente de temperatura; é uma região de relevância da CLA servindo como fonte de estudo, através de torres micrometeorológicas.

Os resultados desses estudos deram origem a teoria da similaridade de Monin-Obukhov, a qual é bastante utilizada na interpretação de fenômenos ocorridos na CLA. Para Silva (2000) esta técnica serviu de base para teorias posteriores sobre o estudo da CLA, como também para a descrição da estrutura dinâmica e termodinâmica.

A estrutura espacial e temporal da CLA depende em parte das características radiativas, térmicas e aerodinâmicas da superfície, e em parte da evolução da atmosfera livre. Na ausência de perturbações de escala sinótica, a estrutura da CLA sobre regiões continentais apresenta um ciclo diurno associado ao ciclo de aquecimento e resfriamento da superfície (Fig. 2.1).

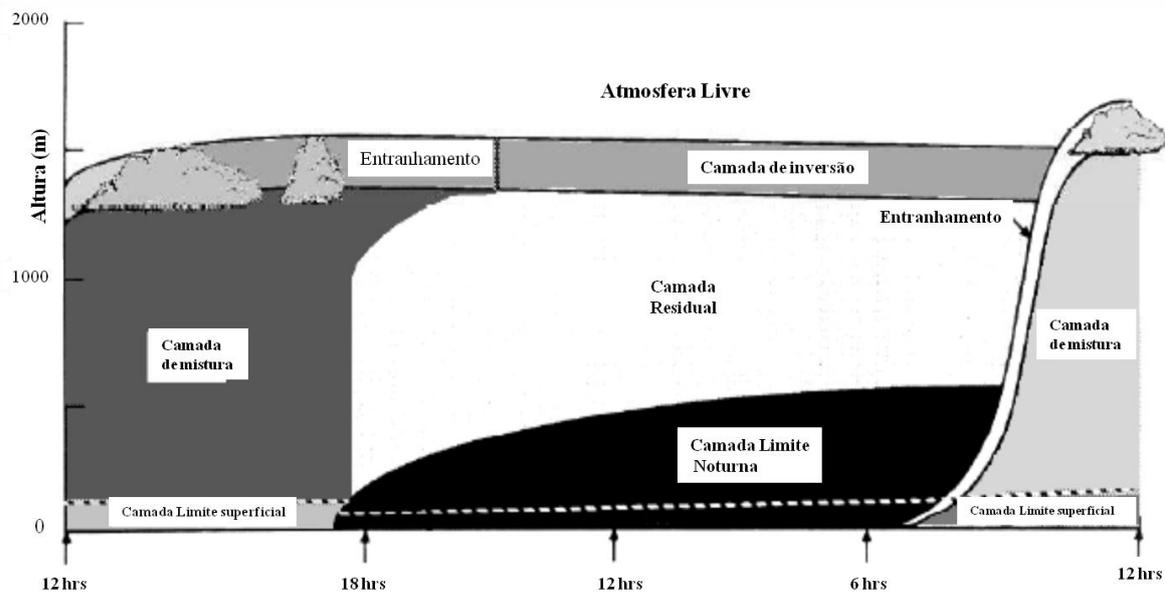


Figura 1 Evolução diurna típica da camada limite atmosférica, sobre região continental, em resposta ao aquecimento e resfriamento radiativos. O tempo está indicado em Horas Locais. (Adaptada de Stull 1988).

Ao “nascer do sol”, em um dia sem nuvens, existe um aquecimento da superfície e há uma transferência de calor ao ar que está logo acima. Dessa forma, passa a desenvolver uma camada convectiva, que cresce durante a manhã até atingir alturas médias de 1-2 km no meio da tarde. Esta é a típica formação da CLS diurna, que como consequência à intensa mistura turbulenta de origens térmica (convecção) e mecânica (cisalhamento do vento), desenvolve-se acima desta uma Camada de Mistura (CM). Nesta camada a velocidade e direção do vento e a temperatura potencial são praticamente constantes com a altura. No final da tarde, próximo ao pôr do sol, dar-se início a um resfriamento radiativo da superfície, assim a CM encontra quase à mesma temperatura do ar em suas proximidades, fazendo com que o fluxo de calor sensível na atmosfera praticamente cesse. Logo durante um curto período (transitório), a atmosfera permanece sob condição de estratificação neutra.

Sem a presença do sol, a turbulência perde o seu “forçante” térmico e sua intensidade passa a decair devido à dissipação molecular, então a camada de transição enfraquece e dá lugar a uma ou mais camadas de inversão abaixo dela. O ar logo acima da superfície resfria-se e vai sendo progressivamente misturado na vertical devido à turbulência gerada pelo cisalhamento do vento. O resfriamento radiativo da superfície tem como consequência uma progressiva estabilização da atmosfera. Então uma inversão térmica de superfície começa a se desenvolver e a se propagar verticalmente, atingindo alturas típicas de 100-200 m por volta da meia-noite.

Esta região de inversão é ocupada por um escoamento turbulento denominado Camada Limite Atmosférica estável ou noturna (CLN), merecendo ser destacada, em sua porção inferior, a presença de uma CLS estável, onde o escoamento mostra-se mais sensível aos efeitos da superfície. O escoamento na CLN é caracterizado principalmente por forte cisalhamento do vento e pequenos turbilhões (Kaimal e Finnigan, 1994).

No método de CV a transferência de fluxo (calor e/ou massa) entre a superfície e a atmosfera ocorre de duas maneiras, por simples difusão e por transporte turbulento. O transporte por difusão ocorre quando há formação de gradientes de concentração de gases ou calor, o ar está praticamente parado, ou seja, há muito pouco vento. Porém, as proximidades da superfície o ar quase nunca está parado, pois além do deslocamento horizontal do vento, existem movimentos de pequenos “pacotes” de ar. O movimento turbulento ocorre quando pequenos pacotes de fluidos chamados de “eddies” agem como moléculas transportando momentos, umidade ou material em suspensão.

A interação entre a força de atrito da superfície e o vento devido ao processo de convecção produz vórtices turbulentos. Os tamanhos dos vórtices variam de acordo com as características da superfície (topografia, vegetação, etc), geralmente os vórtices tendem a serem maiores quanto maior forem suas alturas em relação a superfície e seu tamanho é inversamente proporcional a sua velocidade. O transporte turbulento é mais rápido que o transporte por difusão, por esse motivo, as trocas de massa e calor entre a superfície e a atmosfera são essencialmente feitas por transferências turbulentas (Panofsky e Dutton, 1984).

Estes fluxos ocorrem e são medidos dentro da CLA. Considera-se um ponto dentro desta camada sobre a cobertura vegetal, durante todo tempo o ar estará em movimento em todas as direções, devido ao movimento randômico dos vórtices. No interior da CLA se assume que os fluxos laterais e horizontais de massa e calor são nulos. Essa posição está baseada no fato de que as variações mais efetivas de uma propriedade do fluido acontecem na direção normal à superfície (na vertical); nos fluidos geofísicos essa aproximação consiste em desprezar na força de atrito (turbulenta) as variações horizontais (Lee, 2004). Portanto, a turbulência é o principal mecanismo que possibilita a camada limite responder às forçantes da superfície desempenhando um papel de fundamental importância na transferência de calor, umidade e poluentes entre a atmosfera e a superfície terrestre.

O escoamento turbulento é um tipo de escoamento irregular no qual as grandezas físicas variam aleatoriamente no tempo e no espaço, alta rotacionalidade, tridimensionalidade e não linearidade são algumas de suas principais características (Panofsky e Dutton, 1984; Lumley e Panofsky, 1964). Esses fatores tornar o estudo da turbulência extremamente

complicado. Os movimentos turbulentos apresentam flutuações “instantâneas” de velocidade nas três direções, o que tornam mais edifício o tratamento matemático desse fenômeno. Assim, as análises destas flutuações são feitas utilizando instrumentos de resposta rápida, alta frequência, para se obter a medida em escalas de tempo representativas, medidas essas que sejam capazes de mensurar as menores escalas da turbulência. As flutuações aleatórias da velocidade, temperatura e densidade do ar dificultam o entendimento do fenômeno físico e tornam complexa a descrição determinística do escoamento turbulento. A complexidade da fenomenologia obriga o uso da simplificação dos fenômenos físicos para tornar o tratamento matemático mais relativamente simples.

Uma grande contribuição de Reynolds para o estudo da turbulência está presente no fato de representar os valores das quantidades hidrodinâmicas dos fluxos turbulentos como uma soma das componentes médias e turbulentos, respectivamente, representadas a baixo (onde o traço sobrescrito “-“ significa a média e o “'” significa a parte turbulento).

$$X = \bar{X} + X'$$

Para esta representação algumas propriedades de médias devem ser atendidas, as regras de médias de Reynolds.

A médias da media é igual a média: $\overline{\bar{X}} = \bar{X}$

A média da flutuação é zero: $\overline{X'} = 0$

Se X e Y são variáveis dependentes, função do tempo e do espaço;

\bar{X} e \bar{Y} Valores médios;

X' e Y' Flutuações em torno do valor médio;

C uma constante.

Então é possível mostrar que vale as seguintes propriedades:

1) A média da soma é igual à soma da média: $\overline{X + Y} = \bar{X} + \bar{Y}$

2) $\bar{c} = c$

3) $\overline{cX} = c\bar{X}$

4) A derivada: $\overline{\frac{\partial x}{\partial s}} = \frac{\partial \bar{X}}{\partial s}$ s= X, Y, Z ou t

5) $\overline{\bar{X} \cdot \bar{Y}} = \bar{X} \cdot \bar{Y}$

Consequências:

6) $\bar{\bar{X}} = \bar{X}$

7) $\bar{X'} = \overline{X - \bar{X}} = \bar{X} - \bar{X} = 0$

8) $\overline{\bar{X} \bar{Y}} = \bar{X} \bar{Y}$

$$9) \quad \overline{\bar{X} Y'} = \bar{X} \bar{Y}' = 0$$

Na CLA o fluxo de uma grandeza escalar pode ser escrita como:

$$F_c = \overline{w \rho_c}$$

Esta equação representa um fluxo de uma grandeza escalar C qualquer, onde w é a velocidade vertical do vento, ρ_c é a concentração do escalar qualquer, e a barra horizontal sobreposta ao produto destas variáveis representam a média temporal em um determinado intervalo de tempo. Aplicando as medias de Reynolds podemos reescrever a velocidade do vento em uma parte média e a variação do deslocamento do ven da média naquele determinado instante. Assim temos:

$$w = \bar{w} + w' \quad (1)$$

Onde \bar{w} é o valor médio da velocidade vertical do vento e w' é a flutuação em relação à média em um determinado instante.

