



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI  
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS – PPGCA

Daniele Santos Nogueira

**ASPECTOS OBSERVACIONAIS E NUMÉRICOS DA INTERAÇÃO FLORESTA-  
ATMOSFERA NA AMAZÔNIA ORIENTAL: FENÔMENOS TURBULENTOS  
NOTURNOS**

Belém

2008

Daniele Santos Nogueira

**ASPECTOS OBSERVACIONAIS E NUMÉRICOS DA INTERAÇÃO FLORESTA-  
ATMOSFERA NA AMAZÔNIA ORIENTAL: FENÔMENOS TURBULENTOS  
NOTURNOS**

Dissertação apresentada como requisito do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em convênio com o Museu Paraense Emílio Goeldi e a Embrapa-Amazônia Oriental, para a obtenção do grau de Mestre, sob a orientação do Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá e co-orientação do Dr. Adilson Wagner Gandu. Área de concentração: Física do Clima.

Belém

2008

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)  
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

---

Nogueira, Daniele Santos

N778a Aspectos observacionais e numéricos da interação floresta-atmosfera na Amazônia Oriental: fenômenos turbulentos noturnos. / Daniele Santos Nogueira. - 2008  
142 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais.) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Universidade Federal do Pará/Museu Paraense Emílio Goeldi/EMBRAPA Amazônia Oriental, Belém, 2008.

Orientador, Leonardo Deane de Abreu Sá; Co-orientador, Adilson Wagner Gandu.

1. Micrometeorologia. 2. Jatos de baixos níveis. 3. Rajadas de vento. 4. Camada limite noturna. 5. BRAMS. 6. Amazônia Oriental I.Universidade Federal do Pará II. Sá, Leonardo Deane de Abreu, Orient. III. Gandu, Adilson Wagner, Co-orient. IV. Título.

CDD 20º ed.: 551.6609811

---

DANIELE SANTOS NOGUEIRA

**ALGUNS ASPECTOS DA INTERAÇÃO FLORESTA-ATMOSFERA NA AMAZÔNIA  
ORIENTAL: FENÔMENOS TURBULENTOS NOTURNOS E MODELAGEM  
NUMÉRICA.**

Dissertação apresentada como requisito do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em convênio com o Museu Paraense Emílio Goeldi e a EMBRAPA-Amazônia Oriental, para a obtenção do grau de Mestre. Área de Concentração: Física do Clima.

**Data de Aprovação:** \_\_\_\_ / \_\_\_\_ / \_\_\_\_.

**Conceito:**

**Banca Examinadora:**

---

**Prof. Leonardo Deane de Abreu Sá - Orientador**

Doutor em Física da Atmosfera  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Museu Paraense Emílio Goeldi

---

**Prof. Dr. Otávio Acevedo – Membro Externo**

Doutor em Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Santa Maria

---

**Profa. Dra. Julia Clarinda Paiva Cohen - Membro**

Doutora em Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal do Pará

---

**Profa. Dra. Maria Aurora Mota - Membro**

Doutora em Meteorologia – Universidade Federal do Pará

*Dedico este trabalho à minha mãe, que sempre lutou por minha educação, a qual ela considera a maior herança que poderia me deixar.*

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente a Deus, por ter me dado a força e a disposição necessárias para desenvolver esta pesquisa.

À minha família, pelo apoio e companheirismo de sempre.

Ao meu namorado, por todo o apoio, compreensão e paciência.

Ao Dr. Leonardo Sá, pela dedicada orientação, ensinamentos transmitidos e discussões construtivas acerca deste estudo.

Ao Dr. Adilson Gandu, pela dedicada co-orientação e pelo que me ensinou.

Ao corpo docente do curso de Pós-Graduação em Ciências Ambientais.

Aos colegas do curso, pela convivência harmoniosa e agradável.

Aos colegas do LAMAZ, pelo auxílio técnico prestado.

A todos aqueles que participaram, direta ou indiretamente, das campanhas de coleta de dados CiMeLA, em 2003, e COBRA-PARÁ, em 2006.

Ao Museu Paraense Emílio Goeldi, por proporcionar as condições necessárias às pesquisas através da administração da Estação Científica Ferreira Penna.

Aos projetos LBA, MilenioLBA e Pronex, pelos recursos oferecidos para a realização das campanhas de coleta de dados e a manutenção dos sítios experimentais.

À Fundação Djalma Batista, pela bolsa de mestrado concedida.

*“Que quer o vento?*

*A cada instante*

*Este lamento*

*Passa na porta*

*Dizendo: abre...*

*Vento que assusta*

*Nas horas frias*

*Da noite feia.*

*Vindo de longe,*

*Das ermas praias (...).”*

**Dia Longo - Ribeiro Couto**

## RESUMO

Este estudo identificou dois fenômenos turbulentos noturnos sobre a região de Caxiuanã, na Amazônia Oriental, durante a estação seca: jatos de baixos níveis (JBNs) e rajadas de ventos, utilizando dados das campanhas de coleta de dados CiMeLA (estação seca de 2003) e COBRA-PARÁ (estação seca de 2006). Ambos foram analisados observacionalmente, no que diz respeito aos seus horários de ocorrência, intensidade, altura e duração, bem como a evolução noturna destas ocorrências. Verificou-se que a maioria dos eventos de JBNs observados foi acompanhada de queda na temperatura potencial equivalente e que as rajadas de vento exerceram uma importante influência sobre as trocas floresta-atmosfera. A gênese dos dois fenômenos também foi investigada. Notou-se, através do modelo de mesoescala BRAMS, que a origem dos jatos está possivelmente associada à brisa marítima e à intensificação dos ventos alísios de nordeste, baseado em resultados de testes de sensibilidade, que incluíram a retirada dos rios, da interface oceano-atmosfera, dos efeitos de *downdrafts* e do desflorestamento da região. Observou-se também que o processo de formação das rajadas está associado à existência da baía de Caxiuanã, cuja forma se assemelha a um lago, e à atividade convectiva local. Verificou-se que os dois fenômenos não existiram simultaneamente, exceto em uma única noite, o que pode ser explicado por efeitos de blindagem por cisalhamento, que impedem a propagação de turbulência para baixo, em direção à superfície, gerados pela presença de JBNs muito fortes. Esta pesquisa reflete a importância e complexidade dos fenômenos atmosféricos próximos à costa paraense.

**Palavras-chave:** Micrometeorologia. Jatos de baixos níveis. Rajadas de vento. Camada limite noturna. BRAMS. Amazônia Oriental.



## ABSTRACT

This study identified two nocturnal turbulent phenomena above Caxiuanã region, in the eastern Amazonia, during its dry season: low level jets (LLJ) and wind gusts, using data from the field campaigns CiMeLA (dry season of 2003) and COBRA-PARÁ (dry season of 2006). Both of them were analyzed observationally, considering aspects such as time of occurrence, intensity, height and duration, as well as their nocturnal evolution. It was verified that most of the LLJ events were accompanied by a drop in equivalent potential temperature. It was also found that the wind gusts had an important influence over the forest-atmosphere exchanges. The genesis of these phenomena was also investigated. It was noted, using the mesoscale model BRAMS, that the origin of the jets is possibly associated to the sea breeze and the intensification of the northeasterly winds. These results were based on sensibility tests, which included the removal of the rivers, the ocean-continent interface, the effects of downdrafts and the deforestation of the region. It was observed that the origin of the wind gusts is associated to the existence of Caxiuanã bay, which resembles a lake, and to the local convective activity. Furthermore, it was found that both phenomena did not exist simultaneously, except for one single night. This can be explained by a shear-sheltering effect that impedes that propagation of the turbulence downward, to the surface. This effect is generated by the presence of strong LLJs. This research reflects the importance and complexity of the atmospheric phenomena near the coast of Pará.

**Keywords:** Micrometeorology. Low level jets. Wind gusts. Nocturnal boundary layer. BRAMS. Eastern Amazonia.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Evolução noturna de um JBN típico, na região de Wangara, Austrália.....	30
Figura 2 – Séries temporais, medidas a 54 m de altura, durante um evento de rajada observado na Floresta de Caxiuanã: (a) componente u da velocidade do vento; e (b) componente w da velocidade do vento.....	33
Figura 3 – Séries temporais, medidas a 54 m de altura, durante o evento de rajada da Figura 2, mostrando oscilações amortecidas, com diminuição na amplitude e aumento na frequência: (a) concentração de CO <sub>2</sub> ; e (b) temperatura.....	34
Figura 4 – Diagrama esquemático da atuação da corrente de densidade, provocando aumento da velocidade do vento e mistura turbulenta intermitente.....	36
Figura 5 – Ondas capturadas em função de uma variação brusca da frequência de Brünt-Väisälä.....	38
Figura 6 – Mapa de localização da FLONA de Caxiuanã e a distribuição dos rios da região. A marca vermelha à esquerda mostra a localização da ECFPn, enquanto a marca à direita mostra a comunidade de Santa Luzia.....	49
Figura 7 – Vista aérea da base física da ECFPn.....	50
Figura 8 – Imagem de satélite da Baía de Caxiuanã, em que também é possível identificar alguns rios e igarapés da região.....	51
Figura 9 – Águas escuras e transparentes de Caxiuanã.....	52
Figura 10 – Fisionomias da floresta de terra firme (a); da floresta de várzea na baía de Caxiuanã (b); e da floresta de igapó no rio Curuá (c).....	53
Figura 11 – Interior da mata de terra firme.....	54
Figura 12 – Perfil fisionômico-estrutural de parcela em floresta de terra firme.....	54
Figura 13 – Torre meteorológica de 56 m, instalada no interior da floresta de Caxiuanã.....	55
Figura 14 – Esquema da torre meteorológica no interior da floresta de Caxiuanã, com a indicação de algumas de suas medidas realizadas durante as campanhas experimentais, utilizadas nesta pesquisa.....	56
Figura 15 – Medidas obtidas para a região de Caxiuanã: (a) dados de anemômetro sônico no topo da torre no interior da floresta; (b) sondagens verticais da atmosfera com balão; (c) dados de	

resposta lenta com anemômetro de copo em diferentes alturas da torre; e (d) dados de pluviômetro, para medidas de chuva.....	58
Figura 16 – Medidas de resposta rápida na comunidade Santa Luzia: (a) torre aquática em frente à comunidade; (b) detalhe do anemômetro sônico da torre.....	59
Figura 17 – Domínio das 3 grades.....	63
Figura 18 – Imagens do satélite do GOES-12, no canal do IR, exibindo linhas de instabilidade observadas durante: (a) o experimento CiMeLA, no dia 12/11/2003, às 17:45 HL; e (b) o experimento COBRA-PARÁ, no dia 05/11/2006, às 17:30 HL. A elipse vermelha destaca as linhas de instabilidade.....	66
Figura 19 – Linhas de corrente a 1000 hPa, geradas pelo modelo AVN para: (a) o dia 14/11/2003, durante o CiMeLA, às 21 HL; e (b) o dia 02/11/2006, durante o COBRA-PARÁ, às 21 HL.....	67
Figura 20 – Imagem do satélite GOES-12, IR, do dia 10 de novembro de 2006, às 21 HL, que mostra, destacado, o episódio de ZCAS, durante o experimento COBRA-PARÁ.....	67
Figura 21 – Dias com chuva e suas respectivas intensidades de precipitação nos períodos dos experimentos (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.....	68
Figura 22 – Perfil da velocidade do vento observado (em m/s) durante o período do experimento CiMeLA, da superfície até 2000 m de altura, nos períodos de: (a) 27/10 a 07/11/2003; e (b) 13 a 15/11/2003. As setas indicam os JBNs, enquanto que os “X” indicam máximos de vento que não configuram jatos.....	71
Figura 23 – Perfil da velocidade do vento observado (em m/s) durante o período do experimento COBRA-PARÁ, da superfície até 2000 m de altura. As setas indicam os JBNs, enquanto que os “X” indicam máximos de vento que não configuram jatos.....	71
Figura 24 – Perfis verticais da velocidade do vento do período estudado que: (a) apresentam JBNs (indicados com setas na Figura 23); e (b) não possuem jatos (indicados com “X” na Figura 23).....	72
Figura 25 – Histogramas do horário de ocorrência dos JBNs nas campanhas experimentais: (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.....	73
Figura 26 – Histogramas da intensidade dos JBNs nas campanhas experimentais: (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.....	73
Figura 27 – Histogramas da altura dos JBNs nas campanhas experimentais: (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.....	73

Figura 28 – Perfis verticais de velocidade do vento, razão de mistura, temperatura potencial virtual e temperatura potencial equivalente de um evento de JBN observado: (a) no dia 14/11/2003, às 03 HL (CiMeLA); e (b) no dia 06/11/2006, às 03 HL (COBRA-PARÁ).....	75
Figura 29 – Perfis verticais de velocidade do vento, razão de mistura, temperatura potencial virtual e temperatura potencial equivalente de um evento de JBN observado no dia 10/11/2006, às 00 HL (COBRA-PARÁ).....	76
Figura 30 – Evolução noturna dos JBNs: (a) evento típico do CiMeLA; e (b) episódio típico do COBRA-PARÁ.....	77
Figura 31 – Eventos de JBNs com dois máximos no perfil vertical da velocidade do vento: no dia 13/11/2003, às 21 HL (CiMeLA); e 09/11/2003, às 21 HL (COBRA-PARÁ).....	78
Figura 32 – Evento de jato medido por balão cativo na ECFPn no dia 10 /11/2006, aproximadamente às 21 HL.....	79
Figura 33 – Evento de JBN no dia 10/11/2006, às 09 UTC (06 HL): perfil observado em Caxiuanã (em círculos brancos) e perfil reproduzido pela simulação controle do BRAMS (em círculos verdes).....	81
Figura 34 – Direção e magnitude da velocidade do vento a 650 m no domínio da grade 1 da simulação controle, no dia 06/11/2006, às 00 HL, durante a ocorrência de um JBN detectado neste nível.....	81
Figura 35 – Perfis verticais obtidos através da simulação controle para o dia 06/11/2006, às 03 HL, horário de um JBN, de: (a) velocidade do vento em m/s (em círculos brancos) e razão de mistura em g/kg (em círculos verdes); e (b) temperatura potencial equivalente em K.....	82
Figura 36 – Perfis verticais de energia cinética turbulenta para as três noites que apresentaram episódios de JBNs durante o COBRA-PARÁ nos horários de: (a) formação do jato; e (b) maturidade do jato.....	83
Figura 37 – Perfis verticais de razão de mistura associados aos JBNs das três noites, conforme representado pela simulação controle.....	85
Figura 38 – Perfis verticais da velocidade do vento para o JBN no dia 06/11/2006, às 06 UTC (03 HL) obtido com a utilização do BRAMS, para o experimento controle e os testes de sensibilidade.....	87
Figura 39 – Histogramas do horário de ocorrência das rajadas: (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.....	90

Figura 40 – Histogramas da intensidade das rajadas: (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.....	90
Figura 41 – Histogramas da duração das rajadas: (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.....	90
Figura 42 – Séries temporais da velocidade do vento indicando a ocorrência de eventos de rajada identificados: (a) no dia 01/11/2003 (CiMeLA), apresentando o máximo de vento em quatro níveis diferentes, registrado pelos anemômetros de copo; e (b) no dia 01/11/2006 (COBRA-PARÁ), a 56 m de altura, registrada pelo anemômetro sônico.....	91
Figura 43 – Séries temporais das componentes u e v da velocidade do vento para indicar a direção das rajadas para os dias: (a) 14/11/2003 (CiMeLA); e (b) 03/11/2006 (COBRA-PARÁ). A seta indica a ocorrência da rajada.....	92
Figura 44 – Evento de rajada do dia 09/11/2006 detectado na: (a) torre meteorológica de Caxiuanã; e (b) comunidade de Santa Luzia.....	92
Figura 45 – Séries temporais da velocidade do vento, temperatura, umidade específica e concentração de CO <sub>2</sub> para dois eventos de rajada: (a) dia 10/11/2003 (CiMeLA); e (b) dia 03/11/2006 (COBRA-PARÁ), em que os valores de umidade e temperatura foram reduzidos em 15 unidades para melhor visualização do gráfico. A linha tracejada indica o final do período diurno.....	95
Figura 46 – Séries temporais da temperatura do ar em noites com evento de rajada, a diferentes níveis, no interior e acima da copa, para os dias: (a) 03/11/2003 (CiMeLA); e (b) 01/11/2006 (COBRA-PARÁ). As setas indicam a ocorrência das rajadas.....	99
Figura 47 – Séries temporais do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov $\zeta$ , calculado para os dias: (a) 01/11/2003 (CiMeLA); e (b) 04/11/2006 (COBRA-PARÁ). As setas indicam a ocorrência das rajadas.....	101
Figura 48 – Séries temporais contendo: (a) escala de comprimento de flutuabilidade associada aos maiores vórtices; e (b) velocidade do vento durante a noite do dia 01/11/2006 (COBRA-PARÁ). As setas indicam a ocorrência das rajadas.....	102
Figura 49 – Séries temporais contendo: (a) escala de comprimento de flutuabilidade associada aos maiores vórtices; e (b) velocidade do vento durante a noite do dia 03/11/2006 (COBRA-PARÁ). As setas indicam a ocorrência das rajadas.....	103
Figura 50 – Coeficientes de correlação entre a velocidade vertical w e a temperatura para episódios de ocorrência de rajada e seu decaimento nos dias: (a) 10/11/2003 (CiMeLA); e (b) 04/11/2006 (COBRA-PARÁ).....	105

Figura 51 – Séries temporais das velocidades do vento horizontal e vertical para noites com eventos de rajada nos dias: (a) 02/11/2003 (CiMeLA); e (b) 03/11/2006 (COBRA-PARÁ). A linha tracejada indica o final do período diurno.....	107
Figura 52 – Séries temporais da razão de constância para noites com eventos de rajada para os dias: (a) 01/11/2003 (CiMeLA); e (b) 04/11/2006 (COBRA-PARÁ). A seta indica a ocorrência da rajada.....	108
Figura 53 – Situação de blindagem por cisalhamento, em que eventos de jatos e rajadas ocorrem em horários diferentes durante a noite 09-10/11/2006: (a) perfis verticais de velocidade do vento; e (b) série temporal da velocidade do vento. A seta indica a ocorrência da rajada.....	116
Figura 54 – Perfis verticais de velocidade do vento em uma situação sem blindagem por cisalhamento e com intermitência global, em que eventos de jatos e rajadas ocorrem simultaneamente durante a noite 10-11/11/2006.....	117
Figura 55 – Situação sem blindagem por cisalhamento e com intermitência global, em que eventos de jatos e rajadas ocorrem simultaneamente durante a noite 10-11/11/2006: (a) série temporal da velocidade do vento; e (b) série temporal da componente w do vento. A seta indica a ocorrência da rajada.....	117
Figura 56 – Perfis associados a um evento de jato medido por balão cativo na ECFPn no dia 10 de novembro de 2006, aproximadamente às 21 HL, de: (a) velocidade do vento; e (b) umidade relativa.....	118
Figura 57 – Série temporal do coeficiente de correlação entre a velocidade vertical do vento e a temperatura para o dia 10/11/2006.....	119
Figura 58 – Séries temporais dos escalares, concentração de CO <sub>2</sub> , umidade específica e temperatura, para a noite 10-11/11/2006.....	121
Figura 59 – Série temporal da temperatura potencial equivalente para a noite 10-11/11/2006...	124
Figura 60 – Imagens do satélite GOES-12, no canal do IR, para: (a) 10/11/2006, às 21 HL; (b) 11/11/2006, às 00 HL; e (c) 11/11/2006, às 03 HL.....	125