Analogicamente, a concentração de um gás pode ser escrita como:

$$\rho = \bar{\rho} + \rho' \quad (2)$$

Reescrevendo a equação (1) e utilizando as equações (2) e (3) obtemos:

$$F_c = \overline{w \rho_c} + \overline{w' \rho'_c} \quad (3)$$

Assim o fluxo vertical total de qualquer escalar é a soma de um fluxo vertical médio $\overline{w \rho_c}$

e um fluxo turbulento $\overline{w' \rho'_c}$.

2.2 ESPECTRO TURBULENTO

Escoamentos turbulentos que ocorrem na camada limite atmosférica podem ser visualizados como uma superposição de turbilhões, padrões coerentes de velocidade, vorticidade e pressão, em vários tamanhos (Kaimal e Finnigan, 1994). Estes turbilhões interagem continuamente com o escoamento médio, a partir do qual derivam sua energia, e interagem entre si. A natureza do espectro turbulento atmosférico está diretamente relacionada ao fato da produção e dissipação de energia não ocorrerem na mesma escala. Na região dos turbilhões maiores, onde a produção de energia é grande, não há dissipação. Por outro lado, na região dos turbilhões menores, onde a produção é praticamente nula, a dissipação de energia é bastante intensa.

Um significativo avanço à compreensão dos escoamentos turbulentos foi dado por Kolmogorov em 1941, segundo este, o espectro de energia apresenta três regiões bem definidas: região de produção, subintervalo inercial e região de dissipação figura 2.2

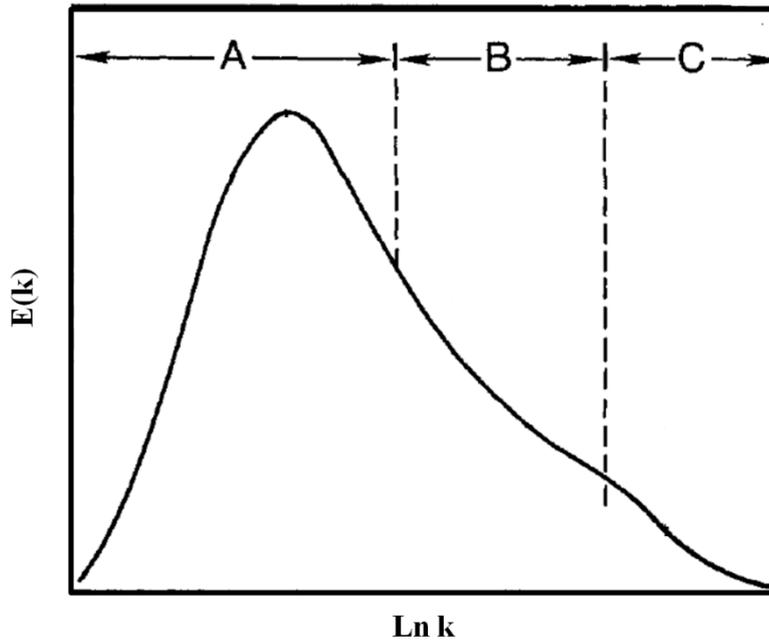


Figura 2 Espectro de energia na camada limite mostrando as regiões distintas de entrada de energia (A), subintervalo inercial (B) e a região de dissipação (C). adaptada de Kaimal e Finnigan, 1994.

A região de produção de energia (região A) detém a maior porção da energia cinética turbulenta que por sua vez é extraída do escoamento médio (pela turbulência gerada pelas forças de empuxo e de cisalhamento). Tipicamente, as escalas de comprimento nesta região variam de dezenas de metros até vários quilômetros, enquanto as escalas de tempo vão de dezenas de segundos a dezenas de minutos.

O subintervalo inercial (região B) é assim chamado por se tratar de uma região do espectro onde prevalecem forças inerciais que redistribuem a energia no espectro turbulento. É uma região onde a energia não é produzida e, em teoria, nem dissipada. O subintervalo inercial engloba os menores vórtices sem influência direta dos vórtices maiores, encontrados na região de produção. Estes vórtices menores, de acordo com Kolmogorov, tendem a ter propriedades universais para todos os tipos de escoamentos turbulentos. Conseqüentemente, a turbulência deve ser isotrópica.

Na região de dissipação (região C), a energia cinética turbulenta é consumida pela viscosidade molecular mediante a destruição dos vórtices de pequena escala.

Em resumo, segundo (Kolmogorov 1941 *apud* Kaimal e Finnigan, 1994) há uma cascata ou um transporte de energia para fora da região de grandes vórtices no sentido da região dos menores vórtices, onde a energia mecânica acaba sendo dissipada em calor. Na extremidade de pequenas escalas do espectro de energia dos eddies os números de Reynolds

associado a dimensões dos vórtices tendem a um valor de 1. Nesta condição é possível formar a idéia de uma microescala de comprimento η , dada por: $\eta = (v_c^3/\varepsilon)^{1/4}$, onde v_c e a viscosidade cinemática e ε é a taxa de dissipação de ECT por unidade de massa.

Nesta microescala se assume que os menores vórtices veem apenas a energia em cascata chegada a uma taxa ε a qual alimenta o amortecimento de eddies provocada pela existência da v_c , a produção é alimentada apenas por vórtices maiores (anisotropicamente), mas a dissipação atua apenas nas escalas menores. Então, a parte de transporte através da parte média de espectro é igual a taxa de dissipação na extremidade de pequena escala.

2.3 Espectros Turbulentos na CLS

É comum estudar os espectros turbulentos na CLS do ponto de vista da Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov. Para isso, são efetuadas as devidas adimensionalizações, utilizando as escalas características apropriadas da CLS, tomando a taxa de dissipação adimensional $\phi\varepsilon$, $\phi_\varepsilon(\zeta) = k_a z \varepsilon / u_*^3$ e empregando-se a escala de frequência adimensional, $n = (fz/\bar{u})$, usando $\alpha_l = 0,55$ para a constante de Kolmogorov, e $k = 0,4$ para a constante de von Karman (Kaimal e Finnigan, 1994), o espectro adimensional da componente u no subintervalo inercial é dado por:

$$\frac{fS_u(f)}{u_*^2 \phi_\varepsilon^{2/3}} = 0.3n^{-2/3}, \quad (4)$$

De acordo com a teoria da similaridade, $\phi\varepsilon$ é em função apenas do parâmetro de estabilidade,

$\zeta = z / L$. Como consequência, quando expressos em escala logarítmica (log-log), espectros sob diferentes condições de estabilidade devem recair em uma mesma reta de inclinação $-2/3$ no subintervalo inercial, sendo que $\phi\varepsilon$ é dado por:

$$\phi_\varepsilon^{2/3} = \begin{cases} 1 + 0.5|z/L|^{2/3}, & ; z/L \leq 0 \\ (1 + 5z/L)^{2/3}, & ; z/L \geq 0 \end{cases} \quad (5)$$

Similarmente ao caso da componente u , os espectros de v , w e T podem ser escritos como:

$$\frac{fS_v(f)}{u_*^2 \phi_\varepsilon^{2/3}} = 0.4n^{-2/3}, \quad (6)$$

$$\frac{fS_w(f)}{u_*^2 \phi_\varepsilon^{2/3}} = 0.4n^{-2/3}, \quad (7)$$

$$\frac{fS_\theta(f)}{T_*^2 \phi_h \phi_\varepsilon^{1/3}} = 0.43n^{-2/3}, \quad (8)$$

Nestas ultimas expressões as densidades espectrais $S(f)$ no numerador à esquerda, são multiplicadas pelas respectivas frequências f , trata-se da convenção empregada na descrição de espectros atmosféricos. As principais vantagens dessa representação são: $f.S(f)$ anula-se nos extremos inferior e superior de frequência, resultando em gráficos com um ou mais máximos, o intervalo de valores de $f.S(f)$ é normalmente menor que o de $S(f)$ em si, os valores de $1/f$ nos máximos nos gráficos de $\log [f.S(f)]$ versus $\log f$ (ou $\log n$) podem ser interpretados como as principais escalas de tempo do escoamento (Panofsky e Dutton, 1984). A representação logarítmica é utilizada para evidenciar as características do subintervalo inercial (considerações análogas são válidas para os coespectros).

Conhecido as informações dos valores dos coespectros de uw e wT no tempo médio e frequência podem-se representar os fluxos de momentum e calor respectivamente (o fluxo é a integral do coespectro de $f=0$ a ∞). Para as densidades coespectrais de uw e wT , (Wyngaard e Coté, 1972 *apud* Kaimal e Finnigan, 1994) propõem subintervalos inerciais decaindo com $f^{-7/3}$, anulando-se mais rapidamente do que as densidades espectrais de u , w e T . As componentes de velocidade são frequentemente consideradas isotrópicas no subintervalo inercial, isto implicaria que u e w não estariam correlacionadas neste subintervalo implicando que o coespectro entre estas variáveis deveria se anular. Na prática, ocorre que a crescente validade da isotropia com o aumento da frequência faz com que o coespectro de uw decaia mais rapidamente do que os espectros de u e w . A lei de potência $-7/3$ para os subintervalos inerciais dos coespectros de uw e wT tem mostrado boa concordância com o experimento do Kansas (Kaimal *et al.*, 1972 *apud* Kaimal e Finnigan, 1994). Assim, pode-se escrever para as densidades coespectrais de uw e wT :

$$-\frac{fC_{uw}(f)}{u_*^2} \propto G(z/L)n^{-4/3}, \quad (9)$$

$$-\frac{fC_{w\theta}(f)}{u_* T_*} \propto H(z/L)n^{-4/3}, \quad (10)$$

Onde $G(Z/L)$ e $H(Z/L)$, são funções do parâmetro de instabilidade (Z/L) determinadas experimentalmente.

2.4 FERRAMENTAS UTILIZADAS NA ANÁLISE ESPECTRAL

2.4.1 Transformada de Fourier

Uma das ferramentas mais conhecidas para a análise de sinais é a Transformada de Fourier (TF), esta tem sido utilizada em inúmeras aplicações em processamento de sinais. Na transformada de Fourier, uma função no domínio do tempo é mapeada em uma função no domínio da frequência onde o seu conteúdo pode ser analisado, esta transposição ocorre porque a transformada de Fourier expande a função original em termos de funções senos e cossenos de duração infinita. Desta forma, pode ser usada em estudos de distribuição de energia na CLS, uma vez que é comum descrever esses campos de energia como uma superposição de movimentos ondulatórios. Formalmente, a Transformada de Fourier $F(w)$ de um sinal contínuo no tempo $f(t)$ é dada pela equação:

$$F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-iwt} dt, \quad (11)$$

Onde $F(w)$ constitui-se numa representação de $f(t)$ no domínio da frequência. A TF translada a função no domínio do tempo para uma função no domínio em frequência, o sinal pode ser analisado pelo conteúdo da frequência já que os coeficientes de Fourier da função transformada representam a contribuição de cada função seno e co-seno a cada frequência, quanto maior for o resultado da integração, maior será a amplitude do componente em frequência correspondente.

A frequência dominante contida no sinal, corresponde àquela que produz o máximo valor da integral, se o valor da integral for nulo para uma determinada frequência, então o sinal em análise não contém tal frequência no seu espectro. Uma transformada inversa de Fourier faria justamente o esperado, ou seja, transforma a informação no domínio em frequência para o domínio temporal, a transformada inversa de Fourier é dada por:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(w) e^{iwt} dw, \quad (12)$$

2.4.2 Transformada em Ondaletas

A Transformada de Ondaleta (TO) foi proposta por Mallat em 1989. Esse conceito de expansão é um tipo de análise de sinais que combina o uso de janelas no tempo com regiões de dimensões variáveis permitindo o uso de grandes intervalos de tempo, onde são necessárias informações mais precisas de baixa frequência e regiões menores no tempo, onde são necessárias informações de alta frequência.

Este método de análise desenvolvido a partir dos anos 80, como uma forma de projetar funções temporais (espaciais). É baseado na teoria de grupos e nas funções quadraticamente integráveis (energia finita), permitindo decompor um sinal dependente do tempo em ambos: tempo e escala. Ou seja, fornece a localização da frequência proporcionalmente ao seu nível e conseqüentemente, a localização no tempo se torna mais precisa para altas frequências. Essa transformada é uma ferramenta que separa os dados em componentes diferenciados na frequência e então estuda cada componente com uma resolução semelhante à sua escala.

A função de ondeletas $\psi(x) \in L^2(\mathfrak{R})$ tem dois parâmetros característicos, chamados escala a e posição b , que variam continuamente.

Um conjunto completo de funções de ondeletas $\psi_{a,b}(x)$ pode ser gerado pela translação e dilatação da função ondeleta $\psi(x)$ (ondeleta mãe) dado por:

$$\psi_{a,b}(x) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{x-b}{a}\right), \quad (13)$$

Onde $a \neq 0 \in \mathfrak{R}^+$ e $b \in \mathfrak{R}$.

Desta forma, a função de ondeleta varia de escala e é deslocada ao longo do sinal analisado gerando coeficientes a e b que podem ser plotados em um gráfico no domínio tempo-escala. Assim, para uma função $f(t) \in L^2(\mathfrak{R})$, a Transformada em Ondeletas referente a ψ defini-se como:

$$W_{\psi}f(a,b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt, \quad (14)$$

Onde $a \neq 0 \in \mathfrak{R}^+$ e $b \in \mathfrak{R}$.

A função temporal $f(t)$ constitui a série de dados a ser analisada, os coeficientes da Transformada em Ondeletas $W_{\psi}f(a,b)$, são obtidos por translações e dilatações da função de ondeleta-mãe. O parâmetro b representa o deslocamento no tempo/espço e a o fator de escala, ($a > 0$ corresponde a dilatação e $a < 0$ para a contração de $\psi(t)$), a multiplicação $1/\sqrt{a}$ é para normalização da energia através das diferentes escalas.

2.5 CAMADA LIMITE MUITO ESTAVEL: A DIFICULDADE DE MEDIDAS COM TECNICA DE CV

As incertezas nas medidas utilizando a CV estão relacionadas principalmente a erros aleatórios devido à coleta de amostras em períodos turbulentos inadequados, turbulência atmosférica relativamente fraca (Lee, 2004). Tendências a erros sistemáticos contínuos nas

medidas com CV também ocorrem, como exemplo pode ser citado a falta do fechamento no balanço de energia. Em muitos casos, a soma do fluxo de calor sensível e calor latente medidos com a técnica CV não mostram fechamento com a medida da energia disponível no sistema (Pinto, 2003). Outra tendência de erro sistemático está associada com a perceptiva (evidente) subestimativa da respiração noturno do ecossistema durante condições de pouco vento. (Goulden, 1996; Grace, 1996; Baldocchi, 2000).

Segundo Baldocchi (2003), os cálculos das médias através de CV, utilizando longas séries de dados, podem reduzir os erros de amostragem aleatórios na determinação do fluxo de CO₂. Entretanto, as falhas na aquisição do conjunto de dados de longo tempo (anos de dados) são praticamente inevitáveis. As lacunas são preenchidas geralmente com valores produzidos dos modelos estatísticos e empíricos, produzindo médias horárias, diárias e anuais. No entanto, as lacunas preenchidas por estes modelos podem ter erros, os quais são minimizados devido ao fato de que os algoritmos serem feitos baseados em um longo conjunto de dados.

Em sítios que possuem vegetação alta, a maioria dos sítios situados na Amazônia, os escalares liberados pela superfície como o CO₂, por exemplo, podem não serem captados pelos sensores do sistema de CV. Pois a estratificação térmica da camada inibe os movimentos verticais, movimentos estes gerados pelo atrito do campo de vento médio com a copa das árvores. Durante o período noturno a copa funciona como uma tampa, inclusive no sentido térmico, pois em geral, do ponto de vista termodinâmico, o escoamento abaixo e acima da copa são desacoplados entre si (Tota *et al.*, 2008).

Os erros de períodos noturnos tendem a produzir redução na medida de respiração do ecossistema, ou seja, subestimar o CO₂ produzido pelo ecossistema (Baldocchi, 2003). Nos períodos noturnos, a precisão nas medidas é dificultada devido à maioria das noites apresentarem movimento turbulento fraco, o que podem ocasionar os erros nas medidas dos fluxos.

Em noites calmas, com pouco movimento turbulento, pode ocorrer o transporte de carbono por mecanismos que não são mensurados corretamente através do sistema de CV. Não há turbulência suficiente para transportar o CO₂ produzido pelo ecossistema até a altura onde está o sistema CV, assim o CO₂ pode ser transportado por advecção; esta pode ser responsável por aproximadamente 70% do déficit no balanço de CO₂ em noites calmas (Tóta *et al.*, 2008).

Considera-se que em noites calmas, a produção de CO₂ devido à respiração das plantas, respiração do solo (raízes e microorganismos) e a produção biológica, não sofrem

influências significativas devido a pouca mistura atmosférica. Por isso, o fluxo de CO₂ medido através do sistema de CV em noites com umidade e temperatura (do ar e do solo) semelhante e diferentes intensidades turbulenta, deveria ser aproximadamente semelhantes. Mas, os fluxos em noites calmas são diferentes, tendem a uma subestimativa da produção de CO₂ pelo ecossistema. Esse problema é conhecido como mistura turbulenta insuficiente para os cálculos utilizando o método de CV.

Na tentativa de minimizar o problema em condições de pouca ou nenhuma mistura atmosférica, alguns critérios para avaliar e substituir os dados de “má qualidade” vem sendo sugeridos (Goulden *et al.*, 1996; Pattey *et al.*, 2002). Goulden *et al.*, (1996) sugerem o critério chamado de correção estrela “ u_* ”, no qual são descartados os dados noturnos em que o valor da escala de velocidade turbulenta u_* é menor do que aquele previamente determinado para uma boa medida usando o CV. Assim, esses dados são substituídos por outros dados de noites mais turbulentas, nas quais as condições de temperatura e umidade do solo são similares.

O uso do filtro u_* ainda não é um consenso na comunidade científica. Na literatura, geralmente recomenda-se que em florestas dados de noites com $u_* < 0,2 \text{ m.s}^{-1}$ (u_* refere-se à velocidade de fricção) sejam substituído por dados de noites com turbulência mais desenvolvida. Miller *et al.*, (2004) calcularam o fluxo de CO₂ utilizando os métodos biométricos e de CV. Utilizando diferentes valores de u_* para correção de dados de noites calmas, verificou que dependendo do valor do filtro u_* utilizado para a substituição de dados, uma área pode passar de sorvedouro a uma pequena fonte de CO₂. No artigo mencionado anteriormente, a TLE calculada pelo CV sem a utilização do filtro u_* encontrada foi de -3,9 (MgC.ha⁻¹.ano⁻¹), ao ser utilizado o filtro $u_* < 0,2 \text{ m.s}^{-1}$, o resultado foi surpreendente; 0,6 (MgC.ha⁻¹.ano⁻¹).

A determinação do filtro u_* deve ser criteriosa, pois dependendo da determinação da velocidade de fricção a serem adotados, os valores para o fluxo de CO₂ podem sofrer mudanças consideráveis. Segundo Miller *et al.*, (2004) as maiores incertezas nas medidas de CO₂ em florestas tropicais utilizando o método de CV é devido à alta taxa de respiração de florestas tropicais. Devido a esse fator, o somatório anual noturno de CO₂ são alto. Assim, aumenta o efeito do filtro u_* diminuindo a confiabilidade nos dados de torre.