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Configuração das simulações realizadas.....	63
Tabela 2 – Parâmetros biofísicos e respectivos valores adotados para os ambientes de floresta e de grama curta, conforme utilizados nas simulações com o modelo BRAMS.....	64
Tabela 3 – Experimentos numéricos realizados neste estudo através do modelo BRAMS, com a sua sigla e uma breve descrição.....	64
Tabela 4 – Eventos de JBNs durante o CiMeLA e o COBRA-PARÁ, com os respectivos horários de ocorrência, altura e intensidade do jato.....	70
Tabela 5 – Episódios de rajadas de vento durante o CiMeLA e o COBRA-PARÁ, com os respectivos horários de ocorrência, duração e intensidade.....	90
Tabela 6 – Variações na concentração de CO <sub>2</sub> nos períodos associados às rajadas: meia-hora antes do evento; durante o evento; e meia-hora depois do evento, para o CiMeLA e o COBRA-PARÁ.....	97
Tabela 7 – Variações no vapor d’água nos períodos associados às rajadas: meia-hora antes do evento; durante o evento; e meia-hora depois do evento, para o CiMeLA e o COBRA-PARÁ.....	98
Tabela 8 – Variações na temperatura nos períodos associados às rajadas: meia-hora antes do evento; durante o evento; e meia-hora depois do evento, para o CiMeLA e o COBRA-PARÁ.....	99

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<b>ABRACOS</b>	<i>Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study</i>
<b>ARPS</b>	<i>Advanced Regional Prediction System</i>
<b>ATMET</b>	<i>ATmosphere, Meteorological, and Environmental Technologies</i>
<b>AVN/NCEP</b>	<i>Aviation run of the National Centers for Environmental Prediction Global Spectral Model</i>
<b>BRAMS</b>	<i>Brazilian Regional Atmospheric Modeling System</i>
<b>CAPE</b>	<i>Convection Available Potential Energy (Energia potencial disponível para convecção)</i>
<b>CASES-99</b>	<i>Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study</i>
<b>CiMeLA</b>	<i>Circulações de Mesoescala no Leste da Amazônia</i>
<b>CLA</b>	<i>Camada Limite Atmosférica</i>
<b>CLE</b>	<i>Camada Limite Estável</i>
<b>CLN</b>	<i>Camada Limite Noturna</i>
<b>CLP</b>	<i>Camada Limite Planetária</i>
<b>CM</b>	<i>Camada de Mistura</i>
<b>COBRA-PARÁ</b>	<i>Caxiuanã: Observações na Biosfera, Rios e Atmosfera no Pará</i>
<b>CPTEC</b>	<i>Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos</i>
<b>CR</b>	<i>Camada Residual</i>
<b>CS</b>	<i>Camada Superficial</i>
<b>ECFPn</b>	<i>Estação Científica Ferreira Penna</i>
<b>ECMWF</b>	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
<b>ECT</b>	<i>Energia Cinética Turbulenta</i>
<b>FINEP</b>	<i>Financiadora de Estudos e Projetos</i>
<b>FLONA</b>	<i>Floresta Nacional</i>
<b>GCM</b>	<i>Global Circulation Model</i>
<b>IAG</b>	<i>Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas</i>
<b>IME</b>	<i>Instituto de Matemática e Estatística</i>
<b>INPE</b>	<i>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais</i>
<b>JBN</b>	<i>Jatos de Baixos Níveis</i>



## **LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS - Continuação**

<b>LBA</b>	<i>Large Scale Biosphere-Atmosphere Project in the Amazon</i>
<b>LES</b>	<i>Large-Eddy Simulation</i>
<b>MM5</b>	<i>Mesoscale Model version 5</i>
<b>NCEP</b>	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
<b>RAMS</b>	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
<b>RSM</b>	<i>Regional Spectral Model</i>
<b>SABLES 98</b>	<i>Stable Atmospheric Boundary Layer Experiment in Spain</i>
<b>TS1</b>	Teste de sensibilidade 1
<b>TS2</b>	Teste de sensibilidade 2
<b>TSM</b>	Temperatura da superfície do mar
<b>ZCAS</b>	Zona de Convergência do Atlântico Sul

## LISTA DE SÍMBOLOS

$g$	Aceleração da gravidade [ $\text{m s}^{-2}$ ]
$k$	Constante de Von Karman
$z$	Altura de medida [m]
$u$	Componente longitudinal de velocidade do vento [ $\text{m s}^{-1}$ ]
$v$	Componente transversal de velocidade do vento [ $\text{m s}^{-1}$ ]
$w$	Componente vertical de velocidade do vento [ $\text{m s}^{-1}$ ]
$u_*$	Velocidade de fricção [ $\text{m s}^{-1}$ ]
$\theta$	Temperatura potencial [K]
$\theta_v$	Temperatura potencial virtual [K]
$\theta_e$	Temperatura potencial equivalente [K]
$q$	Umidade específica [g/kg]
$r$	Razão de mistura [g/kg]
$L$	Comprimento de Monin e Obukhov [m]
$N$	Frequência de Brunt- Väisälä [ $\text{s}^{-1}$ ]
$L_B$	Escala característica de flutuabilidade [m]
$\zeta$	Parâmetro de estabilidade de Monin e Obukhov (adimensional)

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	20
<b>2 ELEMENTOS TEÓRICOS</b> .....	24
2.1 CAMADA LIMITE PLANETÁRIA.....	24
<b>2.1.1 Conceitos importantes</b> .....	24
<b>2.1.2 Fenômenos peculiares da Camada Limite Noturna</b> .....	28
2.2 PROCESSOS NOTURNOS DE TROCAS FLORESTA-ATMOSFERA.....	40
<b>2.2.1 Vento e estabilidade atmosférica</b> .....	40
<b>2.2.2 Trocas de CO<sub>2</sub></b> .....	41
2.3 MODELAGEM NUMÉRICA.....	44
<b>2.3.1 Modelos atmosféricos</b> .....	44
<b>2.3.2 BRAMS</b> .....	46
<b>3 DADOS E METODOLOGIA</b> .....	48
3.1 SÍTIO EXPERIMENTAL.....	48
<b>3.1.1 Características físicas</b> .....	50
<b>3.1.2 Aspectos da vegetação</b> .....	53
3.2 COLETA DE DADOS.....	55
<b>3.2.1 CiMeLA</b> .....	56
<b>3.2.2 COBRA-PARÁ</b> .....	57
3.3 METODOLOGIA.....	59
<b>3.3.1 Aspectos observacionais</b> .....	59
<b>3.3.2 Modelagem Numérica</b> .....	62
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	65
4.1 CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS.....	65
4.2 JATOS DE BAIXOS NÍVEIS.....	69
<b>4.2.1. Aspectos Observacionais</b> .....	69
<b>4.2.2. Modelagem Numérica</b> .....	81
4.3 RAJADAS DE VENTO.....	89
<b>4.3.1. Aspectos Observacionais</b> .....	89
4.4 ESTUDOS DE CASO.....	115

<b>4.4.1 Estudo de caso 1: <i>Shear sheltering</i></b> .....	115
<b>4.4.2. Estudo de caso 2: Intermittência global</b> .....	118
<b>5 CONCLUSÕES</b> .....	125
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	128

## 1 INTRODUÇÃO

O sistema climático global envolve cinco sub-sistemas principais: a atmosfera, o oceano, a criosfera (cobertura de gelo e neve), a litosfera (superfície terrestre) e a biosfera, sendo todos eles inter-relacionados por fluxos de massa, calor e momentum de forma bastante complexa, através de mecanismos de retroalimentação (*feedback*) (BARRY; CHORLEY, 2003).

As trocas de escalares, como vapor d'água, calor sensível e CO<sub>2</sub> entre a atmosfera e a superfície vegetada, por exemplo, são fundamentais na dinâmica do tempo, do clima, da hidrologia da superfície e da ecologia terrestre. Tais trocas são controladas e influenciadas por processos químicos, físicos e biológicos, dentre outros (ALBERTSON et al., 2001). As florestas, portanto, têm papel muito importante na interação Terra-atmosfera, no balanço de energia terrestre, no ciclo hidrológico, na bioprodutividade do planeta e de seu balanço de carbono (SÁ et al., 1988; VISWANADHAM et al., 1990; NOBRE et al., 2007).

A Floresta Amazônica, como grande representante da biodiversidade planetária, já foi objeto de várias pesquisas com o intuito de entender seu papel no balanço global de carbono e no clima da Terra (SOUZA et al., 1996; GASH et al., 1996). Os experimentos pioneiros já realizados na região contribuíram decisivamente para a compreensão de muitos processos importantes que ocorrem em sua Camada Limite Atmosférica (CLA) (SHUTTLEWORTH, 1989; GASH; NOBRE, 1997; SILVA DIAS et al., 2002).

Os estudos da interação floresta-atmosfera acima da Amazônia ganham um interesse particular devido às diferenças observadas entre a estrutura da CLA na estação seca e na úmida (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999). A estas diferenças, somam-se aquelas introduzidas antropicamente e que mais contribuem com alterações climáticas, tais como poluição, alteração de uso da terra, queimadas, sendo estas mais frequentes na estação seca. Uma consequência do desmatamento, por exemplo, é a introdução de áreas de pastagem ou de outras culturas, em que as características da interação superfície-atmosfera sofrem modificações consideráveis (SILVA DIAS et al., 2002; SAKAI et al., 2004).

A floresta é um ambiente que oferece complexidade aos fenômenos micrometeorológicos noturnos devido aos seus elementos de rugosidade, ao desacoplamento das camadas de ar abaixo e acima da copa florestal e à interação desta com eventos turbulentos conspícuos (FITZJARRALD; MOORE, 1990), sendo a dinâmica deles fortemente influenciada pela

vegetação (VAN DE WIEL et al., 2002). Ressalte-se que o trabalho de Van de Wiel et al. mostra um tipo de processo raramente observado.

Durante a noite, devido a mudanças na estabilidade do ar, o acoplamento entre a floresta e a atmosfera é diferente daquele observado durante o dia (FITZJARRALD; MOORE, 1990), o que altera consideravelmente a estrutura da turbulência dentro da copa florestal, as trocas superfície-atmosfera e, conseqüentemente, as concentrações de escalares acima e abaixo da copa.

Além disso, somadas às dificuldades inerentes à caracterização do balanço de energia no período diurno, no período noturno há complicações específicas decorrentes de diferentes fatores. Dentre eles, têm-se: a dificuldade de realizar medidas quando os sinais atmosféricos são não-estacionários; a ocorrência de circulações locais induzidas pelas características complexas da superfície (LU et al., 2005), como terrenos com declives ou montanhas (STULL, 1988), superfícies cobertas por florestas (FINNIGAN, 2000; GRECO et al., 1992), e em regiões próximas a grandes massas de água (OLIVEIRA, 1990; OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1993), ou por efeitos de brisa (OLIVEIRA, 1990; SILVA DIAS et al., 2004); de ondas de gravidade e interação destas com a turbulência (MAHRT, 1999; NAPPO, 2002; SUN et al., 2004); instabilidade de Kelvin-Helmholtz (NAPPO, 2002; CAVA et al., 2004); irrupção de rajadas intensas no início da noite (SUN et al., 2002; NOGUEIRA et al., 2006; FITZMAURICE et al., 2004); e, em algumas situações, de jatos de baixos níveis (JBNs) (MAHRT, 1979; BANTA et al., 2002; COHEN et al., 2006).

O conhecimento acerca destes fenômenos, que alteram a estrutura vertical da camada limite noturna e podem gerar mistura turbulenta, informam sobre as condições de estabilidade locais e são cruciais para o entendimento da evolução da Camada Limite Noturna (CLN).

Estudos sobre a CLN tiveram um notável avanço, principalmente após o grande Experimento CASES-99 (*Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study*), realizado na região central dos EUA, cujos resultados, muito importantes para a Micrometeorologia, acentuaram a complexidade de seus fenômenos (POULOS et al., 2002) e apresentaram novos domínios de investigação como o das correntes de densidade, ondas solitárias, JBNs e outros fenômenos importantes (SUN et al., 2002, 2004; BANTA et al., 2002; BLUMEN et al., 2001; CUXART et al., 2000; FRITTS et al., 2003).

Ainda há diversas questões referentes à compreensão de processos na camada limite noturna que precisam de muita investigação, tais como a precisa estimativa dos fluxos noturnos (VICKERS; MAHRT, 2003; SÁ et al., 2006), a adequada parametrização dos processos de troca

superfície-atmosfera (MAHRT et al., 1998; MAHRT, 1999) e simulação correta de sua evolução (ACEVEDO; FITZJARRALD, 2001; POULOS et al., 2002).

Outro aspecto ainda pouco estudado na Amazônia Oriental refere-se à correta quantificação das trocas de CO<sub>2</sub>, vapor d'água, calor sensível, calor latente e momentum no ambiente florestal (SALESKA et al., 2003; SÁ et al., 2006). Ademais, os modelos numéricos utilizados para simular os processos dinâmicos na CLA têm apresentado dificuldades em reproduzir aspectos essenciais da estrutura da camada limite acima de ambientes florestais.

O presente estudo foi desenvolvido na Floresta Nacional de Caxiuanã, no leste da Amazônia, utilizando dados da estação seca da região. Em termos gerais, procurar-se-á investigar situações em que fenômenos turbulentos e escoamentos de mesoescala, tais como os induzidos pelas brisas (marítima, fluvial e lacustre) e correntes de ar associadas a nuvens convectivas, introduzem modificações no regime de trocas floresta-atmosfera através de eventos complexos em que há características específicas nas trocas turbulentas, como JBNs e rajadas de vento. Ambos já foram detectados em Caxiuanã (COHEN et al., 2006; NOGUEIRA et al., 2006).

Os JBNs induzem mistura turbulenta na região em que ocorrem e, possivelmente, na superfície (MAHRT, 1999). Eles podem estar de alguma forma associados a eventos turbulentos intermitentes na superfície (VAN DE WIEL et al., 2002), como rajadas de vento e ondas de gravidade (FITZJARRALD; MOORE, 1990). Tais jatos foram observados em outras regiões da Amazônia (OLIVEIRA, 1990; QUEIROZ, 2008; SOUSA et al., 2006) e parecem estar relacionados a circulações locais de brisa (OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1993). Em outras regiões florestadas e em áreas agrícolas, a sua atividade intermitente apresentou influência sobre as trocas de CO<sub>2</sub>, demonstrando a importância dos jatos na quantificação dos fluxos noturnos e no acoplamento floresta-atmosfera (KARIPOT et al., 2006; MATHIEU et al., 2005).

As rajadas de vento, por sua vez, estão associadas a uma considerável intensificação dos transportes verticais e horizontais de CO<sub>2</sub>, umidade e calor, que ocorrem em intervalos da ordem de uma dezena de minutos, em quantidades comparáveis às trocas verificadas no restante da noite (NOGUEIRA et al., 2006; SÁ et al., 2006).

O estudo destes fenômenos possui uma vasta aplicação em questões associadas às atividades humanas, como na avaliação precisa do potencial de vento da região para a geração de energia eólica; na prevenção de acidentes causados pelo vento em construções, torres de transmissão de energia elétrica e de telefonia celular; na segurança do transporte aéreo,

especialmente para aeronaves pequenas e ultraleves, que voam a baixas altitudes; na navegação fluvial, sendo mais vulneráveis as pequenas embarcações, como barcos à vela e canoas, para as quais alterações repentinas da direção do vento e aumento na velocidade podem causar acidentes; na disseminação de doenças ou agravamento de sintomas e alergias através do transporte de ar frio, pólen, vírus, bactérias; na formação de nevoeiro; em estudos de dispersão de poluentes, muitos dos quais são tóxicos ou têm ação cancerígena (BANTA et al., 1998); na propagação de incêndios florestais, como no caso de queimadas, naturais ou provocadas, em que o vento é o responsável pela ativação da combustão ou pelo espalhamento do fogo, além de transportar produtos das queimadas pelas regiões por onde passa (PERES; BARLOW, 2004).

Este conhecimento também é importante para os processos físicos, químicos e biológicos da floresta, tais como o transporte de esporos, permitindo a proliferação de fungos, o quais são os principais agentes decompositores de celulose e lignina, componentes primários das matas (SOTÃO et al., 2002); a abertura de clareiras, devida à queda de árvores sob a ação de intensas correntes descendentes de ar (*blowdowns*), as quais, além de alterar as trocas de umidade e dióxido de carbono entre a floresta e a atmosfera na área, aumentam os transportes horizontais de escalares e a inflamabilidade do local (MILLER et al., 2007); o transporte de pólen e sementes; a queda de liteira (folhas, gravetos, flores, frutos, sementes) através da ação de ventos fortes; a disponibilidade de água para o processo de interceptação da precipitação, que é afetada, dentre outros fatores, pela velocidade do vento durante e depois da chuva; a abertura e fechamento dos estômatos das folhas, tanto pelo estímulo do vento, quanto por alterações na temperatura, umidade e concentração de CO<sub>2</sub> causadas pelas rajadas (ROBERTS et al., 1990).

Finalmente, um maior conhecimento das características do escoamento acima da floresta de Caxiuanã poderá levar à elaboração de melhores previsões de tempo locais, particularmente no que se refere à ocorrência e intensidade de precipitação, estimativa das temperaturas máxima e mínima e alerta para a possibilidade de ocorrência de fenômenos adversos à sociedade tais como ventos fortes, irrupção de incêndios e riscos no transporte fluvial e aéreo na região.

Este trabalho compreende mais 4 capítulos. O segundo capítulo abordará os elementos teóricos importantes à compreensão do que foi desenvolvido nesta pesquisa; o terceiro capítulo apresentará os dados utilizados, bem como a caracterização do sítio experimental, e a metodologia desenvolvida; o quarto capítulo discutirá a análise dos resultados obtidos; e, finalmente, o quinto capítulo concluirá o trabalho, expondo algumas considerações e sugestões para trabalhos futuros.



## 2 ELEMENTOS TEÓRICOS

Neste capítulo são apresentados os principais conceitos, definições e teorias necessárias à compreensão e desenvolvimento deste estudo. Primeiro, são expostas informações importantes acerca da camada limite atmosférica e de alguns fenômenos peculiares da camada limite noturna, como jatos de baixos níveis, rajadas de vento e ondas de gravidade. Em seguida, há uma breve descrição dos processos noturnos de trocas floresta-atmosfera, inclusive de processos que se dão no interior da copa florestal. Finalmente, descrevem-se de forma geral os diferentes tipos de modelos atmosféricos e, mais detalhadamente, o modelo BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*), utilizado nas simulações do fenômeno de jatos de baixos níveis.

### 2.1 CAMADA LIMITE PLANETÁRIA

A camada limite planetária (CLP) ou camada limite atmosférica (CLA) é a parte da atmosfera que se estende desde a superfície até algumas dezenas de metros ou ainda alguns quilômetros (STULL, 1988). Sua espessura sobre o continente é variável e depende de diversos fatores: taxa de aquecimento/ resfriamento da superfície, a intensidade dos ventos, a rugosidade e as características topográficas da superfície, movimento vertical de grande escala, advecção (transporte horizontal) de calor e umidade, dentre outros (ARYA, 2001).