O problema do filtro u_* é mais grave em locais extremamente calmos. A perda de fluxo noturno torna-se mais crítico em regiões que se caracterizam por noites predominantemente sem ventos, por exemplo, áreas abertas de pastagem ou lavouras cercadas por região de vegetação alta. Sob o regime de pouco vento, em uma superfície relativamente suave, sem heterogeneidade significativa; à noite, uma inversão térmica se desenvolve junto à

superfície e conseqüentemente há momentos em que a mistura vertical literalmente desaparece, fenômeno conhecido como intermitência.

Sakai *et al.*, (2004) em estudo realizado em uma pastagem na Amazônia, que posteriormente tornou-se um campo agrícola, observaram que durante o período estudado, 2001 a junho de 2002, aproximadamente 2% das horas noturnas possuem $u_* > 0,2\text{m.s}^{-1}$, o que torna não aplicável o filtro sugerido por (Goulden *et al.*, 1996) de $u_* > 0,2\text{m.s}^{-1}$. A curva da produtividade primária líquida (PPL) do ecossistema (fluxo + armazenamento) & u_* , utilizada para determinar a magnitude do filtro u_* , no qual abaixo deste o método de covariância não pode ser usado para estimar adequadamente os fluxos turbulentos, indicou um $u_* > 0,08\text{m.s}^{-1}$. Porém, mesmo com um u_* relativamente menor, a correção não pôde ser feita, pois apenas 18% dos dados noturnos apresentaram $u_* > 0,08\text{m.s}^{-1}$.

Recentemente, mostrou-se que, se as escalas da transferência turbulenta forem corretamente decompostas, os fluxos turbulentos podem ser corretamente determinados, mesmo para condições muito estáveis (Vickers e Mahrt, 2004; Mahrt e Vickers 2005). Esta técnica é conhecida como “multirresolução” ou análise em multirresolução.

2.6 TÉCNICA DE MULTIRRESOLUÇÃO

Na utilização do método de CV é necessário que se defina uma escala de tempo na qual possa ser calculada as médias. Nesses fluxos calculados estarão diferentes escalas dos movimentos, partindo das menores escalas que possam ser captadas pelo equipamento, até a escala onde se calcula as médias. A atmosfera apresenta movimentos em várias escalas temporais, logo a escolha do intervalo de tempo utilizado para o cálculo das médias terá influencia no resultado, uma vez que as escalas maiores geralmente não são contabilizadas

Desta forma a escolha da escala de tempo deve levar em conta o objetivo do estudo. No estudo onde envolve relações de similaridade, onde há relações do cisalhamento médio local do vento e estratificação térmica, as escalas turbulentas são utilizadas e o transporte por mesoescala devem se excluídos dos cálculos. No entanto, no balanço de energia na superfície devem ser considerado todas as escala, micro e mesoescalas.

A decomposição em multiresolução (DMR) pode ser usada para examinar a dependência da escala dos fluxos. A técnica consiste em decompor a série turbulenta em várias escalas temporais. Assim calcular a média da série temporal usando diferentes comprimentos médios equivale a interpreta os dados em diferentes resoluções

Uma série original de comprimento L decompõe os fluxos em escalas de tempo subsequentes que correspondem a $L/2^{i-1}$, onde i varia de um para a série original, até o

máximo número de divisões possíveis da série original em duas partes. É uma técnica baseada na transformada de Haar, há algumas vantagens em suas aplicações no estudo dos espectros turbulentos, que são discutidos mais detalhadamente por (Howell e Mahrt, 1996).

Segundo Howell e Mahrt, (1996) a DMR é uma forma semelhante a transformada de Fourier, mas que apresenta algumas vantagens, em resumo pode-se destacar as seguintes:

- A DMR decompõe localmente o sinal onde a escala do pico coespectral indica que a escala temporal onde ocorre a maior parte das flutuações turbulentas, já na decomposição via transformada de Fourier o pico indica uma periodicidade do evento na referida escala. Assim, a DMR se sobressai à Fourier na visualização da dependência das escalas, não apresentando ambiguidade na interpretação dos picos.
- Os módulos da DMR correspondem a uma média móvel não ponderada, assim satisfazendo as regras de Reynolds. Dessa forma, a soma dos coespectros da DMR até uma certa escala de tempo é igual o valor da covariância na referida escala. Em se tratando da transformada de Fourier isso não ocorre, ao truncar o coespectro de Fourier realiza-se uma média ponderada, e os termos como $\overline{w'\rho}$ não são necessariamente iguais a zero, embora sejam muitos pequenos.
- O algoritmo numérico para implementar a DMR é menor que a da transformada de Fourier. Em uma série de dados com $N = 2^M$ pontos, a DMR baseia-se na transformada Rápida de Haar, a qual requer N operações matemáticas. Entretanto a transformada rápida de Fourier requer um número maior de $N \log(N)$
- A resolução espacial da DMR é fina para pequenos comprimentos médios enquanto a decomposição de Fourier é global. Fornecendo um coeficiente para cada número de onda. A natureza local da DMR permite que a variância da amostra associada com o valor do coespectro a ser calculado para cada comprimento de uma média, fornece estimativa do erro de amostragem aleatório.

Existem vários algoritmos para executar a DMR, baseados em diferentes funções, nós utilizamos o proposto por (Vickers e Mahrt, 2003). Seja uma série temporal de flutuações, com média igual a zero, de um observável f consistindo de 2^M pontos, o algoritmo segue a seguinte sequência:

- A série original é dividida em duas e calcula as médias para cada metade, ou seja, uma série de comprimento L decompõe os fluxos em escalas de tempo subsequentes que

correspondem a $L/2^{i-1}$. Onde, nos passos subsequentes, i pode variar conforme o comprimento da série desejado. Deste processo resulta um vetor \vec{f}_M com dois componentes.

- Tira-se a média das metades correspondentes das séries originais.
- Dividem-se as duas séries resultantes em $4 = 2^2$ subséries de comprimento médio 2^{M-2} para obter um vetor \vec{f}_{M-1} com quatro componentes.
- Subtraem-se as médias das quatro partes correspondentes da série original.
- Continua mudando os valores de i .

No passo m do processo, as séries obtidas dos passos anteriores são divididas em 2^m subséries de 2^{M-m} pontos e adota a média de cada subsérie. A partir daí é formado um vetor \vec{f}_{M-m+1} de 2^m componentes. Esta média é então subtraída das partes correspondentes da série original. Este processo continua até o passo M desejado, onde a subsérie resultante será de apenas um ponto.

O espectro da DMR de $\hat{f}(j)$ da variável f é então calculado usando a expressão,

$$\hat{f}(j) = \frac{\vec{f}_j \cdot \vec{f}_j}{2^{M-j+1}} \quad (15)$$

onde (\cdot) significa o clássico produto escalar de dois vetorial. Dado outro observável g , cospectro e gerado de maneira semelhante,

$$\hat{f}_g(j) = \frac{\vec{f}_j \cdot \vec{g}_j}{2^{M-j+1}} \quad (16)$$

Segundo Campos (2008) ao decompor uma série via DMR, o cospectro gerado por ela é de fácil interpretação. Ou seja, a Equação 16 da a contribuição dos movimentos turbulentos para o transporte total entre as escalas $2^{j-1} \Delta t$ até $2^j \Delta t$. A covariância total das flutuações é então obtida pela simples soma:

$$\mathfrak{S}_g[\tau_j] = \sum_1^j \hat{f}_g(k) \quad (17)$$

onde τ_j é uma escala de tempo média que certamente representa a escala de turbulência mais genuína.

3 MATERIAIS E MÉTODO

3.1 ÁREA DE ESTUDO E COLETA DE DADOS

A área de estudo está localizada na Floresta Nacional do Tapajós (FNT; 03°, 01'030" Sul; 54°, 81'99" Norte), no estado do Pará (Figura 3), uma Unidade de Conservação com 6×10^5 ha de área de floresta tropical úmida, com dossel da vegetação de altura média de 40 m, a aproximadamente 70 km ao sul da cidade de Santarém. A plataforma instrumental foi instalada em junho de 2000, aproximadamente 2 km a oeste da entrada do km 83 da Rodovia Cuiabá-Santarém, e 14 km a leste da margem oriental do Rio Tapajós.

A instrumentação foi fixada em uma torre de 67 m de altura (tipo Rohn 55G – IL com base triangular, 46 cm de secção transversal – (Figura 3.2). Predominam na região, a topografia suave e os Latossolos amarelos argilosos.



Figura 3-Localização do sítio de pesquisa (cortesia do Dr. Rodrigo da Silva)

Os dados de alta frequência foram medidos por sensores de resposta rápida fixados a 64m, um anemômetro sônico (CSAT 3D - Campbell Scientific Inc.) que mede a velocidade do vento nas três direções e temperatura, um analisador de gás por infravermelho (IRGA) por caminho aberto (LiCor LI7500). Para medir as concentrações de vapor d'água e CO₂, também fixado a 64m, ambos com uma taxa de amostragem de 10Hz. E, para o armazenamento dos

dados coletados, um coletor (“data-loggers” Campbell Scientific CR5000) que são amostrados e instantaneamente armazenados nos data-loggers e em cartões de memórias. São armazenados na forma binária, em tabelas. Periodicamente são feitas visitas ao sítio para verificação rotineira e coleta de dados, que são copiados e armazenados em mídias, no laboratório de processamento e análise de dados ambientais (LabPADA) Santarém, PA.

Os dados estudados compreendem os anos 2008, 2009 e 2010, sendo analisados 467 dias seguindo a ordem descrita na tabela 1, durante todo o período analisado não retiramos os dias com chuvas.

Tabela 1 – números de dias analisados.

Meses	jan	fev	mar	abr	Mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
Dias 2008	--	-	-	-	-	-	16	-	-	6	21	26
Dias 2009	30	20	29	19	23	24	23	29	17	21	22	22
Dias 2010	30	24	1	20	-	22	-	1	21	-	-	-

3.2 ANÁLISE DE DADOS

A atmosfera contém movimentos em várias escalas temporais, por esse motivo a escolha da escala tempo utilizada no método de CV para calcular as médias terá influência evidente no cálculo dos fluxos. No método de CV, as estimativas dos fluxos são comumente, realizadas utilizando janelas temporais com intervalos de tempo fixos, o mais empregado é de 30 minutos.

Quando se utiliza esta janela de tempo, podem-se incluir nos fluxos turbulentos transportes devido a baixas frequências, principalmente durante a noite, quando a intensidade turbulenta geralmente diminui. Este transporte é em geral conhecido como fluxos de mesoescala. Suas estimativas são mais imprecisas, podendo assim aumentar o erro devido, principalmente, a não estacionalidade do sinal turbulento na referida escala.

Os fluxos provenientes de transporte, resultantes do movimentos de escalas de tempo maiores, são frequentemente excluídos devido à escolha das escalas temporais utilizada para o cálculo das flutuações. Assim o movimento de mesoescala pode levar a perdas nos fluxos geradas por flutuação na concentração dos escalares. Há indícios de que as escalas temporais

baseadas em coespectros mais precisamente na falha espectral pode melhorar a estimativa dos fluxos.

Campos (2008) ao estudar uma área de floresta na reserva florestal de Cuieiras, próximo a Manaus, propõem que a falha coespectral representa o limiar abaixo do qual podemos interpretar corretamente os fluxos através da CV, de acordo com a teoria de similaridade. Desta forma, os fluxos de calor sensível, calor latente e CO₂ serão analisados em função das escalas temporais de seus coespectros, determinado pela decomposição em multirresolução.

O método referido decompõe os sinais da turbulência em suas diversas escalas de tempo, onde para cada modo de decomposição corresponde a uma média móvel não ponderada, melhorando assim a visualização da dependência dos fluxos em relação a cada escala e satisfazendo as regras de Reynolds. O pico do coespectro obtido pela DMR representa que a maior parte das flutuações ocorre naquela escala temporal, e a soma dos modos dos coespectros até uma determinada escala de tempo é igual a covariância calculada nessa escala de tempo.

A separação do transporte de escalas maiores, mesoescala e o transporte turbulento são caracterizados por uma falha coespectral (Vickers e Mahrt, 2003). Assim, é possível determinar a correta escala de tempo em que ocorrem as trocas turbulentas, separar os transportes devido a baixas frequências para que não tenha contaminação no cálculo dos fluxos turbulentos por transporte de mesoescala.

As séries analisadas são do período noturno compreendendo o intervalo de 20:00 as 05:00 horas do dia seguinte (hora local). Primeiramente foi feita uma análise de todo o período, posteriormente procurou-se verificar a influência da sazonalidade, para a análise sazonal foram selecionados os dados dos meses de março, abril e maio para a estação chuvosa e os meses de setembro, outubro e novembro para a estação seca.

Os cálculos de espectros e coespectros pela decomposição em multirresolução foram feitos em código de linguagem FORTRAN. As séries são de 2¹⁶ pontos, o que representa séries em torno de 1 hora e 50 minutos aproximadamente, que são transladadas 5 minutos após cada decomposição, computando um total de 36 séries por noite. Desta maneira aumenta-se a chance de que eventos intermitentes específicos sejam devidamente capturados em uma determinada série temporal.

A falha coespectral foi examinada pelo estudo do coespectro de MR de calor sensível, calor latente e CO₂, em séries de 10 horas no período noturno. Escolhemos esse período relativamente longo de tempo para reduzir os erros de amostragem aleatória. Entretanto,

períodos mais curtos reduzir a influência de estacionariedade (Vickers e Mahrt, 2003). A região de falha é claramente evidente no cospectro MR, os fluxos dos escalares em escalas maiores que a escala de falha são irregulares, podendo mudar de sinal.

Um algoritmo automatizado foi desenvolvido com o objetivo de encontrar a escala de tempo, a falha coespectral. O algoritmo analisa o cospectro de MR, inicia com a menor escala média de tempo e progride para intervalos mais longos, produz uma curva com 16 pontos. O primeiro pico no cospectro é identificado por uma redução em sua magnitude, no decorrer de uma escala crescente de tempo, e está associada com o transporte turbulento, a diferença entre a turbulência e os movimentos de mesoescala é identificada quando após o pico o cospectro aumenta ou muda de sinal. É nesta última que buscamos a identificação. Na tentativa de melhor representação da curva dos coespectros, foi feito uma suavização, os 16 pontos da foram interpolado com 100 pontos, recurso do software utilizado.

4 RESULTADOS E DISCUÇÕES

4.1 FALHA COESPECTRAL

Do conjunto de dados analisados em poucas noites a região de falha não foi evidente. A quantidade de noites foram 2, 8 e 4 nos coespectros de calor sensível, calor latente e CO_2 respectivamente. Assim o algoritmo não identificou a separação entre os fluxos turbulentos e os fluxos de mesoescala figura 4. Os dezesseis pontos interligados que formam a curva são as médias dos coespectros resultante da DMR para cada escala, de um total de 36 decomposições para cada noite, e linha contínua é a curva de um polinômio que interpola os 16 pontos dos coespectros a uma curva contendo 100 pontos, é uma suavização.

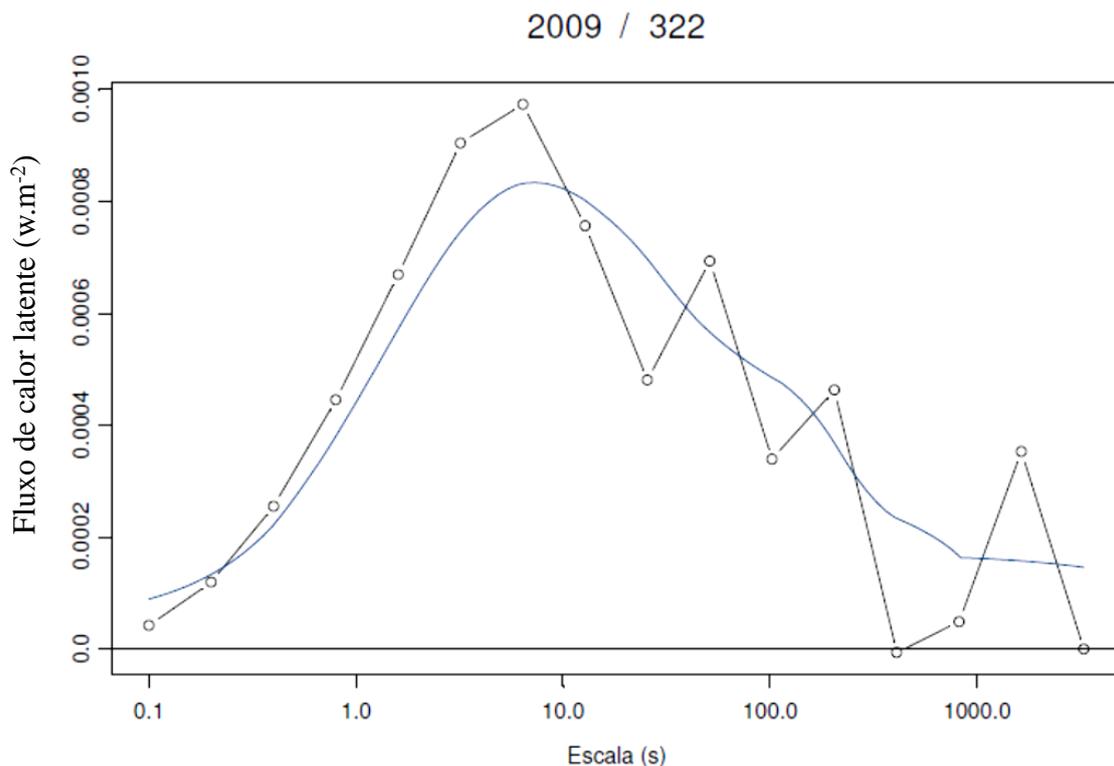


Figura 4- fluxo de umidade não exibe uma falha coespectral.

Determinação da falha foi evidente para o fluxo de calor sensível. A figura 5 mostra a o comportamento dos coespectros dos fluxos de calor sensível para uma noite, a linha na vertical delimita o ponto de falha. No caso desta série, a separação entre os movimentos turbulentos e de mesoescala foi identificada pela mudança de sinal do fluxo. Nesta série os fluxos turbulentos estão próximo a 100 segundos.

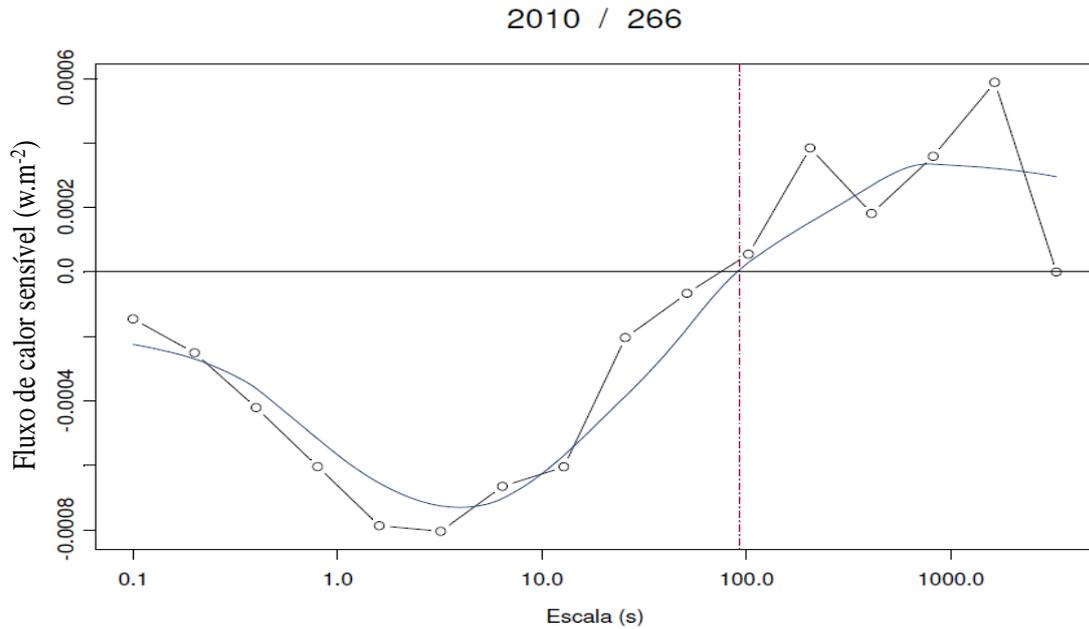


Figura 5- o fluxo muda de sinal.