Na Amazônia, fatores associados ao escoamento na escala sinótica também podem influenciar decisivamente nas características de crescimento e espessura da CLA, dentre outras (GARSTANG et al., 1998; SILVA DIAS et al., 2002).

É na CLA que a maioria das atividades humanas é desenvolvida. Esta camada é diretamente influenciada pela superfície terrestre e suas forçantes, respondendo a elas em escalas de tempo de cerca de 1 hora ou menos (STULL, 1988).

#### 2.1.1 Conceitos importantes

Na Amazônia, segundo Garstang e Fitzjarrald (1999), é possível distinguir duas situações bastante diferentes, que caracterizam dois estados da camada limite tropical: o estado não-

perturbado, que representa a camada limite seca ou menos chuvosa; e o estado perturbado, associado à camada limite chuvosa.

No estado não perturbado, o acoplamento vertical que ocorre entre as camadas é limitado. Sob estas condições não-perturbadas, o conceito simples da camada limite prevalece. Forte estratificação ocorre sobre o continente na superfície e acima dela, enquanto que inversões limitam a rasa camada de nuvens. As variabilidades espaciais sobre o oceano e o continente são similares, dependendo da distribuição de nuvens convectivas. Sobre as superfícies do continente tropical cada vez mais secas e menos vegetadas, as flutuações diurnas geralmente aumentam. A ausência de umidade e de processos convectivos úmidos sob a forma de nuvens cumulus nos trópicos secos restringe a mistura vertical à flutuabilidade induzida termicamente e mistura mecânica (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999).

No estado perturbado, por sua vez, o acoplamento passa a ocorrer por toda a troposfera tropical. O conceito de uma CLP em que haja uma conexão simples entre a superfície e alguma camada rasa horizontalmente homogênea deixa de ser válido. Transportes para baixo, associados a valores baixos de temperatura potencial equivalente, originados a partir da base da nuvem, alcançam a superfície quase sem atenuação. Tais nuvens atuam como misturadores bastante eficientes, deixando a estratificação da atmosfera muito mais próxima da neutralidade do que no estado não-perturbado. O escoamento oriundo da nuvem convectiva (*outflow*) à frente da tempestade, sob a forma de correntes descendentes de ar (*downdrafts*) frio e seco, serve para manter o sistema convectivo ao gerar novas nuvens convectivas na sua fronteira (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999).

Classicamente, a CLA continental evolui de acordo com um ciclo diurno, cujas principais componentes são a camada de mistura (CM), a camada residual (CR) e a camada limite estável (CLE) (STULL, 1988; ARYA, 2001).

A CM se forma cerca de meia-hora depois do nascer do sol, e é dominada pela convecção e caracterizada por mistura intensa em uma atmosfera instável.

A CR é formada cerca de meia-hora antes do pôr-do-sol, quando a turbulência decai próximo à superfície. É uma camada basicamente neutra (DEGRAZIA et al., 2000).

A CLE se forma tipicamente no final da tarde sobre o continente, recebendo também o nome de camada limite noturna (CLN), à noite, quando a radiação de onda longa passa a controlar o balanço radiativo. No entanto, também pode se formar durante o dia, geralmente

quando ar quente é advectado sobre uma superfície mais fria. Como o próprio nome diz, esta camada possui ar estaticamente estável, que tende a suprimir a turbulência e desacoplar o escoamento em relação à superfície. Todavia, esta situação ainda pode permitir o desenvolvimento de turbulência gerada mecanicamente através do cisalhamento do vento próximo à superfície. Portanto, os ventos na CLN apresentam um comportamento bastante complexo, o que torna esta camada difícil de descrever e modelar. É possível observar, em algumas situações, a formação de jatos de baixos níveis (JBNs) e rajadas de vento (MAHRT, 1999; NOGUEIRA et al., 2006; PRABHA et al., 2007). Também se pode notar a ocorrência de ondas de gravidade (REES et al., 2001), que estão associadas a oscilações de flutuabilidade (*buoyancy*), ventos catabáticos, instabilidade de Kelvin-Helmholtz (NAPPO, 1991; 2002), dentre outros.

A camada superficial (CS) é a sub-camada da CLA mais próxima à superfície, com uma espessura de cerca de 100 m, em que se espera que os fluxos turbulentos verticais não variem consideravelmente com a altura. A maior parte das observações micrometeorológicas são realizadas nesta sub-camada. É também na CS que há as maiores variações de certas grandezas meteorológicas com a altura (ARYA, 2001).

Em superfícies suficientemente heterogêneas, com elementos de rugosidade proeminentes, a parte mais baixa da CS é chamada de sub-camada rugosa (*roughness sublayer*), onde a influência dos elementos individuais de rugosidade pode ser observada e em que há dificuldades consideráveis para a obtenção de relações de similaridade com validade universal (THOM et al., 1975), particularmente acima de florestas (RAUPACH et al., 1996).

O termo turbulência se refere à natureza aparentemente caótica dos escoamentos. Ela é caracterizada como flutuações irregulares, quase aleatórias, na velocidade, temperatura e concentrações de escalares que apresentam algumas características universais (FRISCH, 1995).

Os movimentos na CLA são quase sempre turbulentos. Os mecanismos de geração são principalmente de origem térmica ou mecânica. O mecanismo térmico ocorre pelo aquecimento da superfície e, conseqüentemente, com geração de flutuabilidade, com o desenvolvimento de “térmicas” (eddies ou vórtices do tamanho da camada limite). O mecanismo mecânico, por sua vez, está associado ao cisalhamento vertical do vento, o qual pode se formar pela existência de dois escoamentos próximos com velocidades diferentes ou em regimes de estabilidade atmosférica, através do resfriamento da superfície e desacoplamento da camada de ar superior.

A turbulência se manifesta através do movimento irregular de plumas de fumaça, pipas e balões, do redemoinho de folhas, do balanço das árvores, dentre outros. Tem grande capacidade de difundir e misturar, além de dissipar energia cinética (ARYA, 2001).

A turbulência pode ainda se manifestar de forma intermitente. A intermitência é caracterizada por episódios breves de turbulência intercalados por períodos de pequenas flutuações relativamente fracas ou difíceis de mensurar e pode estar associada a uma manifestação do que se convencionou chamar de intermitência global. Segundo Mahrt (1999), a intermitência global (deste ponto em diante, “intermitência” para estabelecer uma distinção em relação à intermitência de pequena escala do sub-domínio inercial) é muitas vezes vista como uma seqüência de eventos que começa com a redução do cisalhamento por mistura e o correspondente aumento no número de Richardson para valores maiores que o seu valor crítico; este estágio é então seguido pelo colapso da turbulência (porém a destruição plena da turbulência é um processo dificilmente observado); com a ausência de mistura vertical, o cisalhamento aumenta até o número de Richardson cair abaixo do seu valor crítico e a turbulência é regenerada.

A intermitência pode ser gerada por diversos mecanismos físicos, como efeitos locais de cisalhamento (HÁ; MAHRT, 2001), instabilidade na escala da camada de inversão superficial, turbulência gerada em níveis superiores e transferida para a superfície (KARIPOT et al., 2006; PRABHA et al., 2007; 2008), dentre outros (VAN DE WIEL et al., 2003).

Segundo Mahrt (1998; 1999), existem dois tipos de camada limite estável: a camada limite fracamente estável, a qual é contemplada pelos modelos existentes; e a camada limite muito estável que, por sua vez, não se enquadra nas formulações existentes de turbulência e que apresenta diversas características normalmente não incluídas nos modelos, como jatos de baixos níveis, heterogeneidade da superfície, ondas de gravidade e outros fenômenos de mesoescala que se propagam a partir do ambiente externo ao domínio local.

Por definição, geralmente diz-se que, na camada muito estável, o fluxo de calor sensível diminui com o aumento da estabilidade, enquanto que, na camada fracamente estável, ocorre o contrário (ANDRÉ; MAHRT, 1982).

A turbulência é normalmente considerada como mais intermitente em condições muito estáveis, o que caracteriza a camada limite “muito estável” (FRISCH, 1995). Esta camada pode apresentar características de transporte vertical de momentum, onde a fonte principal da turbulência é elevada, possivelmente no topo da camada de inversão da superfície, na camada

residual acima onde a estratificação é mais fraca; e esta turbulência se desprende da superfície. Esse descolamento pode ser apenas temporário, pois a aceleração do escoamento acima da camada deve levar à geração de turbulência por cisalhamento e ao reacoplamento da turbulência elevada com a superfície; esta seqüência é típica da intermitência global (MAHRT; 1999).

Analisando noites de céu claro, Van de Wiel et al. (2003) encontraram três classes de regimes turbulentos noturnos que refletem diferentes dinâmicas da CLN: o regime de turbulência contínua; o regime intermitente; e o regime radiativo. O regime de turbulência contínua é caracterizado por um forte resfriamento radiativo à superfície e uma forte mistura turbulenta. O regime intermitente, por sua vez, apresenta eventos turbulentos e períodos de calmaria alternadamente, que podem durar de dezenas de minutos a algumas horas. O regime radiativo tem este nome por quase não apresentar fluxo turbulento de calor, ou seja, o transporte de energia na atmosfera pela turbulência é muito pequeno. Os autores mencionaram também a existência de casos peculiares a se considerar, como os verificados quando há nebulosidade e quando existe a ocorrência de mais de uma das classes na mesma noite, caracterizando o caso transiente.

### **2.1.2 Fenômenos peculiares da Camada Limite Noturna**

Existem diversas questões significativas acerca das características da CLN que ainda não foram totalmente solucionadas, tais como: os fluxos de calor e de momentum e suas divergências associadas a eventos que contribuam com a turbulência, transporte e mistura na CLN; a importância da heterogeneidade da superfície na geração de correntes de drenagem (ACEVEDO; FITZJARRALD, 2001) e os transportes horizontais e verticais associados; a evolução de eventos turbulentos noturnos, ondas de gravidade, instabilidade de Kelvin-Helmholtz (SUN et al., 2002; 2004), e a contribuição deles para os fluxos intermitentes de calor, umidade e momentum; dentre outros (POULOS et al., 2002).

O grande experimento CASES-99 (*Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study*), realizado na região central dos Estados Unidos, visava auxiliar no esclarecimento destas questões. Com o maior aparato instrumental já empregado neste tipo de pesquisas, foi possível a obtenção de diversos resultados interessantes (POULOS et al., 2002). No que se refere a eventos turbulentos noturnos, por exemplo, notou-se que estes se dão de forma intermitente e são

responsáveis por frações significativas dos fluxos verticais de calor, umidade e momentum. Tais eventos também podem ocorrer mais de uma vez na mesma noite (SUN et al., 2002; 2004).

Três importantes fenômenos que ocorrem na CLN serão descritos abaixo, pois foram observados na região de Caxiuanã (SÁ et al., 2006; NOGUEIRA et al., 2006; COHEN et al., 2006) e estão diretamente ligados ao desenvolvimento desta pesquisa: jatos de baixos níveis, rajadas de vento e ondas de gravidade.

#### a) Jatos de baixos níveis

Jatos de baixos níveis (JBNs) são máximos relativos nos perfis verticais noturnos de velocidade do vento, em regiões distantes menos de 1 km da superfície (MAHRT et al., 1979; POULOS et al., 2002), os quais contribuem para intensificar a mistura na região em que ocorrem e, possivelmente, na superfície (MAHRT, 1999). Os JBNs podem se estender verticalmente por algumas dezenas ou centenas de metros e horizontalmente por centenas de quilômetros, com velocidades de vento que podem exceder 10 m/s (OLIVEIRA, 1990; ANDRADE, 2003; COHEN et al., 2006) e, em alguns casos, ultrapassam 15 m/s (STULL, 1988; CORRÊA, 2006).

Este máximo relativo, também chamado de “nariz” do jato, deve possuir, no mínimo, 2 m/s a mais em relação à intensidade do vento nos níveis imediatamente superior e inferior ao JBN, sendo esta diferença entre a altura do jato e os níveis superior e inferior ao JBN de cerca de 200 m (ANDREAS et al., 2000; ANDRADE, 2003; CONANGLA; CUXART, 2006).

Podem ser gerados por diferentes mecanismos. Um dos mais conhecidos é aquele associado a efeitos inerciais (BLACKADAR, 1957). Este mecanismo se dá através da oscilação inercial da componente ageostrófica do vento, ao entardecer, tornando-a supergeostrófica (BLACKADAR, 1957). Esta oscilação é resultante do rompimento do equilíbrio entre a força de Coriolis, a força do gradiente de pressão e o termo de atrito, nas camadas superiores da CLA, devido à supressão do termo de atrito pela ação da estabilidade nas camadas inferiores da atmosfera (NAI PING et al., 1983; ESTOURNEL; GUEDALIA, 1990; MAHRT et al., 1998). Isto permite que o vento acima da inversão tenha valores supergeostróficos.

Os JBNs também podem ser gerados por resfriamento sobre terrenos com declividade (STULL, 1988; MOENG e SULLIVAN, 1994; MAHRT, 1999); acelerações advectivas (PAEGLE; RASCH, 1973); variações na escala sinótica do vento geostrófico (MAHRT, 1981);

brisas marítima e fluvial (OLIVEIRA, 1990; COHEN et al., 2006; KARIPOT et al., 2006); efeitos de canalização (COHEN et al., 2006), dentre outros. Em algumas situações, mais de um fator contribui para a formação do jato (GARRATT, 1985).

Muitas vezes, o JBN se forma durante a noite e alcança o seu pico algumas horas antes do amanhecer (STULL, 1988). A Figura 1 mostra a evolução noturna de um JBN típico, na região de Wangara, Austrália.

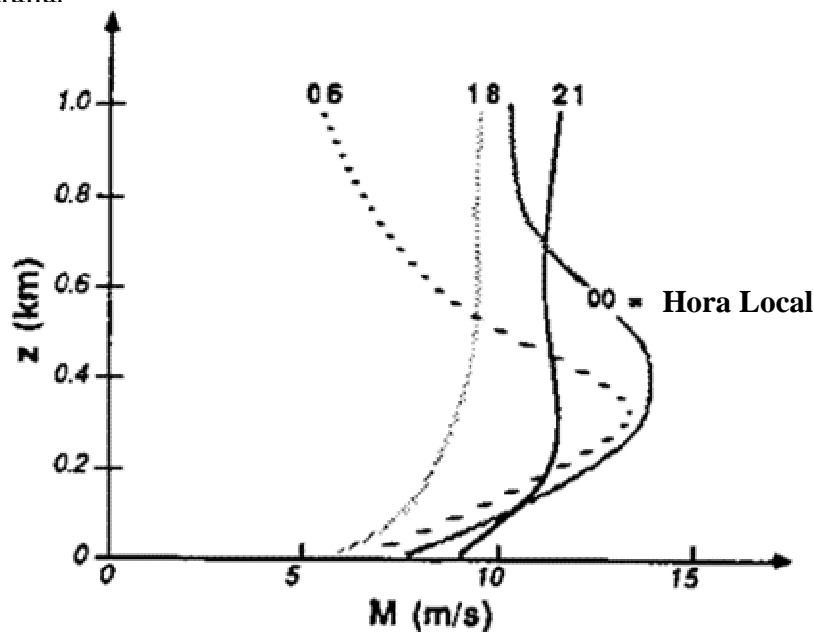


Figura 1 – Evolução noturna de um JBN típico, na região de Wangara, Austrália.  
Fonte: (STULL, 1988).

Segundo Garstang e Fitzjarrald (1999), a formação dos JBNs faz parte de um dos estágios de evolução da camada limite observados na floresta Amazônica: depois que uma forte inversão noturna se forma, perdas radiativas rapidamente resfriam a superfície da copa; a efetiva separação do ar acima da camada de mistura em relação à copa resulta na redução da rugosidade efetiva, o que provoca aceleração da camada acima com a remoção da fricção. Este desacoplamento friccional se reflete em um jato de baixos níveis noturno. Além disso, forças de cisalhamento resultam em mistura na inversão em baixos níveis, enfraquecendo e elevando a inversão ao longo da noite.

Oliveira (1990), baseado em dados da Reserva Ducke, na região de Manaus, encontrou duas classes distintas de JBNs para a Floresta Amazônica: a primeira, a qual chamou de J1, com

o máximo nos primeiros 200 a 400 m e com intensidade máxima do vento de 2 a 6 m/s; e a segunda (J2) com o máximo em 400 a 600 m, com intensidade de 10 a 15 m/s.

A ocorrência deste fenômeno pode alterar significativamente as características e a evolução da CLN (MAHRT et al., 1979), tais como os seus perfis de temperatura, temperatura potencial virtual, temperatura potencial equivalente, umidade específica e, ainda, de parâmetros calculados da turbulência, como o número de Richardson. É possível que a presença de tais jatos introduza dificuldades adicionais na parametrização dos processos de troca superfície-atmosfera.

Estudos mais recentes em florestas coníferas (KARIPOT et al., 2006; PRABHA et al., 2007; 2008) demonstraram que eventos intermitentes de JBNs podem estar associados a eventos turbulentos bruscos à superfície, sendo capazes de promover uma maior interação entre a copa florestal e a atmosfera, alterando as trocas noturnas de CO<sub>2</sub>, o que é bastante significativo ao se quantificar fluxos noturnos acima de floresta. Esta influência sobre os escalares também já foi observada sobre áreas agrícolas (MATHIEU et al., 2005).

Prabha et al. (2007; 2008), utilizando dados do *Howland AmeriFlux site*, nos EUA, identificaram estes eventos bruscos à superfície como explosões (*bursts*) turbulentas sobre a copa florestal durante o início de um JBN noturno, em resposta à instabilidade criada pelo cisalhamento associado ao jato. Nestas situações, momentum, energia cinética turbulenta e ar frio e rico em CO<sub>2</sub> são transferidos para baixo por grandes vórtices com escala de comprimento maior que a altura do jato. No entanto, segundo a pesquisa de Prabha et al. (2007), somente os JBNs de intensidade moderada são acompanhados por movimentos de baixa frequência e explosões (*bursts*) turbulentas, enquanto que estes são suprimidos durante eventos de jatos fortes com elevado cisalhamento, o que caracteriza o chamado *shear sheltering* (blindagem por cisalhamento). Este fenômeno também foi observado por Mathieu et al. (2005), porém sem utilizar tal denominação.

Sun et al. (2004) também mencionaram que a turbulência gerada pelos distúrbios atmosféricos em partes superiores da camada limite pode não ser propagada para baixo em direção à superfície, levando à chamada camada limite invertida durante a noite.

Para detectar a existência de situações com ou sem blindagem, Prabha et al. (2007) utilizaram um parâmetro adimensional, inicialmente proposto por Smedman et al. (2004), baseado na curvatura do perfil do vento médio e na escala do vórtice, dado por:



$$\Sigma_j \approx \frac{(U_H/H^2)}{(dU/dz)^2 u_*^{-1}}, \quad (1)$$

onde  $dU/dz$  é o cisalhamento do vento,  $u_*$  é a velocidade de fricção,  $U_H$  é a velocidade do vento no “nariz” do jato e  $H$  é a altura do jato. Segundo Prabha et al. (2007), os valores de  $\Sigma_j$  variam de 0,04 a 0,12 para os casos de fraca blindagem por cisalhamento e de 0,2 a 0,5 nos casos de forte blindagem.

Os jatos observados acima da Reserva Florestal de Caxiuanã (COHEN et al., 2006) ocorrem a altura média de 500 m durante a madrugada, com velocidade de até 15 m/s. Sua origem parece estar associada ao efeito de “canalização” do escoamento de retorno da brisa marítima, devido à existência de grandes rios na região.

#### b) Rajadas de vento

Estudos precedentes da CLN acima da Reserva Florestal de Caxiuanã (NOGUEIRA et al., 2006) detectaram a existência de máximos de velocidade do vento nas séries temporais, que ocorriam entre 20:00 e 24:00 h (hora local), chegavam a ter mais de 10 m/s e duravam entre 2 e 14 minutos (Figura 2). Tais eventos se mostraram associados a um aumento na concentração de  $CO_2$  e de vapor d’água e na queda brusca de temperatura na altura da copa florestal (SÁ et al., 2006). O fenômeno observado esteve associado a oscilações amortecidas nos sinais dos escalares, cuja amplitude diminuía e a frequência aumentava (Figura 3).

Ainda que haja muita pesquisa recente sobre a CLN e a ocorrência de fenômenos intermitentes (MAHRT, 1999), ondas solitárias e correntes de densidade (SUN et al., 2002; 2004), ondas internas de gravidade (BABENKO, 1997), dentre outros, poucos são aqueles que procuraram encontrar expressões analíticas para explicar oscilações amortecidas, como as encontradas nas noites de Caxiuanã após a rajada.

Tais fenômenos, com marcantes características de interações não-lineares, ainda não tiveram sua explicação plenamente estabelecida. Contudo, podem-se mencionar estudos na literatura que objetivaram pesquisar fenômenos semelhantes.

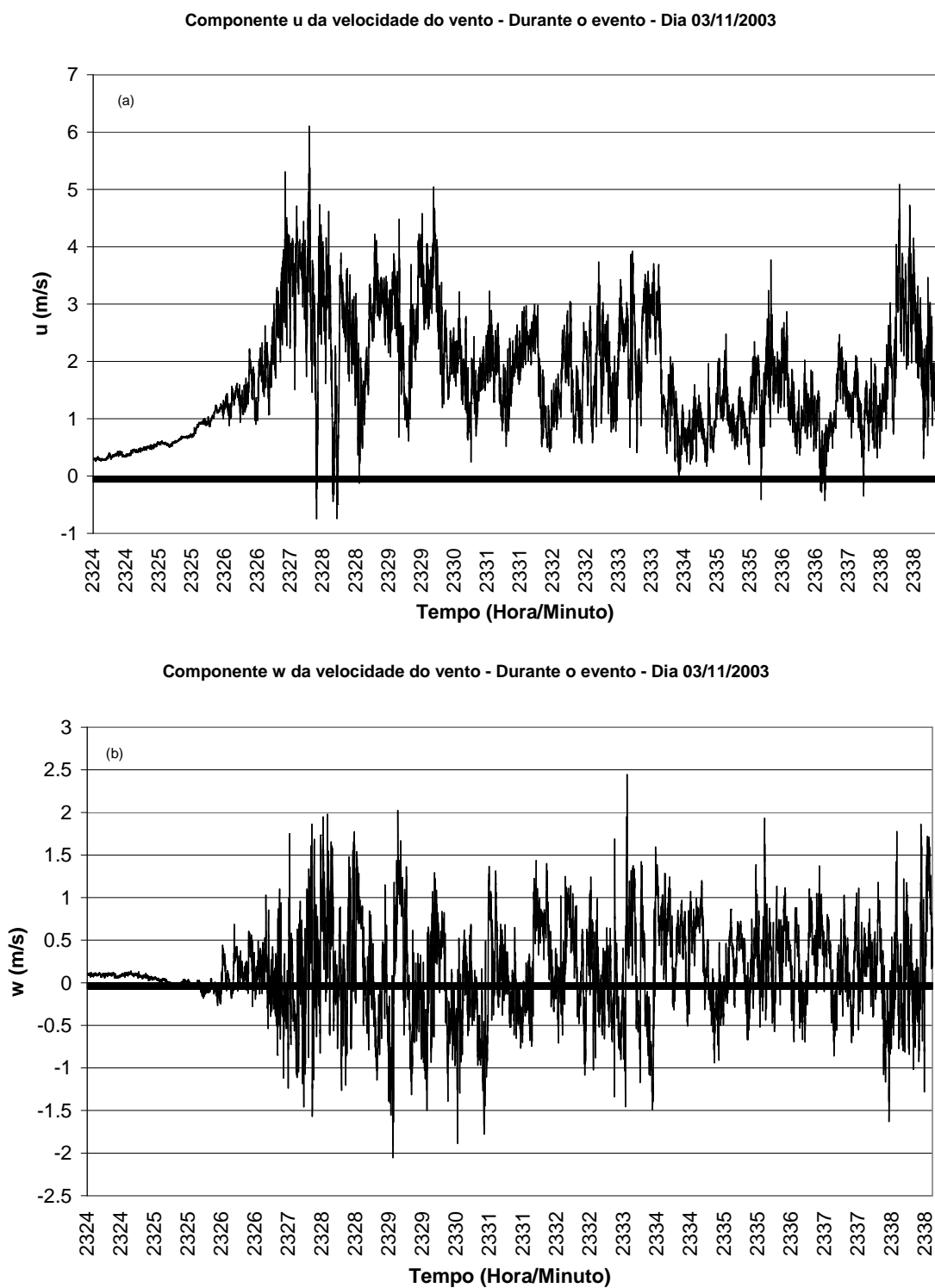


Figura 2 – Séries temporais, medidas a 54 m de altura, durante um evento de rajada observado na Floresta de Caxiuana: (a) componente u da velocidade do vento; e (b) componente w da velocidade do vento. Fonte: (Adaptado de NOGUEIRA et al., 2006).

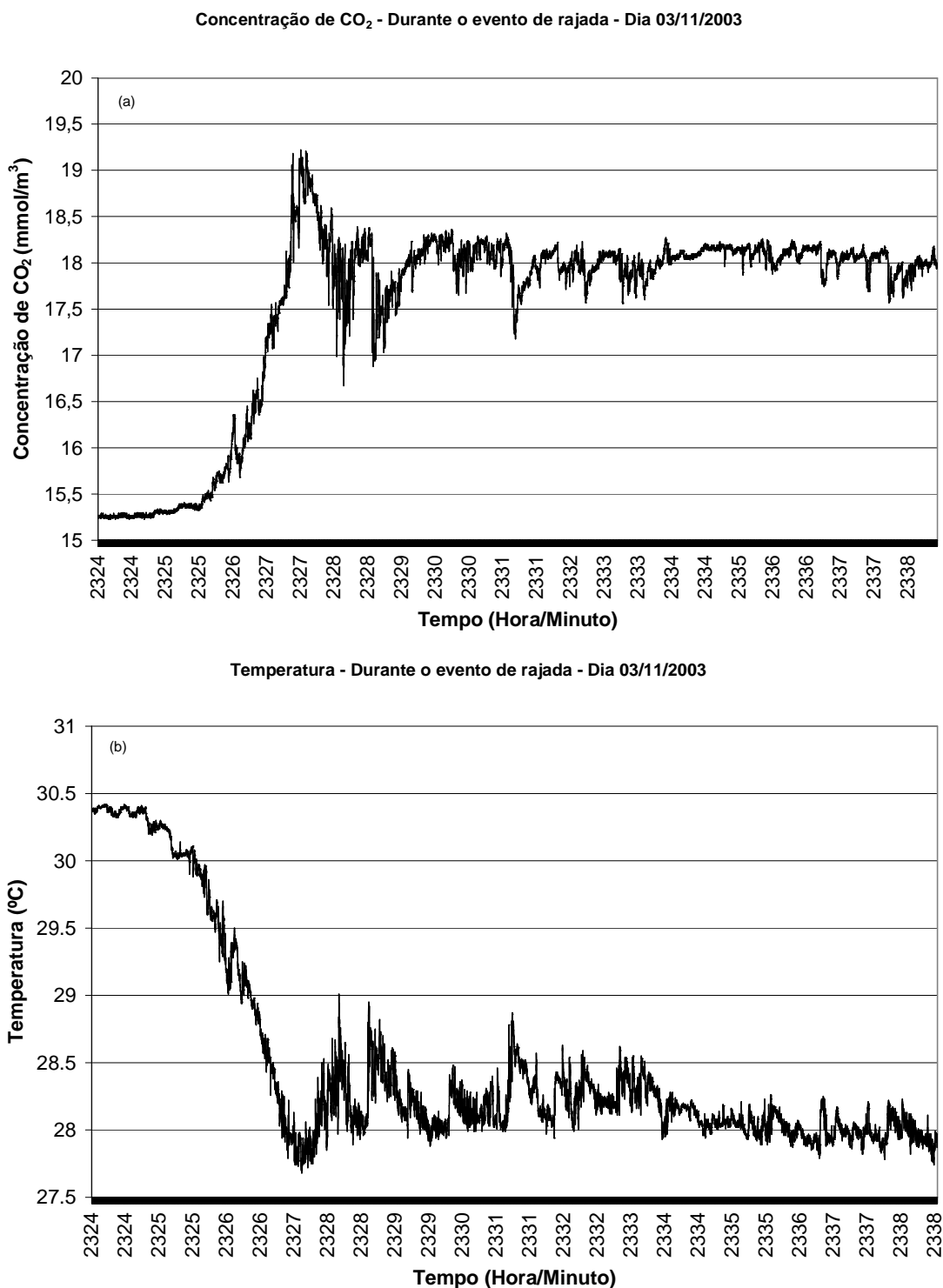


Figura 3 – Séries temporais, medidas a 54 m de altura, durante o evento de rajada da Figura 2, mostrando oscilações amortecidas, com diminuição na amplitude e aumento na freqüência na: (a) concentração de CO<sub>2</sub>; e na (b) temperatura.

Fonte: (Adaptado de NOGUEIRA et al., 2006).

Assim, Sun et al. (2002; 2004), utilizando dados do experimento CASES-99, encontraram, em uma única noite, três eventos turbulentos associados cada um a uma causa diferente: corrente de densidade, onda solitária e onda de gravidade interna. Estes três eventos resultaram na ocorrência de rajadas de vento e em mistura turbulenta intermitente.

Tanto a onda solitária quanto a onda interna de gravidade propagaram-se horizontalmente e verticalmente (para baixo). Durante sua passagem pelas torres meteorológicas onde eram efetuadas as medidas, foram observadas instabilidades locais, tanto térmicas quanto de cisalhamento do vento, quando ar mais frio foi empurrado de cima para baixo com a consequente formação de rajada de vento à superfície. Essas instabilidades dispararam eventos de mistura turbulenta. Além disso, durante tais eventos foram observadas grandes perturbações não-hidrostáticas de pressão desencadeadas pela forte aceleração vertical associada com a onda solitária. As perturbações de pressão estiveram bem correlacionadas com a temperatura. Por outro lado, a diferença entre as direções do escoamento local e de propagação de ondas internas de gravidade acabou gerando “rolos” laterais (SUN et al., 2004).

Quanto à corrente de densidade, que pode ser iniciada por frentes frias distantes, escoamentos de drenagem devido ao resfriamento radiativo da superfície ou distúrbios atmosféricos de mesoescala (SUN et al., 2002), há uma aparente mistura turbulenta intermitente durante sua passagem, associada com instabilidades locais térmica e mecânica. O movimento desta corrente gera, então vórtices que empurram ar mais quente, seco e com baixa concentração de CO<sub>2</sub> para baixo do ar mais frio, úmido e com alta concentração de CO<sub>2</sub> (Figura 4).

Sun et al. (2004) concluem que perturbações não-locais são as responsáveis por instabilidades locais térmicas e mecânicas que geram intermitência na CLN. Portanto, a origem de tais perturbações deve ser compreendida para melhorar a compreensão da evolução da CLN e o desempenho de modelos numéricos de mesoescala.

Esses eventos acima da copa das árvores influenciam a geração de vórtices (eddies) que, ao passar sobre a floresta, podem induzir movimentos ressonantes nas colunas de ar entre os troncos de árvores, provocando mistura para baixo, para dentro da copa (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999).

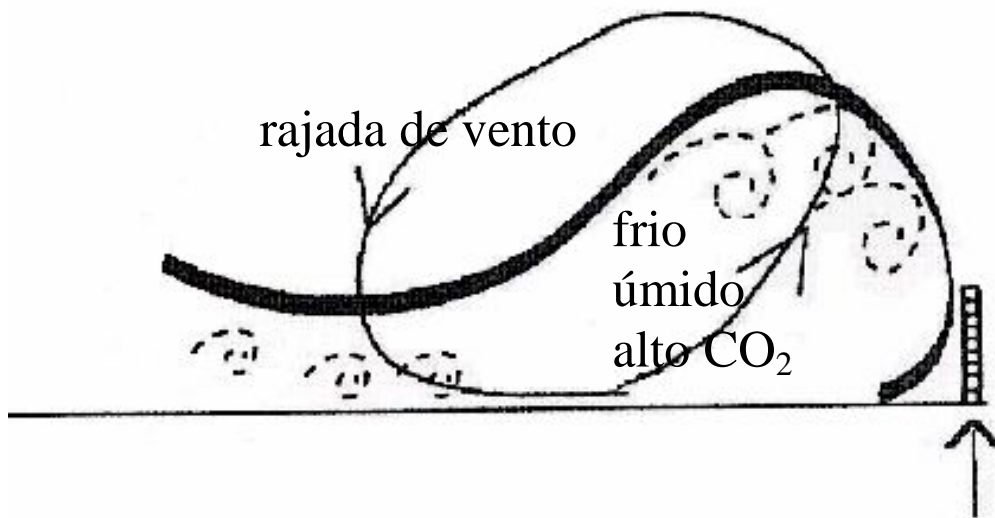


Figura 4 – Diagrama esquemático da atuação da corrente de densidade, provocando um aumento da velocidade do vento e mistura turbulenta intermitente.

Fonte: (Adaptado de SUN et al., 2002).

Ressalte-se que os trabalhos de Sun et al. (2002; 2004) se basearam na análise de dados gerados por um vasto dispositivo experimental proporcionado pelo Experimento CASES-99. Os dados experimentais de Caxiuanã, usados na presente pesquisa, não dispõem da mesma variedade de informações obtidas pelo CASES-99.

Episódios de rajadas de vento também podem estar associados a *downbursts* (correntes descendentes de ar intensas e de curta duração) que se formam em função do escoamento oriundo de nuvens convectivas, particularmente em regiões tropicais. Neste caso, a rajada de vento deve vir acompanhada de uma queda da temperatura do ar e da temperatura potencial equivalente, além da observação de trovoadas na região, associadas a nuvens cumulonimbus. Muitas vezes, é possível também que haja a ocorrência de chuva no mesmo horário, na área das medidas ou em áreas próximas, o que define se o fenômeno em questão é um *wet downburst* (úmido) ou um *dry downburst* (seco) (GARSTANG et al., 1998).

É possível ainda que eventos de rajadas de vento à superfície estejam associados a jatos de baixos níveis na CLN. Karipot et al. (2006) e Prabha et al. (2007; 2008) identificaram a ocorrência de explosões turbulentas sobre a copa de uma floresta associadas à atividade intermitente de JBNs, transportando momentum, energia cinética turbulenta e ar frio e rico em CO<sub>2</sub> para baixo. Todavia, Prabha et al. (2007; 2008) verificaram que somente os JBNs de

intensidade moderada são acompanhados por estes eventos, sendo eles suprimidos durante JBNs fortes com elevado cisalhamento, configurando a blindagem por cisalhamento.

### c) Ondas de gravidade

O termo onda de gravidade sugere que a gravidade é a força restauradora que age sobre uma parcela de fluido a qual foi deslocada de sua posição de equilíbrio. O deslocamento vertical de um escoamento estavelmente estratificado quase sempre leva à geração de ondas de gravidade. São geralmente observadas como oscilações periódicas de pressão atmosférica e de direção e velocidade do vento, que podem durar de apenas alguns minutos até horas. Podem ainda parecer subir ou descer com o tempo, ou aparecer e desaparecer intermitentemente (NAPPO, 2002).

Existem três mecanismos que comumente explicam a geração de ondas na baixa atmosfera: penetração convectiva, distúrbio devido à topografia e instabilidade por cisalhamento (REES; MOBBS, 1988; HOOKE; JONES, 1986; LEE, 1997).

Uma importante propriedade das ondas é sua habilidade de transportar energia para pontos distantes dos distúrbios que as geraram (montanhas, colinas, tempestades, jatos, dentre outros) e atuam para distribuir essa energia através da atmosfera (NAPPO, 2002).

A propagação horizontal pode ocorrer somente se as ondas forem capturadas entre a superfície e algum nível superior, sendo refletidas ao encontrar cada um destes limites. Diz-se que a onda capturada é um conduto de onda capaz de transportar energia horizontalmente a longas distâncias com pouca atenuação. Este nível superior é caracterizado por mudanças abruptas na frequência de Brünt-Väisälä ou na velocidade do vento de fundo, configurando um duto de onda. Se a distância entre a superfície e o nível refletor é um múltiplo do comprimento de onda vertical, então ondas refletidas e incidentes podem interferir construtivamente, resultando em ressonância da onda (NAPPO, 2002). A Figura 5 mostra ondas capturadas na CLN em função de uma variação brusca da frequência de Brünt-Väisälä.

Stobie et al. (1983) mostraram que tempestades geralmente iniciam condutos de onda de gravidade que podem se propagar a longas distâncias (~1000 km) e podem iniciar novas tempestades em seu caminho. Chimonas e Nappo (1987) utilizaram a teoria de ondas de gravidade para mostrar que uma rajada de vento de longa duração poderia ser modelada como um conduto de *bow wave* de tempestade.

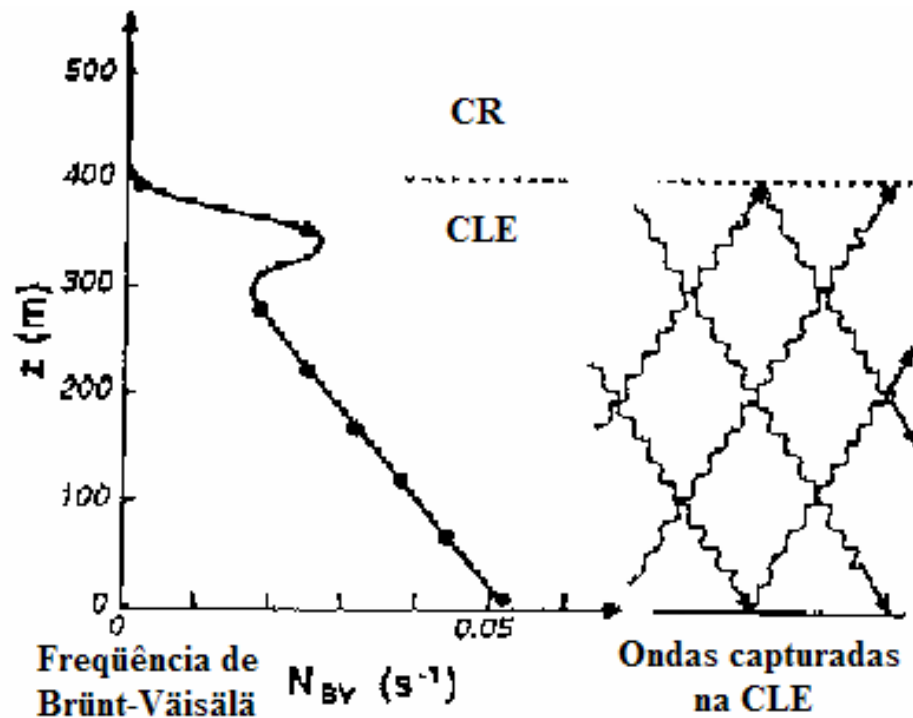


Figura 5 – Ondas capturadas em função de uma variação brusca da frequência de Brünt-Väisälä.  
Fonte: (Adaptado de STULL, 1988).