Para os fluxos de umidade e CO_2 , a determinação da falha também foi bem identificada pelo algoritmo figura 6. A falha para o fluxo de CO_2 é identificada por um aumento no fluxo após a região pico figura 6-a. No fluxo de umidade, a separação entre transporte turbulento e de mesoescala foi caracterizado pela mudança de sinal no fluxo. Em ambos os casos a suavização mostrou-se adequada em concordância com os 16 pontos do coespectros, sendo assim uma boa alternativa para séries onde os coespectros estejam mais desordenados.

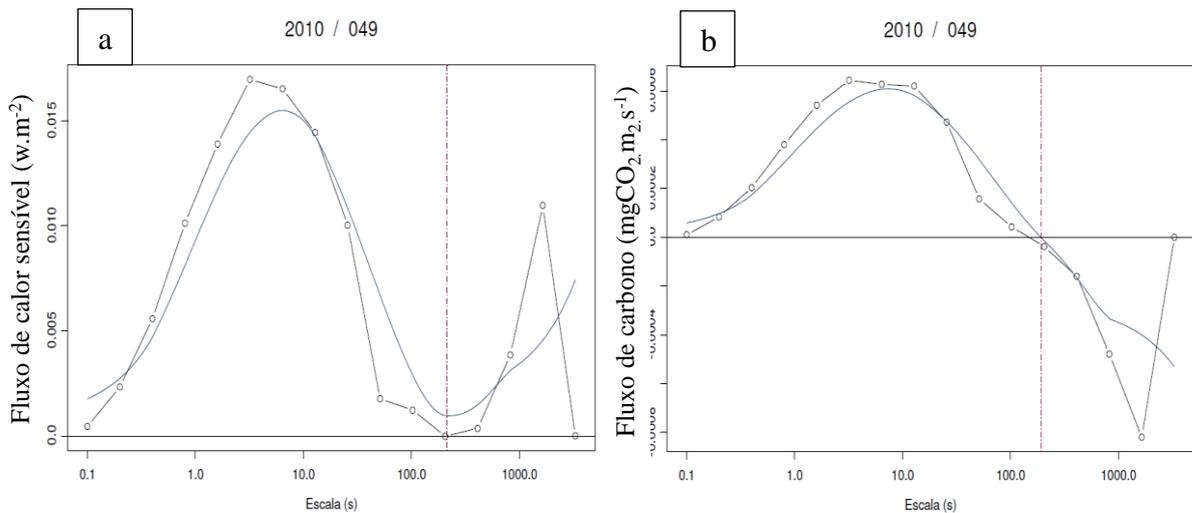


Figura 6- representação dos coespectros dos fluxos de CO_2 (a) e de umidade (b)

Nas figuras 6-a e 6-b pode-se observar que a escala onde ocorre a falha dos coespectros há uma concordância tanta com a curva gerada devido aos coespectros com a suavização. Para as escalas menores que 500 segundos o polinômio usado na suavização foi eficaz. No coespectros de calor sensível e CO_2 é visível a separação entre transporte turbulento e de mesoescala.

Por outro lado, um problema associado com a transformação ortogonal Haar é que a resolução diminui em escalas maiores. De facto, o coespectro é melhor analisado em pequenas escalas de tempo, em nossa análise, a escala de tempo esta distribuída em logaritma. O que deixa a análise menos precisa para escalas maiores.

Na figura 7 a determinação a falha no coespectro do fluxo de CO_2 é identificado com pouca precisão. Desta forma, após a análise de cada gráfico, das 467 noites, optamos por não contabilizar escala que apresentassem esse comportamento. Pois foram poucas as ocorrências, 12, 16 e 19 casos nos coespectros de calor sensível, umidade e CO_2 respectivamente.

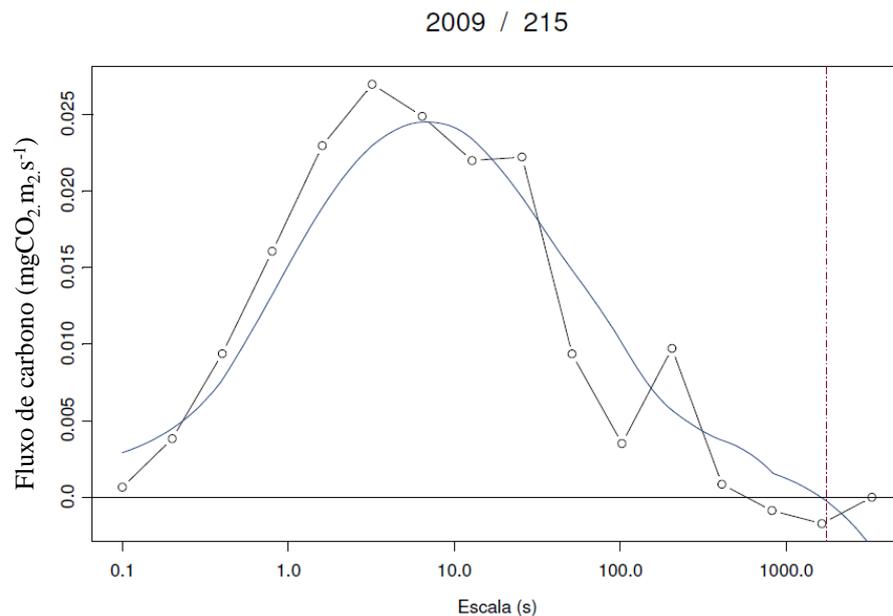


Figura 7– representação coespectro do fluxo de CO_2

O maior descarte de dados, nas noites analisadas, ocorreu no coespectro de umidade ao passarmos o filtro excluindo falhas coespectrais com os tempos menores que 5 segundos, sugerido por Vickers e Mahrt, (2006). Com este filtro 47 noites tiveram que ser descartada, entretanto as perdas nos coespectros de calor sensível e CO_2 não foram significativas, 9 e 8 noites respectivamente.

Mesmo ocorrendo esses três casos onde excluímos as séries de nossa análise a técnica foi bastante eficaz na determinação da escala dos movimentos turbulentos. Do conjunto de dados utilizados apenas 5%, 16% e 6% das noites foram descartadas de nossa análise.

4.2 DETERMINAÇÃO DA ESCALA DE TEMPO

Do conjunto de dados analisados foi identificada uma variedade de escalas turbulentas, a determinação da escala de tempo para o coespectros de calor sensível (figura -8 no auto a esquerda) coespectros de calor latente (figura-8 no auto a direita) coespectros de CO₂ (figura-8 a baixo) a figura é um histograma da distribuição das escalas de transferência turbulenta, o eixo vertical representa a quantidade de eventos e o eixo horizontal a escala de tempo. Observa-se que houve uma distribuição ampla das escalas dos escalares analisados. No coespectros de calor sensível poucos eventos são registrada abaixo de uma escala de 50 segundos, a maior quantidade de eventos está em entre 250 e 350 segundos. A distribuição das escalas das falhas dos coespectros de calor latente e de CO₂ são semelhantes, vários eventos acontecendo na escala menor que 50 segundos. Entretanto há uma concentração de eventos que ocorrem entre 250 e 350 segundos, a escala de cada escalar é apresentada na (tabela 2).

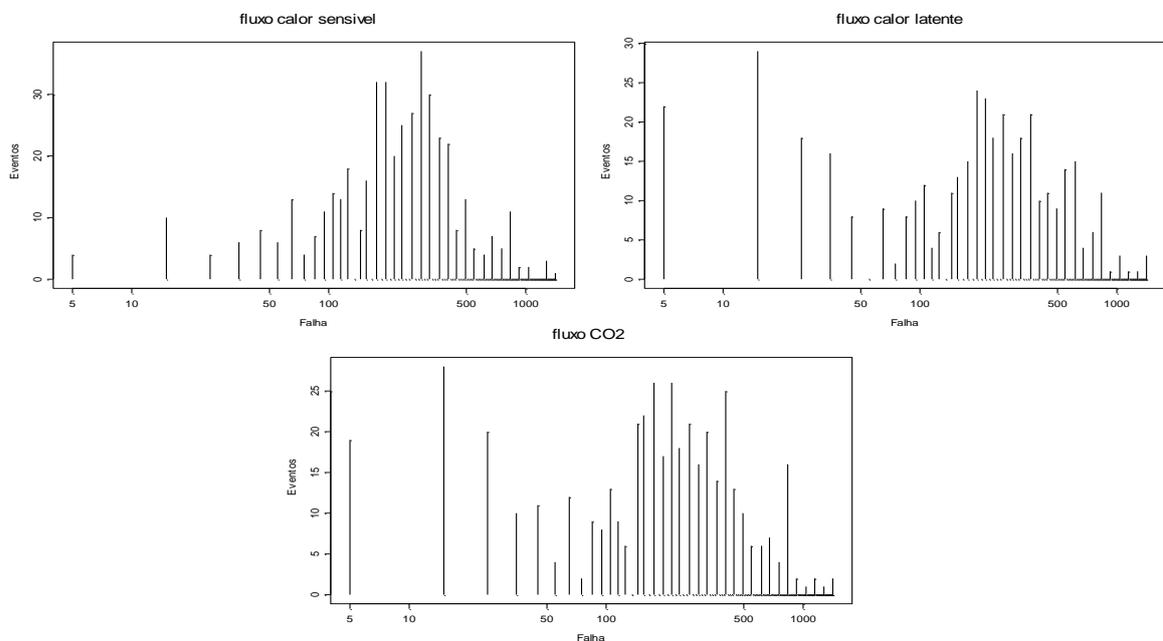


Figura 8- distribuição anual da frequência da falha coespectral para os fluxos de calor sensível, calor latente e CO₂

Estes resultados são maiores do que 76, 125 e 99 segundos para calor sensível, calor latente e CO₂ respectivamente, encontrados por Campus, (2008), em área de floresta próximo a Manaus, Porém, os valores estipulados por (Voronovich e Keily, 2007) variam entre 400-500 segundos para os coespectros CO₂. Este fato evidencia a variabilidade nas escalas entre os sítios.