Um tipo de duto de onda é o duto de vento, criado por um jato no vento de fundo na direção de propagação da onda, como um jato de baixos níveis. Chimonas e Hines (1986) foram os primeiros a descreverem este tipo de duto. Se há um jato no vento de fundo, então há possibilidade para um duto de onda. Sun e Orlanski (1981), investigando a interação da brisa marítima com a estabilidade atmosférica, verificaram que ondas de mesoescala associadas à instabilidade podem ser iniciadas pela brisa marítima e se propagar para o continente.

As camadas de turbulência atmosférica são perturbadas por ondas de gravidade, revelando, assim, a presença da onda. Em alguns casos, as ondas se dissipam e geram turbulência (NAPPO, 2002).

Finnigan et al (1984) examinaram as interações de turbulência e ondas de gravidade. O mecanismo pelo qual ondas e turbulência interagem e modificam o escoamento médio é comumente chamado de acoplamento onda-turbulência. Segundo Finnigan (1988), ondas de gravidade na camada limite são geralmente não-lineares com amplitudes e frequências que variam no tempo.

Dentre os três eventos noturnos identificados por Sun et al. (2002; 2004), associados a episódios de turbulência intermitente na superfície e acompanhados por uma notável queda de temperatura, houve uma onda interna de gravidade, que se propagou horizontalmente e para baixo a partir de um jato de baixos níveis de cerca de 7 m/s a aproximadamente 80 m de altura.

Durante a passagem desta onda, instabilidades locais térmicas e por cisalhamento foram geradas por ar frio empurrado sobre ar quente, e rajadas de vento foram observadas na superfície. Estas instabilidades deram início a eventos turbulentos de mistura (SUN et al., 2004).

Os autores mostraram que a diferença de direção entre a propagação da onda de gravidade e o escoamento levou à ocorrência de rolos laterais. Eles também notaram, através de dados de lidar, que, devido à forte mistura turbulenta associada à onda de gravidade, o momentum do jato foi reduzido significativamente; e, em consequência disto, a altura do máximo de vento pareceu subir repentinamente do máximo do jato de 8 m/s a 50 m para um máximo de 7 m/s a 100 m.

Com este estudo, Sun et al. (2004) concluíram que distúrbios não-locais são responsáveis por instabilidades locais térmicas e por cisalhamento, que levam à turbulência intermitente na camada limite noturna. Concluíram também que, para a compreensão desses processos, são necessários diferentes sensores para caracterizar o escoamento e os processos que o afetam sobre uma região de dezenas de quilômetros quadrados.

Oscilações sob a forma de onda são comuns no movimento do ar no interior e sobre a copa florestal durante a noite. Lee (1997) mostrou que ondas da copa são geradas por cisalhamento do vento próximo ao topo das árvores e apresentam aspectos semelhantes ao distúrbio de Kelvin-Helmholtz.

De acordo com o estudo de Lee (1997), ondas da copa são geradas por cisalhamento e possuem características únicas, como a baixa velocidade de fase, que as distinguem de ondas originadas em níveis mais altos da camada limite.

A força de atrito exercida no escoamento pelos elementos de rugosidade da floresta reduz a velocidade do vento consideravelmente, resultando em um elevado cisalhamento próximo ao topo da copa florestal. Os elementos de rugosidade das plantas também são eficientes no amortecimento dos movimentos de onda (LEE, 1997).



## 2.2 PROCESSOS NOTURNOS DE TROCAS FLORESTA-ATMOSFERA

É fundamental compreender os processos ecofisiológicos que contribuem para os mecanismos físicos de transporte de calor sensível, vapor d'água e gás carbônico logo acima e no interior da copa da floresta (GASH et al., 1996). Como os eventos turbulentos investigados nesta pesquisa ocorrem durante a noite e estão associados a alterações nas concentrações de escalares, serão apresentadas algumas noções acerca dos processos noturnos de trocas de CO<sub>2</sub> entre a floresta e a atmosfera. Primeiramente, no entanto, é importante descrever algumas características da atmosfera sobre florestas, como o perfil médio da velocidade do vento e os regimes de estabilidade verificados ao longo do dia.

### 2.2.1 Vento e estabilidade atmosférica

Em média, a radiação solar tem seu pico antes do meio-dia e depois cai ligeiramente durante a tarde, provavelmente em resposta ao aumento de nebulosidade. Os fluxos de radiação de onda-longa para cima e para baixo têm uma pequena variação diurna. A radiação solar abaixo da copa alcança o seu pico antes do meio-dia e está relacionado à estrutura da copa, que permite a penetração de luz solar a ângulos solares baixos. Um segundo pico à tarde não ocorre, provavelmente devido à nebulosidade (MOLION, 1987).

No caso do saldo de radiação, há tanto o pico da manhã quanto um pico à tarde que resulta da penetração da luz e do aquecimento da copa, pois a temperatura máxima é observada próxima a este horário do dia. O saldo de radiação abaixo da copa é defasado em cerca de 1 hora em relação ao saldo de radiação acima da copa (MOLION, 1987), como uma manifestação do fenômeno de persistência.

Durante a noite, a interferência da copa com a perda de radiação de onda longa em seu interior é mais acentuada, mas um resfriamento radiativo apreciável também ocorre no topo da copa, que passa a se constituir em sumidouro de calor, levando a camadas fortemente estáveis logo acima dela (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999). À medida que a perda de calor acima da copa aumenta, a camada estável se estende para o interior da copa. No entanto, pode haver o desaparecimento desta camada estável no topo devido à cobertura de nuvens, que diminuem a

perda radiativa, e à ocorrência de chuva, que tende a homogeneizar a camada causando mistura (FITZJARRALD; MOORE, 1990).

Assim, devido às mudanças na estabilidade estática atmosférica, o acoplamento entre a floresta e a atmosfera é diferente durante a noite e durante o dia (FITZJARRALD; MOORE, 1990).

Além disso, o perfil médio de velocidade do vento possui um forte ponto de inflexão logo acima da copa. Este ponto se aproxima do topo da copa durante o dia, afastando-se durante a noite (SÁ; PACHÊCO, 2001). A existência deste ponto de inflexão cria um tipo peculiar de instabilidade, que contribui para a formação de vórtices na forma de “rolos”, cujo eixo de simetria horizontal é perpendicular à direção do escoamento (RAUPACH et al., 1996). Abaixo da copa, as velocidades do vento médio horizontal estão geralmente entre 0 e 1 m/s (MOLION, 1987).

### **2.2.2 Trocas de CO<sub>2</sub>**

As trocas de energia, água e CO<sub>2</sub> entre a atmosfera e as superfícies vegetadas têm um papel importante na dinâmica dos processos que envolvem a superfície-atmosfera (WILLIAMS et al., 2007). O gás carbônico é um dos principais gases do efeito estufa do planeta. As suas fontes e sumidouros na Terra e, particularmente, o papel da Floresta Amazônica neste contexto tem sido objeto de pesquisas recentes (NOBRE, 2001; SALESKA et al., 2003). No caso da Amazônia, estes estudos estiveram, nos últimos anos, associados a importantes projetos, como o Projeto LBA (*Large Scale Biosphere-Atmosphere Project in the Amazon*) e o ABRACOS (*Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study*) que já obtiveram resultados interessantes (GASH et al., 1996; SILVA DIAS et al., 2002; ARTAXO et al., 2006).

Os fluxos de CO<sub>2</sub> medidos acima da copa são resultado de dois processos distintos: a atividade fisiológica do ecossistema, representada pela fotossíntese e pela respiração das folhas e do solo (i.e., respiração das raízes e decomposição matéria orgânica por microorganismos); e as alterações na acumulação de CO<sub>2</sub> abaixo da copa por variações na sua ventilação (GRACE et al., 1996). A respiração do solo é, portanto, um componente do balanço de carbono da floresta, sensível às variações de temperatura (MEIR et al., 1996).

No que diz respeito à decomposição de matéria orgânica, a liteira tem papel fundamental. A liteira é a camada de detritos orgânicos, principalmente de origem vegetal, produzidos pela própria floresta, como folhas, galhos, gravetos, flores, sementes, cascas e outros tecidos em decomposição junto ao solo, subdividida em liteira fina (maior parte de decomposição rápida), grossa (galhos e troncos maiores) e subterrânea (raízes) (LUIZÃO, 2008).

A decomposição da liteira é realizada por uma variada flora e fauna microscópica, e facilitada pelo calor e pela umidade. A liteira fornece alimento para as plantas, bem como cobertura e proteção ao solo, evitando a sua erosão. Ajuda a manter a temperatura e a umidade para a intensa atividade biológica da microflora e da fauna que, por sua vez, estruturam e dão porosidade ao solo (LUIZÃO, 2008). A qualidade e a quantidade do material disponível para decomposição, especialmente em ambientes tropicais, podem afetar as populações da microfauna do solo, resultando em uma mobilização diferencial dos nutrientes, com conseqüências para a ciclagem de nutrientes e a fertilidade do solo (WAREN; ZOU, 2002).

A concentração de CO<sub>2</sub> aumenta com a altura até o fim da tarde. Durante a noite, o CO<sub>2</sub> produzido pela respiração do solo fica aprisionado abaixo da copa (LU et al., 2005). No início da manhã, o aquecimento solar destrói a CLE e uma rasa CS instável cresce rapidamente, devido à forte mistura vertical (STULL, 1988). Em poucas horas, o CO<sub>2</sub> acumulado abaixo da copa é liberado em uma “explosão” observada como um pico de CO<sub>2</sub> durante a manhã, entre 9:00 e 10:00 HL, na região do Tapajós (LU et al., 2005). Ressalte-se que isto não é observado em todos os locais.

Segundo o estudo de Grace et al. (1996), utilizando dados da floresta Amazônica em Rondônia, a ventilação da copa ocorreu raramente durante a noite, devido à estabilidade atmosférica, exceto por um evento em que uma tempestade começou no início da noite. A acumulação de CO<sub>2</sub> observada na parte mais baixa da copa até às 20:00 (HL) sofreu uma intensa mistura causada por ventos fortes.

Os níveis de fluxo da folha são afetados pela velocidade do vento dentro da copa devido ao controle da condutância através da camada limite laminar sobre a superfície da folha (ROBERTS et al., 1990). Velocidades do vento mais elevadas aumentam a eficiência da remoção (ou reabastecimento, no caso do CO<sub>2</sub>) de massa na superfície da folha, aumentando, assim, as diferenças de concentração entre as porções interna e externa das cavidades estomáticas (ALBERTSON et al., 2001).

Outro exemplo acerca da concentração de CO<sub>2</sub> dentro da copa é dado por Kruijt et al. (1996). Eles mostram evidências de mistura noturna dentro da copa, mesmo quando as condições atmosféricas são estáveis. Segundo Kruijt et al. (1996), as diferenças na concentração vertical de CO<sub>2</sub> surgem a partir das diferenças no balanço entre o suprimento e a demanda de carbono pelos componentes do ecossistema (plantas, solo, matéria morta), e a partir do transporte turbulento do ar nas camadas de vegetação.

Medidas dentro da copa de perfis de concentração e de turbulência na floresta tropical tipicamente mostram gradientes fortes que se mantêm do topo da copa até o chão da floresta. A existência de uma inversão de temperatura abaixo da copa mais alta é geralmente evidente, sugerindo um desacoplamento do ar da copa mais baixa em relação às condições acima. Ainda de acordo com Kruijt et al. (1996), as discrepâncias entre os resultados de modelos e o que se espera podem ser explicadas pelo fato de os modelos ignorarem a existência de eventos turbulentos intermitentes e intensos sobre a copa a intervalos regulares, que deslocam CO<sub>2</sub> para a copa mais alta.

Nicholls et al. (2004) mostraram, através de experimentos numéricos, que variações na concentração de CO<sub>2</sub> também podem ocorrer em função de ventos catabáticos, cisalhamento vertical do vento e circulações nas proximidades de lagos.

Outro fator importante, ressaltado por Sun et al. (2007), é a advecção de CO<sub>2</sub>, especialmente quando a mistura turbulenta não é significativa, independente de o escoamento ser gerado por orografia, gradientes de pressão sinóticos ou pela heterogeneidade da superfície.

A taxa de transferência de dióxido de carbono para a atmosfera é controlada pela sua taxa de produção, pelos gradientes solo-atmosfera de temperatura e da concentração de CO<sub>2</sub>, pelas propriedades físicas do solo e flutuações de pressão no ambiente (MEIR et al., 1996). Avanços recentes nos estudos de ecofisiologia sugerem que a condutância estomática responde diretamente à taxa de assimilação de carbono dentro da folha, com uma estratégia de otimização geral que visa maximizar os ganhos de carbono e minimizar as perdas de água (ALBERTSON et al., 2001).

Dentro da copa, altas concentrações de CO<sub>2</sub> já foram encontradas na Amazônia Central, o que é característico de florestas densas (MEDINA; CUEVAS, 1996). No caso do vapor d'água, a troca no interior da copa é dependente da condutância estomática, o que se estima a partir de considerações do seu processo de assimilação de gás carbônico. A taxa líquida de assimilação

local de carbono é determinada por reações bioquímicas e por difusão do ar do ambiente para o cloroplasto, onde as reações bioquímicas são limitadas pela quantidade de PAR (*photosynthetically active radiation* - radiação fotossinteticamente ativa) absorvida (ALBERTSON et al., 2001).

A estrutura vertical da copa exerce um grande controle sobre a penetração de radiação e a mistura entre as concentrações de gás carbônico, vapor d'água e calor no interior e acima da copa florestal (ALBERTSON et al., 2001). Portanto, outro aspecto importante é a existência de várzeas, igapós e clareiras na reserva florestal. As clareiras, por exemplo, fornecem um caminho para a atmosfera para o ar úmido e com alta concentração de CO<sub>2</sub> abaixo da copa (MILLER et al., 2007). Em seu estudo, Miller et al. (2007), verificaram que áreas intactas de floresta apresentaram mais CO<sub>2</sub> e vapor d'água e ar mais frio do que os mesmos níveis em clareiras. No entanto, isto não poderia ser explicado somente pela perda local de gás na clareira, mas está associado ao transporte horizontal até a clareira e o posterior transporte vertical para a atmosfera do ar úmido, frio e rico em CO<sub>2</sub> do interior da floresta (MILLER et al., 2007).

Existem interações complexas entre a geometria da copa, o transporte turbulento e os mecanismos biofísicos, que se manifestam com uma variabilidade significativa nos campos de concentração sobre uma floresta heterogênea (ALBERTSON et al., 2001).

## 2.3 MODELAGEM NUMÉRICA

A modelagem numérica é uma importante ferramenta nos estudos meteorológicos, sendo útil tanto na previsão do tempo quanto na pesquisa de fenômenos de diferentes escalas e do futuro do clima do planeta.

### 2.3.1 Modelos atmosféricos

Existem diferentes tipos de modelos atmosféricos, de acordo com as escalas dos fenômenos que eles conseguem representar.

Há os modelos globais, também chamados de modelos de circulação geral (GCMs, do termo em inglês *Global Circulation Models*), que são capazes de descrever os movimentos da atmosfera na escala do planeta. Eles são utilizados na previsão do tempo, como os modelos do

NCEP, ECMWF e do CPTEC, ou em estudos climáticos. Devido a limitações computacionais, a resolução usada em suas simulações é baixa, o que não permite que determinados fenômenos sejam resolvidos explicitamente pelos GCMs. Assim, tais processos precisam ser parametrizados (PIELKE, 2002).

Parametrização é o nome que se dá à especificação de processos da escala sub-grade e de fontes-sumidouros usando dados experimentais e conceitos fundamentais simplificados. A parametrização não tem que necessariamente simular os processos físicos a serem representados. Deve, pelo contrário, manter-se a mais simples computacionalmente possível, desde que sua acurácia quantitativa não seja afetada (PIELKE, 2002). A parametrização dos processos deve ser feita baseada em variáveis integradas pelo modelo (STULL, 1988).

Os modelos de mesoescala, conhecidos também como modelos de área limitada, possuem espaçamento de grade de uma a algumas dezenas de quilômetros, e podem representar fenômenos de mesoescala, a evolução de sistemas de tempo, a influência da topografia, dentre outros. No entanto, não são capazes de resolver explicitamente certos processos, tais como a formação de nuvens individuais, as circulações internas de sistemas de nuvens, a turbulência, sendo necessário, portanto, parametrizá-los. Estes modelos são usados para pesquisas ou previsão de tempo em escala regional, como os modelos ETA, RAMS, BRAMS, MM5, RSM, ARPS. Recentemente, também têm sido utilizados em estudos climáticos (GANDU et al., 2004).

Os modelos de nuvens, por sua vez, são capazes de resolver explicitamente circulações na escala de nuvens individuais. Já foram usados no estudo de propriedades dinâmicas ou microfísicas de nuvens isoladas, sendo hoje utilizados em diversas situações, principalmente na elaboração de parametrizações de nuvens e convecção para os GCMs, como modelos de “ensemble” de nuvens. Possuem espaçamento de grade da ordem de 1 km ou menos, o que permite a simulação explícita dos movimentos atmosféricos em escala convectiva. Há necessidade de parametrizar apenas fenômenos em escalas menores, como a turbulência (KHAIROUTDINOV et al., 2005).

Os modelos de simulação de grandes turbilhões (também chamados de LES, do termo em inglês *Large-Eddy Simulation*) podem resolver explicitamente aspectos do transporte turbulento, inclusive os maiores vórtices da região de produção de energia cinética turbulenta (ECT), pois possuem espaçamentos de grade mais finos, de poucas dezenas de metros, condições de fronteira periódicas e são tridimensionais. No entanto, os turbilhões menores e os processos de

transformações microfísicas e de trocas radiativas precisam ser parametrizados (MARQUES FILHO, 2004).

Na pesquisa desenvolvida neste trabalho, foi utilizado o modelo de mesoescala BRAMS, o qual será apresentado de forma mais detalhada a seguir.

### 2.3.2 BRAMS

O modelo de mesoescala BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) é um projeto conjunto da ATMET (*ATmosphere, Meteorology, and Environmental Technologies*), do IME/USP, do IAG/USP e do CPTEC/INPE, financiado pelo FINEP, que produziu uma versão brasileira do RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), adaptando-o às condições tropicais e propiciando um modelo único aos centros brasileiros de previsão do tempo (CPTEC/INPE, 2008).

O conceito do RAMS foi desenvolvido no início dos anos 80, no Departamento de Ciências Atmosféricas da *Colorado State University* e na divisão ASTeR da *Mission Research Corporation*, com o intuito de unir diferentes códigos de simulação numérica do tempo que eram usados no mesmo local. Sua primeira versão amplamente distribuída, versão 2c, se tornou disponível em 1991 (COTTON et al., 2003).