4.3 ANÁLISE DA SAZONALIDADE.

Na tentativa de compreender melhor a escala da falha coespectral, mas precisamente a variabilidade do comprimento ao longo do período analisado, foi feita uma análise buscando verificar qual o efeito da sazonalidade sobre a escala de tempo dos fluxos superficiais turbulentos. O procedimento foi semelhante ao descrito para a determinação da escala para conjunto de dados completo, exceto que para a análise sazonal o conjunto de dados serem divididos entre período chuvoso (meses de março, abril e maio) e período seco (setembro outubro e novembro).

Na estação úmida as escalas apresentaram grande dispersão no coespectros de calor sensível (figura -9 no auto a esquerda) coespectros de calor latente (figura-9 no auto a direita) coespectros de CO₂ (figura-9 a baixo), a distribuição das escalas dos transportes turbulentos de CO₂ e calor latente são semelhantes. As escalas tiveram uma distribuição irregular, aproximadamente 20 eventos ocorreram em escalas menores que 50 segundos, com uma concentração maior de eventos em torno de 200 segundo.

A escala do transporte superficial turbulento para o calor sensível foi mais uniforme. Poucos eventos ocorreram abaixo de 50 segundos, com uma concentração de eventos em torno de 300 segundos. Na estação chuvosa a maior escala de tempo associada a falha no coespectro se refere ao calor sensível.

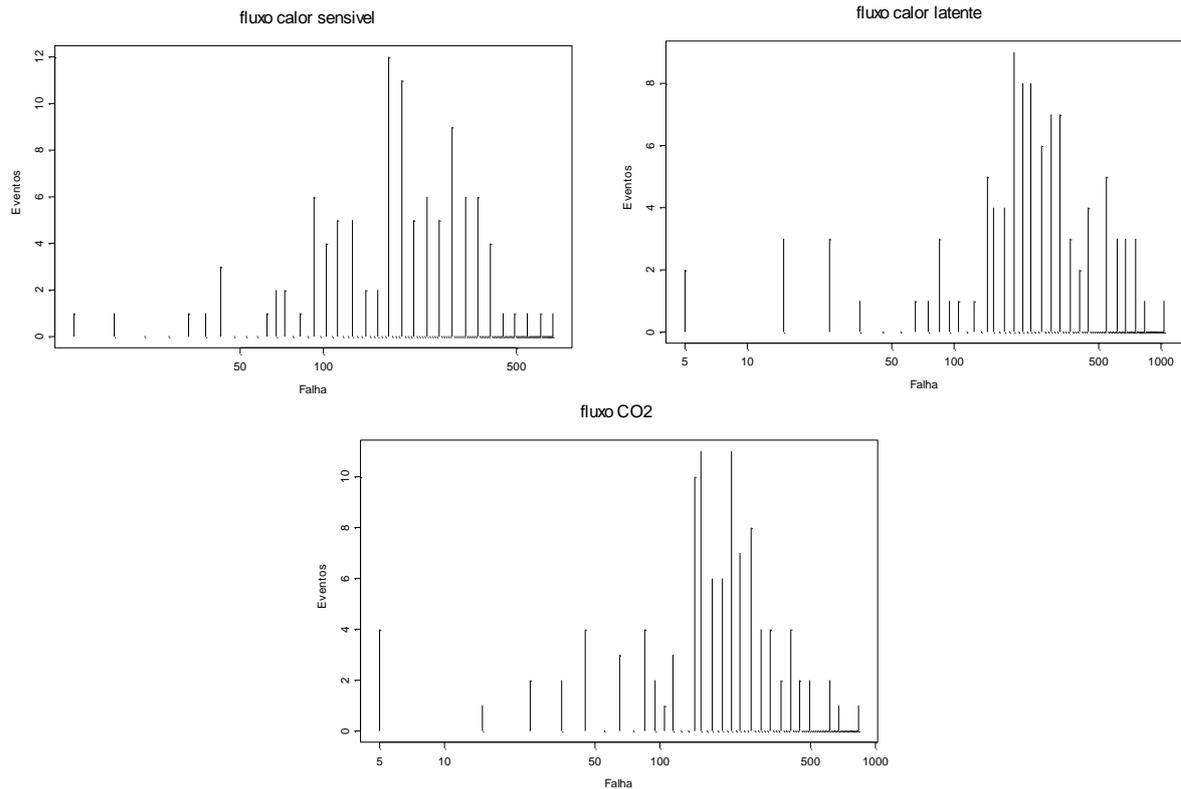


Figura 9- distribuição da falha espectral para a estação chuvosa para os fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 .

Na estação chuvosa a escala de tempo referente a falha no coespectro de calor sensível foi maior do que as escalas dos coespectros de calor latente e de CO_2 . Este comportamento não está de acordo com os resultados de Campos, (2008), onde a maior escala refere-se ao coespectro de calor latente, 133 segundos.

Na estação seca, as falhas coespectrais apresentaram uma distribuição mais concentradas, coespectros de calor sensível (figura -9 no auto a esquerda), coespectros de calor latente (figura-9 no auto a direita) e coespectros de CO_2 (figura-9 a baixo), nesta estação a distribuição das escalas dos movimentos turbulentos apresentam poucos eventos ocorrendo em escalas menores que 100 segundos. A distribuição de escalas do coespectros de calor sensível se assemelha a distribuição do da escala do coespectros de CO_2 , Ambos concentram a maior parte dos eventos em torno de 200 segundos. A escala da falha coespectral para o coespectro de calor latente está em uma escala um pouco maior, em torno de 250 segundos.

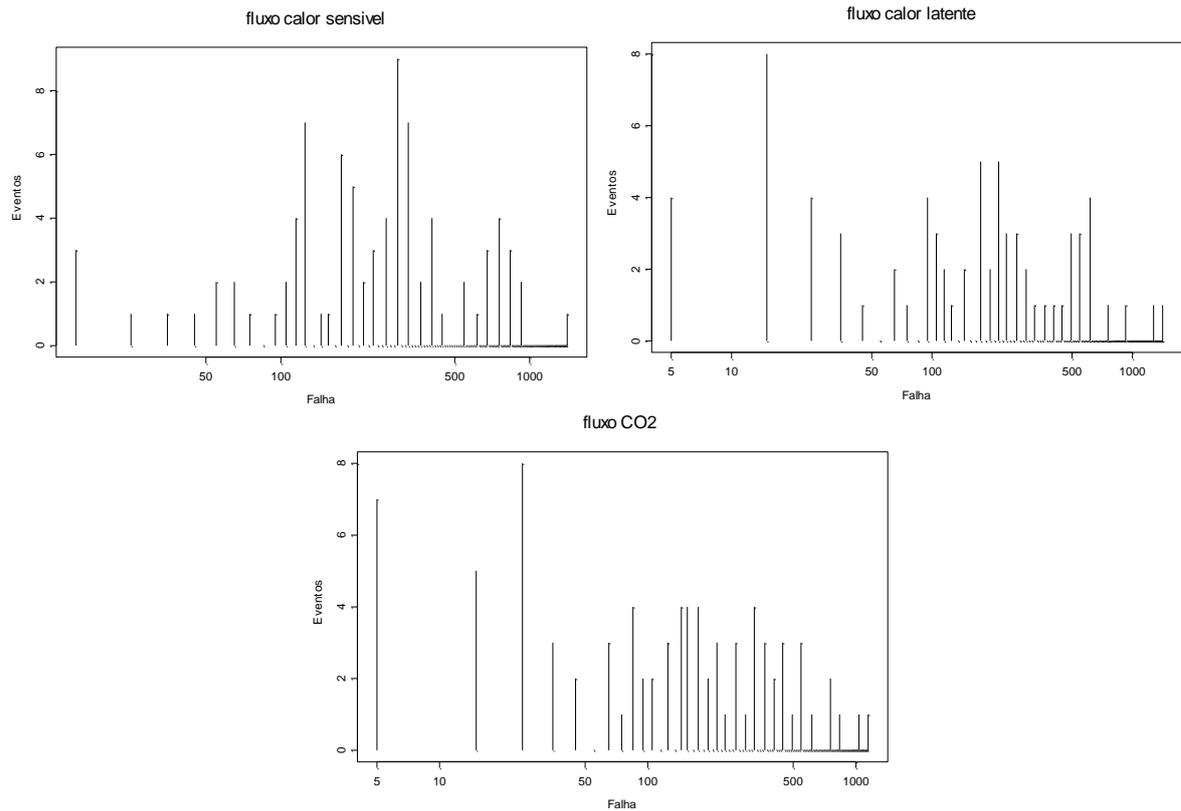


Figura 10- distribuição da falha espectral para a estação chuvosa para os fluxos de calor sensível, calor latente e CO₂.

Foram evidentes os efeitos da sazonalidade na escala de tempo dos escalares. No período chuvoso, as escalas de tempo do fluxo de calor latente é aproximadamente 29% maior do que no período seco, este valor é menor do que a diferença encontrada por Campos, (2008) e por Oliveira, (2011) cerca de 50% entre os períodos. Para a umidade, houve uma inversão no comprimento da escala, no período seco as escalas do fluxo de calor latente foram maiores em cerca de 23% as escalas do período chuvoso. Discordando dos resultados de Campos, (2008) que não mostrou diferença significativa para este escalar. Para escala de falha no CO₂ o efeito da sazonalidade foi bem mais modesto, sendo que no período seco a escala foi 8% maior do que no período chuvoso.

Tabela 2 - Escalas de tempo médio dos eventos turbulentos.

Período	Escalas de tempo turbulência (segundos)		
	Calor sensível	Calor latente	CO ₂
Anual	269	260	259
Chuvoso	298	218	196
Seco	212	283	212

Dos escalares analisados o fluxo de calor sensível foi o que teve um comportamento mais regular. Porém estes ainda apresenta grande variabilidade, com a grande maioria das escalas variando entre 150 e 400 segundos, esta variação não está de acordo com a variação de 400 a 500 segundos encontrada por (Voronovich e Keily, 2007). De fato, os coespectros dos fluxos de escalares através da decomposição em multirresolução exibem uma falha coespectral que separa os transportes a turbulentos dos transportes devido a movimentos de mesoescala.