Ele é um modelo de previsão numérica capaz de simular sistemas atmosféricos da escala de um hemisfério terrestre até simulações de grandes turbilhões da camada limite planetária. É mais utilizado para representar fenômenos de mesoescala (escala horizontal de 2 a 2000 km), para pesquisas específicas ou para previsão do tempo (PIELKE et al., 1992). O RAMS já foi empregado para simular vórtices da camada limite (espaçamento de grade de 10 a 100 m), simulações de prédios individuais (espaçamento de grade de 1 m), e simulações de túneis de vento (espaçamento de grade de 1 cm) (COTTON et al., 2003).

O domínio simulado pelo BRAMS pode ter de uma a três dimensões. Contém equações prognósticas para a temperatura, vapor d'água, água líquida (nuvem e chuva), três componentes da velocidade do vento e cinco espécies de gelo. Suas equações básicas podem ser não-hidroestáticas compressíveis, ou hidroestáticas incompressíveis. Permite um número ilimitado de grades aninhadas, com razões de aninhamento no espaço e no passo de tempo que podem ser definidas pelo usuário. Possui também a grade C de Arakawa. O esquema de diferenças finitas da

integração do modelo é feito no tempo, através de uma combinação híbrida do esquema *leap-frog* e avançada no tempo. A inicialização do modelo pode ser horizontalmente homogênea ou fazer uso de um pacote de análise isentrópica (COTTON et al., 2003).

Este é um modelo bastante versátil. Inclui várias parametrizações físicas adequadas para simular circulações locais induzidas pelas características da cobertura da superfície e da topografia (PIELKE et al., 1992). Para a turbulência, o modelo possui quatro esquemas diferentes de parametrização: o de Smagorinski; o de Deardorff; o de Mello-Yamada; e o de Kosovic. A microfísica de nuvens possui quatro níveis diferentes de complexidade, cinco espécies de gelo e engloba processos de chuva quente. As parametrizações convectivas disponíveis são a modificada de Kuo-Tremback e a de Grell (GRELL; DEVENYI, 2002; FREITAS et al., 2007). As opções de parametrização de radiação no modelo são: (i) de Mahrer e Pielke, que não leva em conta a presença de nuvens; (ii) de Chen e Cotton, que leva em conta a presença de nuvens, porém as trata como sendo compostas apenas de água líquida; e (iii) de Harrington, que leva em conta as nuvens formadas pelos diferentes hidrometeoros (na fase líquida e sólida). A parametrização do limite inferior do modelo pode ser o LEAF-2 ou o LEAF-3 (WALKO et al., 2000).

Pesquisas empregando os modelos RAMS e BRAMS já foram realizadas na Amazônia, estudando, dentre outros fenômenos, circulações de mesoescala (SILVA DIAS et al., 2004; LU et al., 2005) e jatos de baixos níveis (COHEN et al., 2006; NOGUEIRA et al., 2008).

Trabalhos recentes sobre circulações de mesoescala e variações atmosféricas de CO<sub>2</sub> na região do Tapajós utilizaram o modelo RAMS com diversas modificações para incluir transporte tridimensional de CO<sub>2</sub>, fluxos de CO<sub>2</sub> na superfície de acordo com o ciclo diário e cobertura da terra e os efeitos do transporte por convecção profunda (LU et al., 2005).



### 3 DADOS E METODOLOGIA

Nesta seção, serão apresentadas informações acerca do sítio experimental em que a pesquisa foi desenvolvida, bem como o período e especificações dos dados coletados no local e a metodologia utilizada para atingir os objetivos do estudo.

#### 3.1 SÍTIO EXPERIMENTAL

Caxiuanã é uma reserva florestal localizada no município de Melgaço (1°42'30"S e 51°31'45"W), no centro do Estado do Pará, a 400 km de Belém (Figura 6). Esta Floresta Nacional foi criada pelo Ibama, em 28 de novembro de 1961, através do Decreto nº. 239 (LISBOA, 1997).

Os núcleos urbanos mais próximos são Portel e Melgaço. A produção de farinha, borracha e castanha são as principais atividades econômicas, enquanto a pesca é uma atividade complementar (LISBOA, 1997).

A Flona possui 330.000 hectares (LISBOA, 2002). Destes, 33.000 hectares a nordeste da Floresta Nacional constituem a Estação Científica Ferreira Penna (ECFPn), administrada pelo Museu Paraense Emílio Goeldi. Seus limites geográficos são, ao norte, o divisor de água entre as bacias do rio Caxiuanã e do rio Amazonas, ao sul, o rio Caxiuanã, ao leste, a baía de Caxiuanã e o igarapé Laranjal e a oeste, o igarapé Grande (LISBOA, 1997).

Na ECFPn, encontram-se ambientes naturais bem conservados e com baixa demografia (Viana et al., 2003). Apenas três comunidades habitam áreas próximas à estação: uma chamada Caxiuanã, às margens do rio Curuá; Pedreira, às margens da baía de Caxiuanã; e Laranjal, às margens do igarapé Grande, compondo uma população de 192 pessoas (LISBOA, 2002).

Uma base física foi construída na estação às margens do rio Curuá (Figura 7) e inaugurada em outubro de 1993 (LISBOA, 1997).

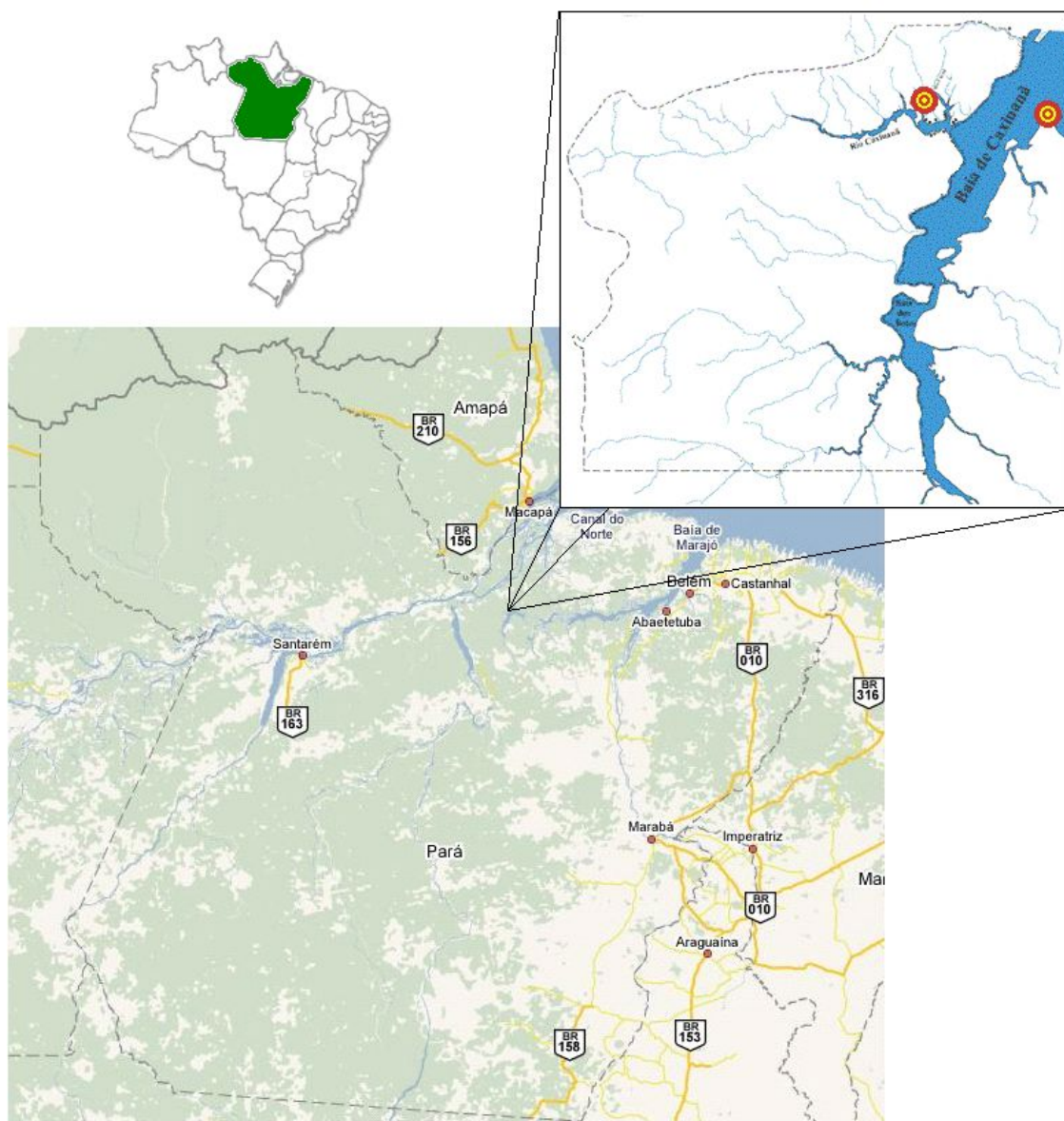


Figura 6 – Mapa de localização da FLONA de Caxiuanã e a distribuição dos rios da região. A marca vermelha à esquerda mostra a localização da ECFPn, enquanto a marca à direita mostra a comunidade de Santa Luzia.

Fonte: (COBRA-PARÁ, 2008).



Figura 7 – Vista aérea da base física da ECFPn.  
Fonte: (LISBOA, 1997).

### 3.1.1 Características físicas

Caxiuanã possui clima tropical úmido e tem de 1 a 2 meses (outubro e novembro) de pluviosidade inferior a 60 mm, caracterizando a estação seca da região. A temperatura média anual do ar é de 26°C, com temperaturas mínima e máxima, em média, de 22°C e 32°C, respectivamente (LISBOA, 1997).

Ao leste da Flona, encontra-se a Baía de Caxiuanã. A bacia é definida pelo rio Anapu (entre os rios Tocantins e Xingu), sendo o principal afluente o rio Caxiuanã (MONTAG; BARTHEM, 2003). A baía é alongada no sentido norte-sul (Figura 8) e possui, em sua parte mais expressiva, cerca de 8 km de largura e 40 km de extensão (COSTA et al., 1997).

Segundo Montag e Barthem (2003), esta baía é um modelo de lago natural para a Amazônia, pois apresenta características semelhantes às dos ambientes lacustres (KERN; COSTA, 1997), tais como: o nível da água relativamente estável ao longo do ano; as margens bem definidas; e a existência de estreitas áreas alagáveis.



Figura 8 – Imagem de satélite da Baía de Caxiuanã, em que também é possível identificar alguns rios e igarapés da região.

Fonte: (GOOGLE EARTH, 2008).

Suas águas são claras, onde há um maior aporte de nutrientes, ao contrário dos igarapés de Caxiuanã, que apresentam águas pretas (MONTAG; BARTHEM, 2003) (Figura 9). Em dezembro de 1995, a temperatura da água chegou a cerca de 30,5°C (HIDA et al., 1997). Durante o experimento COBRA-PARÁ, em novembro de 2006, cujas medidas são utilizadas neste estudo, foram realizadas medições da temperatura da água da baía, em que a média encontrada foi de 31,3°C.



Figura 9 – Águas escuras e transparentes de Caxiuanã.  
Fonte: (SILVEIRA et al., 2002).

Do interior da floresta em direção às margens dos rios de águas negras, nota-se uma transição entre os ambientes de terra firme e igapó, onde há uma inclinação no relevo, que influi na queda de árvores de grande porte e, conseqüentemente, na abertura de clareiras (VIANA et al., 2003).

### 3.1.2 Aspectos da vegetação

Cerca de 85% da ECFPn é ocupado por floresta densa de terra firme (VIANA et al., 2003), sendo o restante composto por florestas de inundação (várzea e igapó) (Figura 10), manchas de savana e vegetação secundária (capoeira) (LISBOA, 1997; LISBOA et al., 2002).

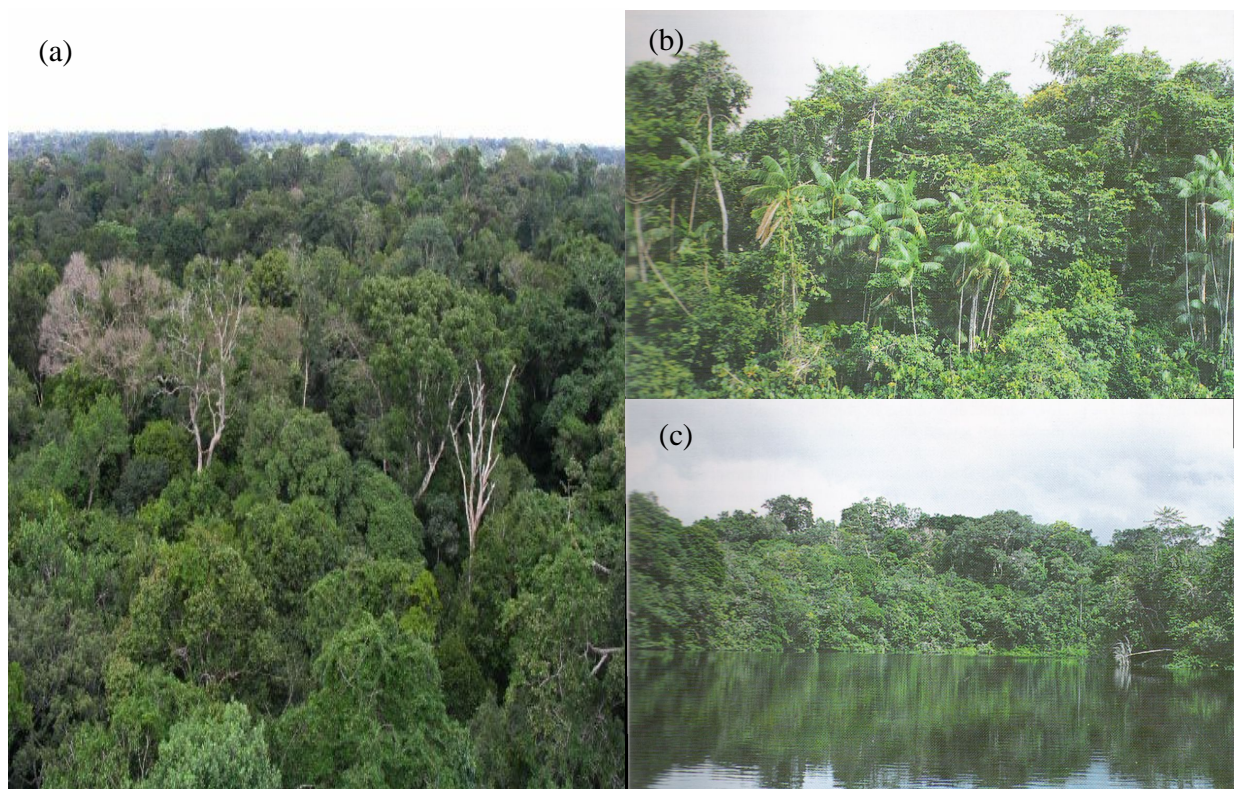


Figura 10 – Fisionomias da floresta de terra firme (a); da floresta de várzea na baía de Caxiuanã (b); e da floresta de igapó no rio Curuá (c).

Fonte: ((a) - fotografia; (b) e (c) FERREIRA et al., 1997).

A floresta de terra firme é bastante densa e úmida, com abertura de dossel de até 10% (VIANA et al., 2003), devido às frestas existentes entre as copas e às clareiras naturais por queda de árvores, o que faz com que o seu sub-bosque seja sombreado (Figura 11), com pouca passagem de luz direta (LISBOA et al., 2002). Sua arquitetura florestal é caracterizada por árvores emergentes (40 a 50 m), dossel (30 a 35 m), sub-dossel (20 a 25 m) e piso (5 m) (VIANA et al., 2003). A altura média da copa é de 32 m (Figura 12).



Figura 11 – Interior da mata de terra firme.  
Fonte: (ARAGÃO et al., 2002).

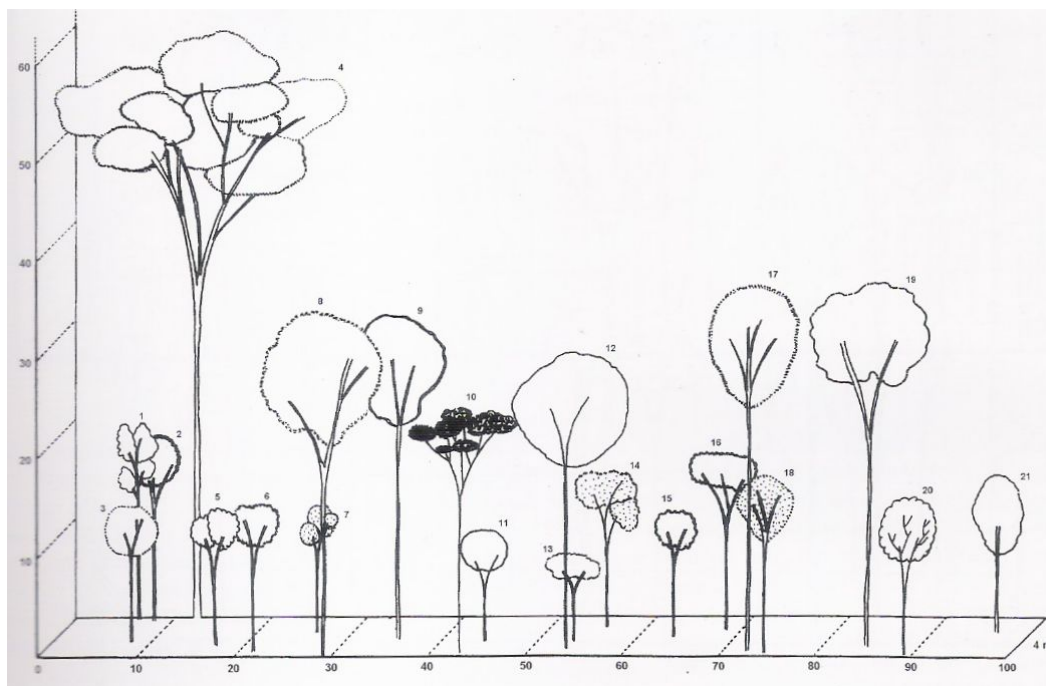


Figura 12 – Perfil fisionômico-estrutural de parcela em floresta de terra firme.  
Fonte: (SANTOS; LACRUZ, 1997).

A floresta de igapó, por sua vez, possui o solo encharcado constantemente através da inundação das águas negras dos rios (VIANA et al., 2003). Tem maior abertura do dossel, entre 30 e 40%, e uma arquitetura florestal mais simples, com dossel (20 a 25 m), sub-dossel (10 a 15 m) e piso (5 m) (LISBOA et al., 2002).

### 3.2 COLETA DE DADOS

Os dados utilizados nesta pesquisa foram obtidos em duas campanhas experimentais realizadas durante a estação seca da região, com o aparato instrumental instalado em uma torre meteorológica de 56 m no interior da floresta (Figura 13), a cerca de 1 km a noroeste da base física da ECFPn.



Figura 13 – Torre meteorológica de 56 m, instalada no interior da floresta de Caxiuanã.



Para melhor visualização das características dos dados disponíveis, a Figura 14 apresenta um esquema das medições efetuadas continuamente pela torre meteorológica. As medidas realizadas apenas durante as campanhas experimentais também são indicadas na figura, as quais serão detalhadas em seguida.

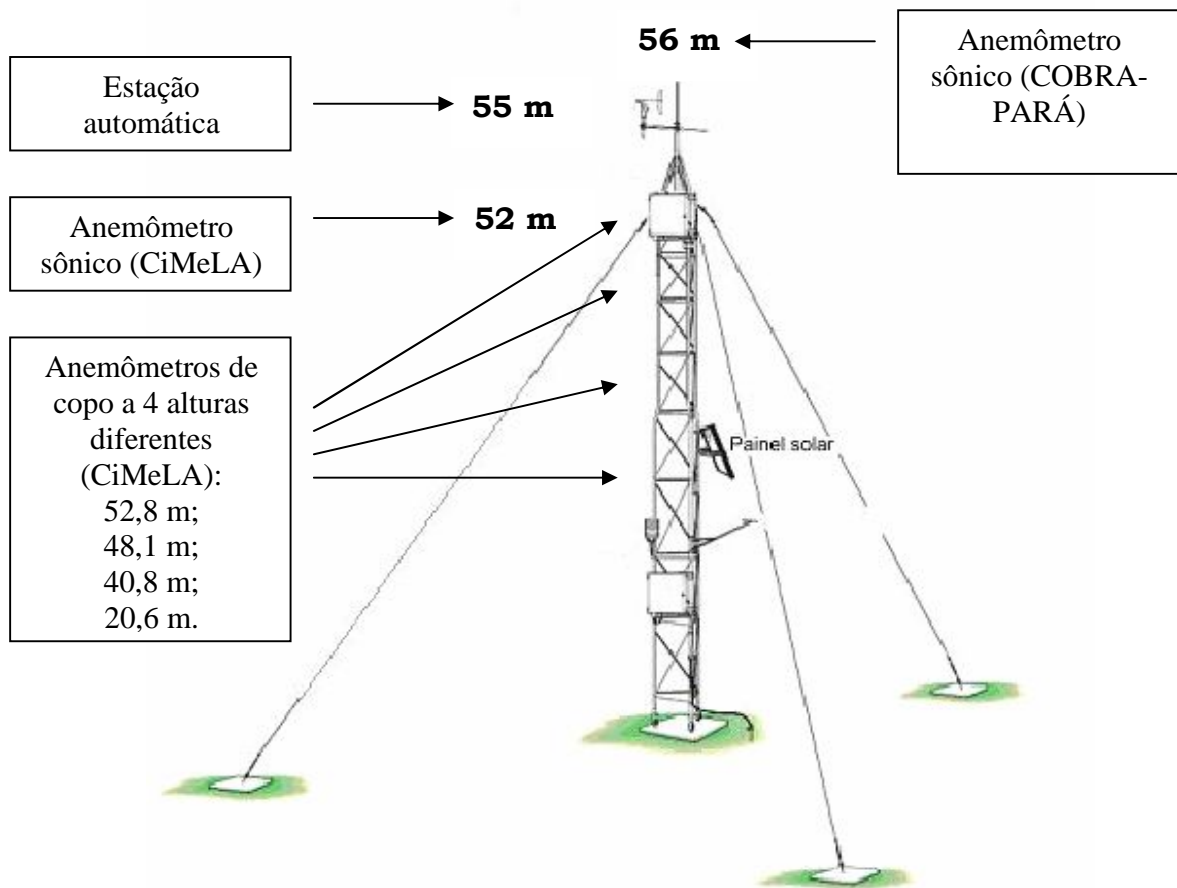


Figura 14 – Esquema da torre meteorológica no interior da floresta de Caxiuanã, com a indicação de algumas de suas medidas realizadas durante as campanhas experimentais, utilizadas nesta pesquisa.

### 3.2.1 CiMeLA

O experimento de campo CiMeLA (Circulações de Mesoescala no Leste da Amazônia) ocorreu entre os dias 27 de outubro e 15 de novembro de 2003, em diferentes ecossistemas do Estado do Pará: Bragança (manguezal natural e degradado), Soure (campos do Marajó), Igarapé Açu (agricultura) e Caxiuanã (floresta primária). Esta campanha experimental teve como objetivo avaliar a influência das circulações locais e de mesoescala geradas devido à heterogeneidade das

superfícies, como as brisas lacustre e marítima, visando entender o papel dessas circulações sobre os fluxos de energia, de água e de carbono no manguezal natural e de floresta (COHEN et al., 2004). Neste estudo, utilizaram-se os dados medidos em Caxiuanã.

Foram realizadas sondagens verticais da atmosfera, com radiossondas VAISALA (RS-80 – 15G; n.º série 2002), lançadas da base física da ECFPn, em quatro horários diários (00, 06, 12 e 18 UTC), exceto nos últimos três dias, em que as radiossondas foram feitas de 3 em 3 horas. Vale ressaltar que não houve sondagens no período de 8 a 12 de novembro, devido às falhas técnicas no sistema receptor Digicora. É interessante mencionar que as observações de superfície, realizadas minutos antes do lançamento das sondas, foram úteis neste estudo.

Também foram coletados dados na torre meteorológica: medidas da velocidade do vento com anemômetros de copo do tipo “Vektor” (modelo A100L2), a cada 30 segundos, em 4 alturas diferentes na torre (20,6 m; 40,8 m; 48,1 m; 52,8 m), sendo apenas o primeiro abaixo da copa; e medidas de resposta rápida (16 Hz), a 54 m de altura, das três componentes da velocidade do vento e da temperatura, com um anemômetro sônico Campbell (modelo CSAT3), e da concentração de dióxido de carbono e vapor d’água, com medidores Li-COR (modelo 6262).

A Figura 15 mostra alguns destes instrumentos usados na região de Caxiuanã.

### **3.2.2 COBRA-PARÁ**

A campanha experimental COBRA-PARÁ (Caxiuanã: Observações da Biosfera, Rios e Atmosfera no Pará), realizada de 30 de outubro a 15 de novembro de 2006, visava medir simultaneamente as contribuições dos fluxos de carbono na atmosfera, no solo e no rio e, assim, estudar o papel das circulações locais sobre tais medições na região. Além disso, dentre outros objetivos, também buscou identificar as causas determinantes de fenômenos interessantes e mal compreendidos, identificados quando da realização do experimento CiMeLA, tais como frentes de rajadas e sua possível relação com jatos de baixos níveis e alterações nas trocas de CO<sub>2</sub> floresta-atmosfera (COBRA-PARÁ, 2006).

Durante o período, as medidas foram feitas simultaneamente na ECFPn, na comunidade de Santa Luzia, localidade situada na baía de Caxiuanã, ao leste da estação, conforme mostra o mapa da Figura 5, e em meio flutuante (navio Comandante Félix).

Na ECFPn, os dados obtidos são de radiossondagens efetuadas a cada 6 horas, lançadas da base física da estação; perfis verticais da temperatura e da umidade do ar no interior da floresta através de termohigrômetros instalados na torre a 1, 16 e 40 m de altura; e dados de resposta rápida (10 Hz), a 54 m de altura na torre, das três componentes da velocidade do vento ( $u$ ,  $v$  e  $w$ ) e da temperatura, com um anemômetro sônico Campbell (modelo CSAT3), e da concentração de dióxido de carbono e vapor d'água com medidores Li-COR (modelo 6262).

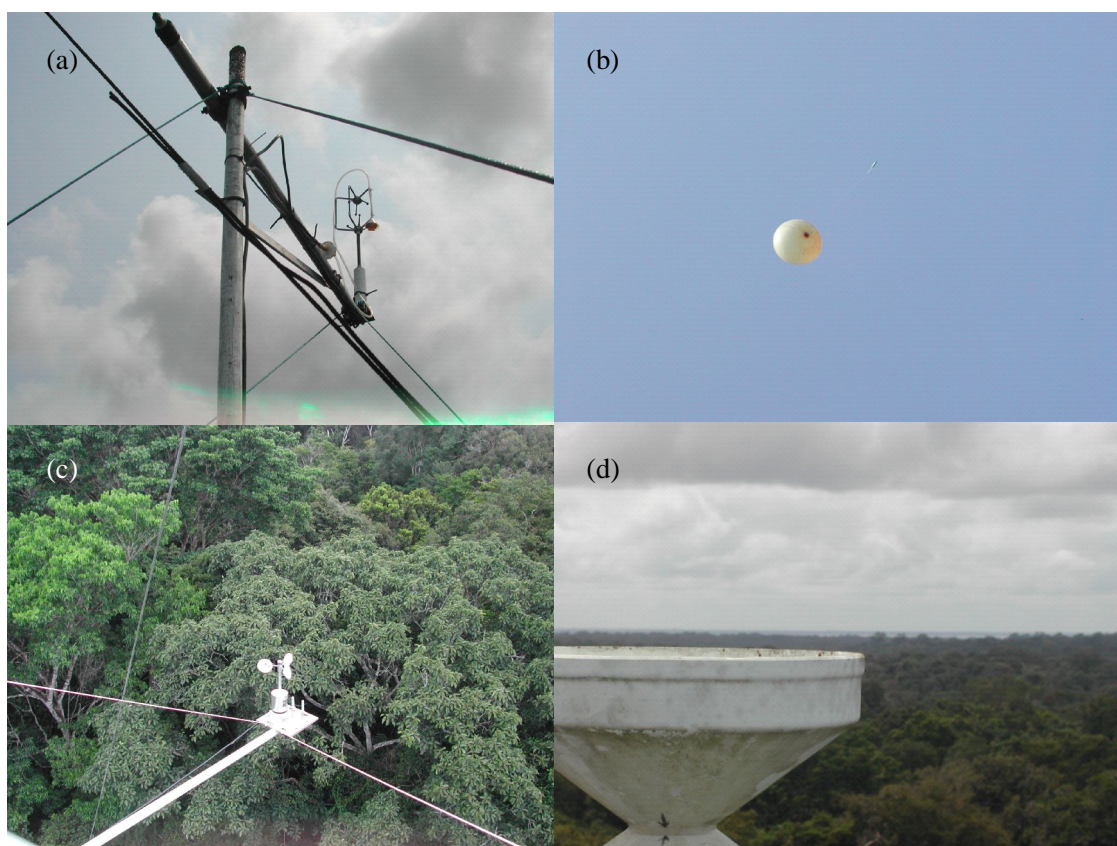


Figura 15 – Medidas obtidas para a região de Caxiuanã: (a) dados de anemômetro sônico no topo da torre no interior da floresta; (b) sondagens verticais da atmosfera com balão; (c) dados de resposta lenta com anemômetro de copo em diferentes alturas da torre; e (d) dados de pluviômetro, para medidas de chuva.

Em Santa Luzia, onde foi instalado um segundo sítio experimental durante o COBRAPARÁ, foram realizadas medidas de alta frequência (10Hz) da temperatura do ar e das três componentes da velocidade do vento a aproximadamente 2 m de altura acima da superfície da água, em uma torre instalada no rio a cerca de 50 m da praia (Figura 16). Os dados foram coletados entre os dias 6 e 10 de novembro, com falhas nas medidas do dia 7.

No navio Comandante Félix, além das medidas de posicionamento da embarcação, foram realizadas medidas dos fluxos turbulentos acima d'água, em vários pontos do rio Curuá e da baía de Caxiuanã. Também foram efetuadas medições de fluxos de CO<sub>2</sub> com câmaras em várias posições e medidas da temperatura da água a várias profundidades.

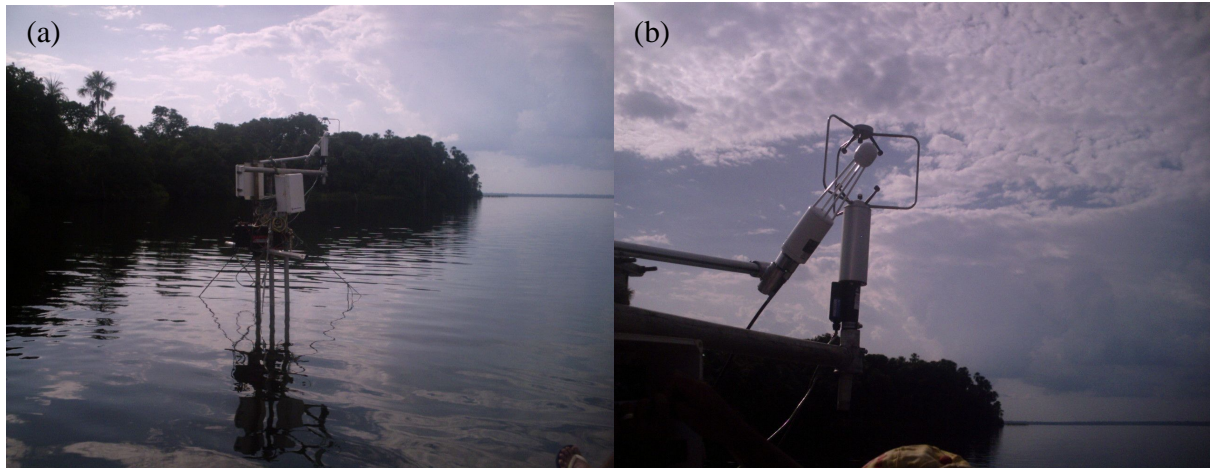


Figura 16 – Medidas de resposta rápida na comunidade Santa Luzia: (a) torre aquática em frente à comunidade; (b) detalhe do anemômetro sônico da torre.

### 3.3 METODOLOGIA

A metodologia do trabalho está compreendida em duas componentes: uma referente aos aspectos observacionais de eventos noturnos turbulentos em Caxiuanã; e outra referente à modelagem numérica dos jatos de baixos níveis (JBNs) observados no experimento COBRA-PARÁ e já detectados anteriormente na região (COHEN et al., 2006) durante o experimento CiMeLA. Ambas serão descritas abaixo.

#### 3.3.1 Aspectos observacionais

Desta componente, constam a fenomenologia de eventos noturnos turbulentos intermitentes, tais como rajadas de vento e JBNs, e uma análise estatística dos mesmos, considerando o horário de ocorrência, direção, intensidade, altura, duração, condições sinóticas associadas, dentre outros.

A investigação das prováveis causas destes eventos e a possível relação entre eles também será abordada neste aspecto do trabalho. Para tanto, serão comparadas as ocorrências em cada campanha experimental (CiMeLA e COBRA-PARÁ), inclusive os seus ambientes de meso e grande escala.

A consistência dos dados de resposta rápida utilizados foi previamente analisada, de acordo com Vickers e Mahrt (1997) e baseada em inspeção visual, em que *spikes* (saltos), que podem ser causados por problemas eletrônicos nos sistemas de monitoramento, muitas vezes devido à ocorrência de chuva, e *dropouts* (quando a série temporal se mantém em um valor constante), possivelmente devido a um instrumento que não responde ou a falhas no registro eletrônico, foram substituídos por médias dos valores vizinhos. No entanto, quando a amostra de dados inconsistentes foi extensa, tais dados foram eliminados completamente do estudo.

Como tais fenômenos apresentam características distintas e são observados em diferentes sub-camadas da CLN, faz-se necessário especificar a metodologia para cada um deles.

#### a) Jatós de Baixos Níveis

Jato de baixo nível é um fenômeno frequentemente analisado na literatura (BLACKADAR, 1957; MAHRT et al., 1979; STULL, 1988; OLIVEIRA, 1990; KARIPOT et al., 2006; COHEN et al., 2006; PRABHA et al., 2007; 2008). A definição de jato de baixos níveis utilizada neste trabalho foi adaptada do conceito já estabelecido por Andreas et al. (2000) e utilizado por Andrade (2003) no Pantanal à realidade concreta de Caxiuanã.

No presente estudo, os JBNs são definidos como máximos relativos da velocidade do vento identificados nos seus perfis verticais noturnos abaixo de 1 km. Este máximo, também chamado de “nariz” do jato, deve possuir, no mínimo, 2 m/s a mais em relação à intensidade do vento nos níveis imediatamente superior e inferior ao JBN, sendo esta diferença entre a altura do jato e os níveis superior e inferior ao JBN de cerca de 200 m.

Para detectar os jatos, foram elaborados gráficos dos perfis verticais do vento, da superfície até 2000 m de altura, utilizando dados de radiossondagens. Os perfis verticais da razão de mistura, variável fornecida pela radiossondagem, e da temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) e da temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ), variáveis calculadas posteriormente, foram analisadas graficamente, junto ao perfil de velocidade do vento, para auxiliar no entendimento dos

mecanismos de geração do fenômeno e para determinar algumas características de mistura induzidas por eles, no nível em que ocorrem e na superfície. Este tipo de análise já foi desenvolvido para o estudo da estrutura termodinâmica da atmosfera tropical por Betts et al. (2002). Perfis e séries temporais de  $\theta_e$  podem ser utilizadas também na identificação de correntes descendentes de ar oriundas de nuvens convectivas (GARSTANG et al., 1998; GARSTANG; FITZJARRALD, 1999).

Foram gerados histogramas da intensidade, altura e horário de ocorrência dos jatos.

#### b) Rajadas de vento

Neste estudo, as rajadas são definidas como máximos da velocidade do vento, detectados tanto nos dados de anemômetro de copo quanto sônico, e observados em vários níveis, acima e no interior da copa da floresta. Estes eventos ocorrem entre 19:00 HL e 01:00 HL do dia seguinte, com velocidades que podem ultrapassar 10 m/s e duração de, no mínimo, 2 minutos, porém com eventos que podem durar até cerca de 20 minutos (NOGUEIRA et al., 2006).

O fenômeno também é acompanhado por alterações bruscas na variabilidade dos escalares. As concentrações de CO<sub>2</sub> e o vapor d'água tendem a aumentar, enquanto que a temperatura diminui. No entanto, estas tendências não são observadas em todas as situações experimentais.

Para detectar as rajadas de vento, foram elaborados gráficos com a variabilidade temporal noturna (das 19:00 HL às 05:00 HL do dia seguinte) da velocidade do vento medida pelos anemômetros de copo, quando tais dados foram disponíveis.

Com os dados de resposta rápida, trabalhou-se com gráficos de três períodos distintos: meia-hora antes do evento de rajada, do período de duração da rajada (chamado de “durante” e que é variável para cada episódio) e de meia-hora depois do evento, das três componentes da velocidade do vento, da concentração de CO<sub>2</sub>, vapor d'água e temperatura. Também foram feitas médias móveis de 10 segundos para permitir a visualização da noite toda em um único gráfico.

A direção dos eventos de rajada foi calculada através dos dados de resposta rápida disponíveis, segundo a equação abaixo:

$$\text{Direção do vento horizontal} = \arctan (u/v) \quad , \quad (2)$$

onde  $u$  e  $v$  são as componentes horizontais da velocidade do vento no sentido leste-oeste e no sentido norte-sul, respectivamente. Adicionalmente, os sinais das componentes  $u$  e  $v$  foram verificados para definir a direção das rajadas.

Quando houve dados disponíveis, também foram elaborados perfis verticais de temperatura, umidade, temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) e temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ), para identificar possíveis influências do fenômeno sobre tais grandezas e, assim, auxiliar na compreensão de suas características e origem.

Histogramas do horário de ocorrência, intensidade da velocidade do vento e duração foram gerados. As condições sinóticas antes ou durante os eventos, a partir das observações feitas antes das radiossondagens, foram registradas.