5 CONCLUSÃO

Um grande conjunto de dados de torre foi utilizado para identificar a escala de tempo que separa os movimentos turbulentos dos movimentos de mesoescala no período noturno. Esta análise foi feita através da falha coespectral dos fluxos de calor sensível, calor latente e CO_2 , região onde o coespectro decai praticamente a zero após um pico associado ao movimento turbulento. Os coespectros foram obtidos por um algoritmo que decompõe em multirresolução baseado na transformada de Haar descrita por (Mallat, 1989) e utilizada por vários pesquisadores entre eles (Vickers e Mahrt, 2004; Acevedo *et al.*, 2007). A escala de tempo foi encontrada com a ajuda de uma linha de suavização polinomial, pois a curva coespectral tem uma tendência a ser altamente irregular, com vários locais de extremos o que pode induzir o algoritmo a erros.

A análise em multirresolução utilizando o algoritmo proposto por (Vickers e Mahrt, 2003), aplicada aos dados do sítio km83, mostrou-se eficaz na identificação das falhas coespectrais que separam a escala turbulenta da contribuição de meso.

Pela análise foi possível determinar para o conjunto completo de dados que a escala de turbulenta é: 269, 260 e 259 segundos, para os coespectros de calor sensível, calor latente e CO_2 respectivamente.

No período seco as escalas para o Calor e CO_2 tendem para um valor de 200 segundos; porém a escala para a umidade tende para 280 segundos.

No período chuvoso as escalas de Umidade e CO_2 tendem para um valor de 200 segundos; porém a escala de Calor tende para 300 segundos.

De forma geral, os eventos turbulentos noturnos encontram-se bem abaixo da escala de 30 minutos (da ordem de 5 minutos) comumente usada no método de CV para estimativa dos fluxos superficiais turbulentos noturnos. Sendo assim, sugere-se a revisão dessa escala para as estimativas dos fluxos no sítio km83 da Floresta Nacional do Tapajós.

6 BIBLIOGRAFIA

AGUIAR, R. G.; et al. **Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.3b , p. 248-257, 2006.

ACEVEDO, O. et al. **Inferring nocturnal surface fluxes from vertical profiles of scalars in an Amazon pasture,** *Global Change Biology*, v.10, p.886-894. 2004,

ACEVEDO, O. et al. **Turbulent carbon exchange in very stable conditions.** *Boundary-Layer Meteorology*, v. 125, p.49-61, 2007.

ACEVEDO, O. et al. **Is friction the most appropriate scale for correcting nocturnal carbon dioxide fluxes?.** *Agricultural and Forest Meteorology*. v. 149, p.1-10, 2009.

BALDOCCHI, D. et al. **On measuring net ecosystem carbon exchange over tall vegetation on complex terrain.** *Boundary Layer Meteorol*, v. 96, p.257–291, 2000.

BALDOCCHI, 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.

CAMPOS, J. G. **Escala temporal da turbulência para escoamento noturno acima da copa de uma floresta tropical úmida na Amazônia.** 2008. 61p. Dissertação de Mestrado, em Física) - Pós-Graduação em Física, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria,2008

DA ROCHA, H. R. et al. **Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil.** *Journal of Geophysical Research*, v. 114, n.D20, p. 1-8, 2009.

GOULDEN, M. L. et al. **Measurements of carbon storage by long term eddy correlation: Methods and a critical evaluation of accuracy.** *Global Change Biology*, v. 2, n.3 , p. 169-182, 1996.

GRACE, J. et al. **The use of eddy covariance to infer the net carbon dioxide uptake of Brazilian rain forest.** *Global Change Biology*, v. 2, n. 3, p.209-217, 1996.

GRECO, S.; BALDOCCHI, D. D. **Seasonal variations of CO₂ and water vapour exchange rates over a temperate deciduous forest.** *Global Change Biology*, v. 2, n.3, p. 183–197, 1996.

HOWELL, J, F.; MAHRT,L. **multiresolution flux decomposition,** *boundary-Layer meteorology*, v. 83, p 117-137, 1996.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement.** [S.l.]: *Oxford University Press*, 1994. 289 p.

KELLER, M; VARNER, R; DIAS, R, D.; SILVA, H.; CRILL, P, ; Jr. OLIVEIRA. R, C.;ASNER, G.; P. **Soil-Atmosphere exchange of nitrous oxide, nitric oxide, methane, and carbon dioxide in logged and undisturbed forest in the Tapajos national forest, Brazil.** *Earth interactions*. V. 9 n. 23. p.1-28, 2005.

LAW B.E. et al. **Spatial e temporal variation in respiration in a young ponderosa pine fosres during a summer drought.** *Agricultural and forest meteorology*, v.110, n.1, p.27-43, 2001.

LENSCHOW, D.H.; MANN, J.; KRISTENSEN, L. **How long is long enough when measuring fluxes and other turbulence statistics?.** *Oceanic Technol.* V. 11,n.3, p.661-673, 1994.

LEE, X. et al. **Handbook of Micrometeorology: Coordinate systems and flux bias error.** *Dordrecht, NL: Kluwer Academic Press*, 250p, 2004.

LUMLEY, J.; PANOFSKY, H. **The Structure of Atmospheric Turbulence.** [S.l.]: *Wiley Interscience*, 1964. 239 p.

MAHRT, L.; VICKERS, D. **Extremely weak mixing in stable conditions.** *Boundary Layer Meteorology*, v.119, n.1, p.19-39, 2005.

MAHRT, L. **Eddy Asymmetry in the Sheared Heated Boundary Layer,** *J. Atmos. Sci.* v. 48, n.6, p. 472-492, 1991.

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

MALHI, Y.; ROBERTS, J. T. R.; BETTS, R. A.; KILLEEN, T. J.; LI, W.; NOBRE, C. A. **Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon.** *Science* 319, 169–172, 2008.

MASSMAN, W.J.; LEE, X. **Eddy covariance flux corrections and uncertainties in longterm studies of carbon and energy exchanges.** *Agricultural and Forest Meteorology*, v.113, n.1-4, p.121-144, 2002.

MCMILLEN, R. **An eddy correlation technique with extended applicability to nonsimple terrain.** *Boundary Layer Meteorology*, v. 43, n.3, p.231-245, 1988.

MILLER, S.D; et al. **Biometric and micrometeorological measurements of tropical Forest carbon balance.** *Ecological Applications*, v.14, n.4, p.S114-S126, 2004.

OLIVEIRA, P. E.S.; **Trocas turbulentas de escalares acima e no interior de uma floresta de Araucária no sul do Brasil.** 2011. 82p. Dissertação de Mestrado, em Física) - Pós-Graduação em Física, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria,2011

PANOFSKY, H. A.; DUTTON, J. A. **Atmospheric Turbulence.** [S.l.]: Wiley-Interscience, 1984. 239 p.

PATTEY, E. et al. **Measuring nighttime CO₂ flux over terrestrial ecosystems using eddy covariance and nocturnal boundary layer methods.** *Agricultural and Forest Meteorology*, v.113, n.1-4, p.145-158, 2002.

RASERA, M. F. F. L. **O papel das emissões de CO₂ para a atmosfera, em rios da bacia do Ji Paraná (RO), no ciclo regional do carbono,** 2005, 69p. Dissertação de Mestrado em química na agricultura e no ambiente - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.

RICHARDSON, A. et al. **Statistical properties of random CO₂ flux measurement uncertainty inferred from model residuals.** *Agric. Forest Meteor.* v. 148, n.1, p.38-50, 2008.

SAKAI, R. K.; et al. **Estimation of nighttime surface fluxes from vertical profiles of scalars at an Amazon pasture site.** *Global Change Biology*, v.10, n.5, p.886-894, 2004.

SILVA DIAS, M. A. F. et al. **Cloud and rain processes in biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region**". *Journal of Geophysical Research*, v.107, n. D20, p.1-18, 2002.

SILVA, R. **Característica Espectrais e Similaridade da Camada Limite Superficial Sobre Terreno Complexo**. 2000. 180 p. Dissertação de Mestrado, em Física) - Pós-Graduação em Física, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2000.

STULL, R. B. **Na introduction to Boundary Layer Meteorology**. *Kluwer Academic Press, Dordrecht, the Netherlands*, p.670, 1988

TÓTA, J. et al. **Amazon Rain Forest Subcanopy Flow and the Carbon Budget: Santarém LBA-ECO**. *Journal of Geophysical Research*, v. 113, n. G00B02, P. 1-15, 2008.

VALENTINI, C.M.A. **Fluxo de CO₂ do Solo de uma área de Floresta de Transição no Noroeste de Mato Grosso**. *Cerne*, v.14, n.1, p. 9-16, 2008

VAN GORSEL, E. et al. **Nocturnal carbon efflux: reconciliation of eddy covariance and chamber measurements using an alternative to the u_* threshold filtering technique**. *Tellus* 59B, n.3, p.397-403, 2007.

VICKERS, D., MAHRT, L. **The cospectral gap and turbulence flux calculations**. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 20, p. 660 - 672, 2003.

VICKERS, D., MAHRT, L. **A solution for flux contamination by mesoscale motions with very weak turbulence**. *Boundary-Layer Meteorol*, v. 118, p. 431 - 447, 2006.

VICKERS, D.; THOMAS, C.; LAW, B. **Random and systematic CO₂ flux sampling errors for tower measurements over forests in the convective boundary layer**. *Agric. Forest Meteor.* v. 149, n.1, p.73-83, 2009.

VICKERS, D.; MARTH, L. **Evaluating formulations of stable boundary layer height**. *Journal of Applied Meteorology*, v.43, n.11, p.1736-1749, 2004.

VIEIRA, S.A. et al. **Estimation of biomass and carbon stocks: the case of the Atlantic Forest**. *Biota Neotropica* (Ed. Portuguesa), v. 8, n.2, p.21-29, 2008.

VORONOVICH, V., KIELY, G. **On the gap in the spectra of atmospheric turbulence**. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 122, p. 67-82, 2007.