### 3.3.2 Modelagem Numérica

O objetivo desta componente da pesquisa se restringiu ao estudo do fenômeno de jatos de baixos níveis, pois a análise de rajadas de vento exigiria uma resolução muito maior, a qual seria inviável dado o tempo disponível para a realização deste estudo. Estas simulações são úteis para identificar aspectos associados à ocorrência dos JBNs que podem esclarecer a origem do fenômeno, além de propiciarem informações importantes sobre características dos mesmos.

As simulações foram realizadas utilizando o modelo de mesoescala BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Mesoscale System*), versão 4.0. Este modelo é uma adaptação do modelo RAMS (*Regional Atmospheric Mesoscale System*) às características brasileiras.

Os experimentos numéricos realizados tiveram um período de integração de 15 dias, referente à campanha experimental COBRA-PARÁ, iniciando às 00 UTC do dia 01/11/2006. As simulações foram realizadas com três grades, sendo as duas grades aninhadas, de maior resolução, centradas em Caxiuanã. As grades possuem espaçamento horizontal de 16, 4 e 1 km. O domínio coberto por cada grade é indicado na Figura 17. Foram acionadas no modelo as parametrizações de superfície e vegetação, radiação e microfísica de nuvens. O espaçamento das grades na vertical foi variável, com espessura de 100 m na camada mais baixa do modelo, aumentando para cima de 100 em 100 m até 2 km de altura, e, em seguida, aumentando pelo fator de 1,2 até a espessura da camada atingir 1 km, que foi então mantida até o topo do modelo.

Foram definidas 9 camadas de solo, nas profundidades de -2, -1,75, -1,5, -1,25, -1, -0,75, -0,5, -0,25 e -0,05 m. Os parâmetros das simulações são apresentados na Tabela 1.

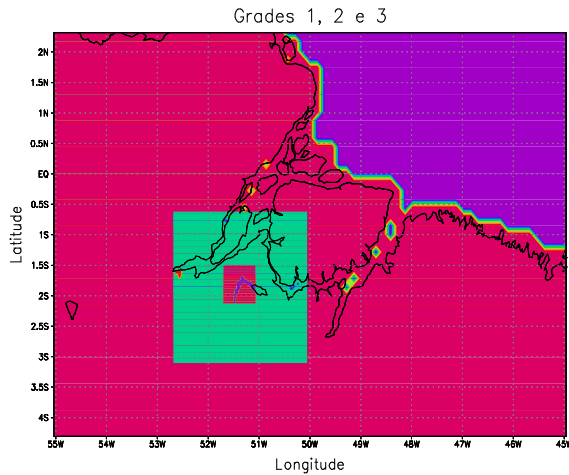


Tabela 1 –Configuração das simulações realizadas.

<b>Número de grades</b>	3
<b>Pontos de grade em x</b>	71,74,70
<b>Pontos de grade em y</b>	47,70,70
<b>Pontos de grade em z</b>	38,38,38
<b>Espaçamento da grade (km)</b>	16, 4, 1
<b>Centro da grade (lat./lon.)</b>	1S/50W, 1.8S /51.4W
<b>Parametrização de radiação</b>	Chen
<b>Parametrização de nuvens cumulus</b>	Desligada
<b>Inicialização do solo</b>	Heterogênea
<b>Nível da microfísica</b>	3
<b>Coordenada vertical</b>	Sigma

Figura 17 – Domínio das 3 grades.

Após a obtenção de uma simulação controle, que conseguiu reproduzir de forma satisfatória as principais características da atmosfera no período simulado, bem como o fenômeno de jatos de baixos níveis, foram realizados quatro testes de sensibilidade. O primeiro, em que todos os rios e todos os tipos de vegetação foram transformados em floresta, com a finalidade de investigar eventuais influências de brisas secundárias (fluvial, lacustre e induzida por diferentes tipos de vegetação) e fenômenos similares na conformação dos jatos. O segundo, onde toda a superfície do modelo, inclusive a área correspondente ao oceano, foi transformada em floresta, com a finalidade de investigar a influência da brisa marítima. O terceiro, em que a parametrização de microfísica de nuvens foi mantida no nível 3, ou seja, formaram-se nuvens, porém sem permitir que o modelo produzisse precipitação, mantendo, assim, o efeito das nuvens sobre o balanço de radiação, para verificar a importância de correntes descendentes de ar oriundas de nuvens convectivas sobre a formação ou intensificação dos jatos. E, finalmente, o quarto, em que toda a área foi desmatada, para verificar efeitos futuros de possíveis cenários de desflorestamento e sua influência nos fenômenos aqui investigados. Neste último caso, o “desmatamento” no modelo significa substituir os parâmetros biológicos do modelo de interação solo-vegetação-atmosfera, do tipo de vegetação “floresta” para os de “grama curta”. A Tabela 2 mostra os parâmetros biofísicos e os valores adotados para “floresta” e “grama curta”.



Tabela 2 – Parâmetros biofísicos e respectivos valores adotados para os ambientes de floresta e de grama curta, conforme utilizados nas simulações com o modelo BRAMS.

<b>PARÂMETROS BIOFÍSICOS</b>	<b>Floresta</b>	<b>Grama curta</b>
Albedo da vegetação verde	0,12	0,13
Albedo da vegetação seca	0,18	0,30
Emissividade	0,95	0,96
Fração vegetada	0,90	0,75
Altura da vegetação	32,0	0,3
Profundidade das raízes	2,5	0,7
Fração morta	0,0	0,7
Resistência estomática mínima	285,0	100,0

A Tabela 3 apresenta um resumo do que foi realizado em cada experimento numérico.

Tabela 3 – Experimentos numéricos realizados neste estudo através do modelo BRAMS, com a sua sigla e uma breve descrição.

<b>Experimento</b>	<b>Sigla</b>	<b>Descrição</b>
Controle	CTL	Simulação Controle
Floresta	FLO	Simulação em que toda a superfície continental do domínio (inclusive os rios) foi alterada para floresta.
Oceano	OCE	Simulação em que toda a superfície do domínio (inclusive o oceano) foi alterada para floresta.
Precipitação	PRE	Simulação em que os processos responsáveis pela produção de precipitação no modelo foram “desligados”.
Pastagem	PAS	Simulação em que toda a superfície continental do domínio foi alterada para “grama curta”.

Finalmente, os resultados obtidos foram comparados com os observados através das radiossondagens.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesta seção, serão apresentados os resultados obtidos por esta pesquisa em relação aos fenômenos turbulentos observados nas noites da Floresta de Caxiuanã, bem como discussões referentes a eles, contextualizando-os no estudo da micrometeorologia e relacionando-os a outros resultados documentados em trabalhos anteriores.

No que diz respeito aos resultados observacionais do estudo, foram analisados aspectos estatísticos e fenomenológicos dos eventos pesquisados. Os resultados de modelagem numérica, conforme mencionado anteriormente, restringiram-se ao fenômeno de jatos de baixos níveis. Também é muito importante que se conheça o ambiente meteorológico em diferentes escalas, o qual pode exercer influência sobre os fenômenos estudados.

Serão abordadas, portanto, as condições meteorológicas locais e de mesoescala dos períodos estudados, aspectos observacionais e a modelagem numérica dos jatos de baixos níveis, aspectos observacionais das rajadas de vento e, finalmente, dois estudos de caso sobre situações distintas de interação dos fenômenos pesquisados.

### 4.1 CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS

Os ambientes de mesoescala, bem como as condições de tempo em escala local durante os períodos das duas campanhas experimentais (CiMeLA-2003 e COBRA-PARÁ-2006), cujos dados são utilizados nesta pesquisa, foram bastante diferentes, apesar de ambas terem sido realizadas durante a estação seca da região. As diferenças se deram em vários aspectos, como na configuração do fenômeno El Niño e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), no número de sistemas de mesoescala que se desenvolveram no período dos experimentos, na quantidade de dias com chuva, dentre outros.

A observação de tais condições foi baseada nas análises do modelo AVN/NCEP (*Aviation run for the National Center for Environmental Prediction*), nas informações fornecidas pelos boletins Climanálise do CPTEC/INPE, em imagens de satélite do período estudado, em dados de estação automática instalada no topo da torre meteorológica e nas observações de superfície efetuadas minutos antes do lançamento das radiossondagens e antes das medidas de balão piloto.

Os anos de 2003 e 2006 foram ambos anos de El Niño, tendo sido o primeiro um El Niño moderado e o outro um El Niño fraco (CPTEC, 2008).

De acordo com o boletim Climanálise, durante o mês de novembro de 2003, houve 12 ocorrências de linhas de instabilidade na costa Norte/Nordeste da América do Sul, sendo a maioria destes eventos de fraca intensidade (Figura 18.a, por exemplo), enquanto que, durante o mês de novembro de 2006, houve 16 linhas de instabilidade identificadas (Figura 18.b, por exemplo), entre as Guianas e o norte do Maranhão (CLIMANÁLISE, 2003; 2006).

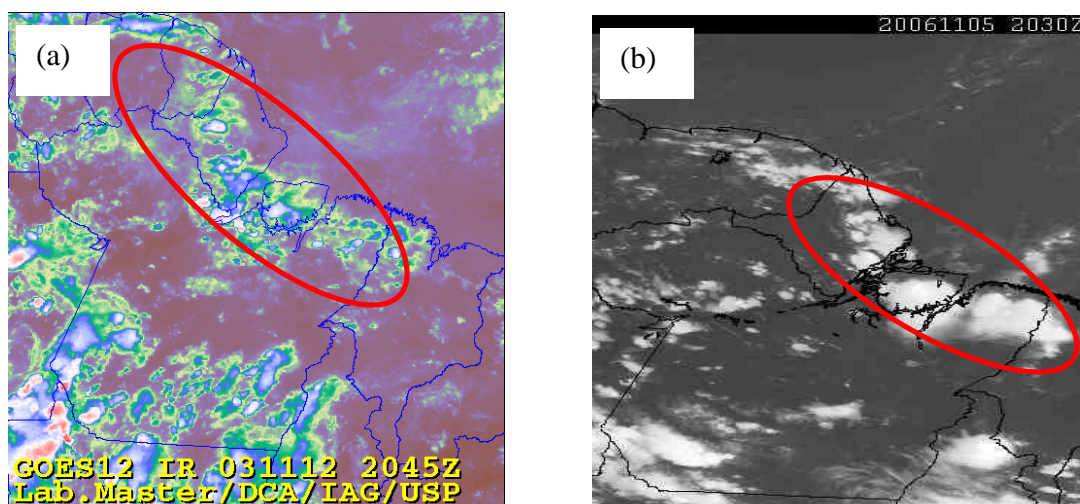


Figura 18 – Imagens do satélite do GOES-12, no canal do IR, exibindo linhas de instabilidade observadas durante: (a) o experimento CiMeLA, no dia 12/11/2003, às 17:45 HL; e (b) o experimento COBRA-PARÁ, no dia 05/11/2006, às 17:30 HL. A elipse vermelha destaca as linhas de instabilidade. Fonte: (Lab. Master – IAG – USP, 2003; CPTEC, 2006).

As configurações dos escoamentos em baixos níveis (1000 hPa) e em níveis intermediários (500 hPa), obtidas através do modelo AVN, apresentaram notáveis diferenças. A Figura 19 apresenta tais diferenças para o nível de 1000 hPa.

É possível notar que o escoamento durante o CiMeLA se mostrou muito mais organizado e menos sujeito a perturbações do que aquele observado para o COBRA-PARÁ. Isso sugere que fenômenos de mesoescala (linhas de instabilidade; aglomerados de nuvens cumulonimbus) e da escala sinótica (Zona de Convergência Intertropical – ZCIT; Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS), mais frequentes e, eventualmente, mais intensos no COBRA-PARÁ, perturbaram o escoamento na superfície e no nível médio da atmosfera. É possível também que tais perturbações, resultantes de uma interação de diferentes escalas, alterem, inclusive, a ocorrência de fenômenos turbulentos noturnos, o que explicaria as diferenças observadas nas características dos eventos registrados nas duas campanhas, conforme será mostrado posteriormente.

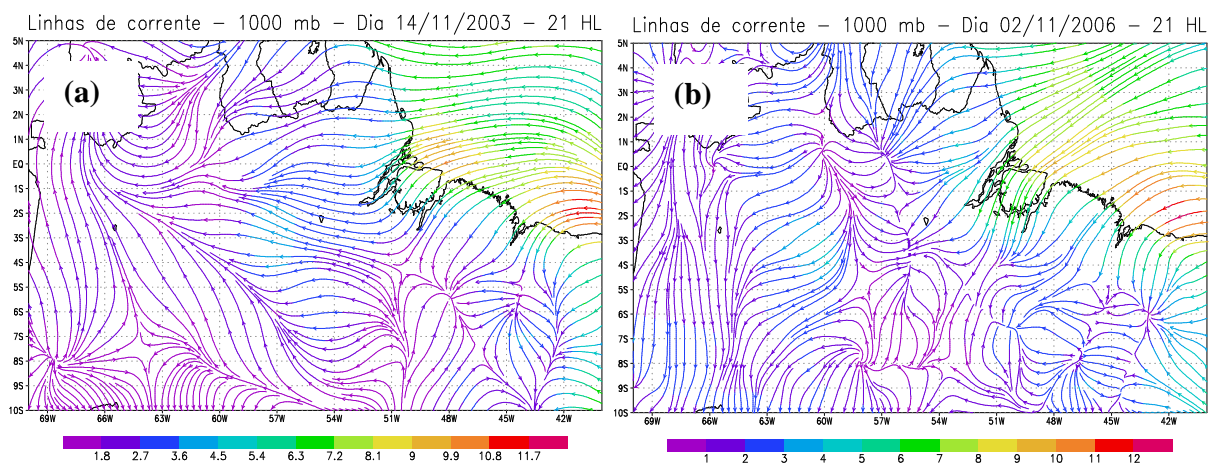


Figura 19 – Linhas de corrente a 1000 hPa, geradas pelo modelo AVN para: (a) o dia 14/11/2003, durante o CiMeLA, às 21 HL; e (b) o dia 02/11/2006, durante o COBRA-PARÁ, às 21 HL.

Também houve episódio de ZCAS durante o COBRA-PARÁ, entre os dias 10 e 14 de novembro de 2006 (Figura 20), com muita nebulosidade em grande parte da Amazônia, intensa atividade convectiva no leste do Brasil e convergência de umidade no nível de 850 hPa (CLIMANÁLISE, 2006).

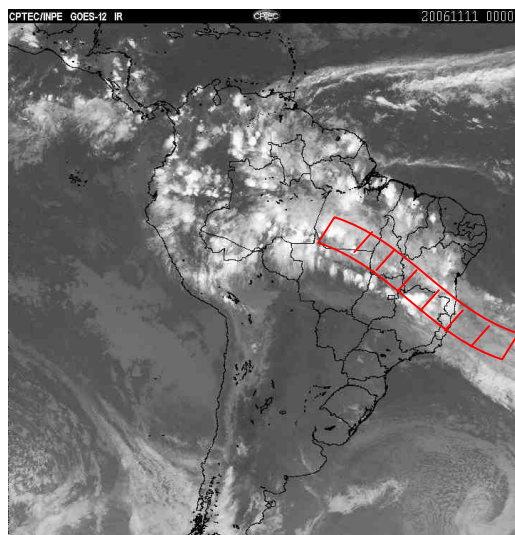


Figura 20 – Imagem do satélite GOES-12, IR, do dia 10 de novembro de 2006, às 21 HL, que mostra, destacado, o episódio de ZCAS, durante o experimento COBRA-PARÁ.  
Fonte: (CPTEC, 2006).

É importante mencionar que as observações das condições meteorológicas de superfície realizadas minutos antes do lançamento das radiossondagens das duas campanhas experimentais

indicaram a ocorrência de nuvens cumulonimbus ao norte/nordeste da ECFPn, frequentemente acompanhadas por relâmpagos e trovões, para a maioria dos dias e horários em que eventos de rajadas foram registrados. Observações complementares da situação do tempo na região, efetuadas durante medidas de balão piloto na comunidade de Santa Luzia (apenas no experimento COBRA-PARÁ) também foram úteis para compreender o ambiente meteorológico nas proximidades. Tais informações mostraram que nem todas as rajadas estiveram associadas à existência de nuvens cumulonimbus e trovoadas observáveis a partir da comunidade.

Através de dados da torre meteorológica, notou-se que, apesar dos dois experimentos terem sido realizados durante a estação seca, estes dois períodos mantiveram condições de temperatura e umidade do ar bastante diferentes. O período referente ao CiMeLA foi mais quente e menos úmido do que o do COBRA-PARÁ.

O mesmo pode ser observado através dos dados de precipitação. É importante conhecer os dias em que houve precipitação em todos os períodos estudados, pois alguns dos dados mais importantes utilizados nesta pesquisa são obtidos por anemômetro sônico, cuja consistência das medições pode ser comprometida pela ocorrência de precipitação. Além disso, esta variável pode ser útil para auxiliar no entendimento dos fenômenos (advecção de umidade, queda de temperatura, condições de mesoescala propícias à formação de chuva, dentre outros).

Os gráficos com os dias em que houve chuva e as respectivas intensidades de precipitação para as duas campanhas experimentais estão na Figura 21.

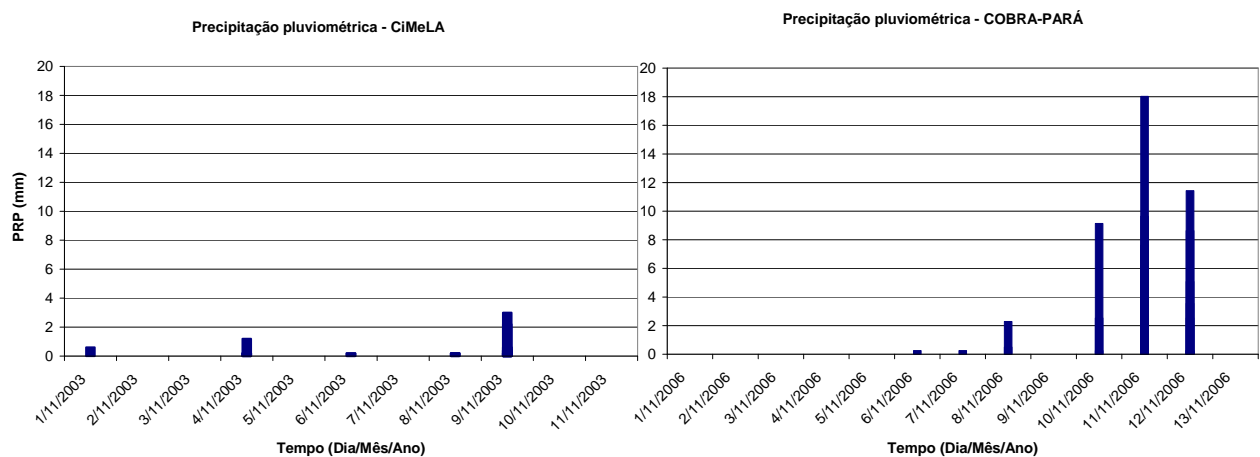


Figura 21 – Dias com chuva e suas respectivas intensidades de precipitação nos períodos dos experimentos (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.

## 4.2 JATOS DE BAIXOS NÍVEIS

Nesta seção, os resultados obtidos no estudo de JBNs, quanto aos seus aspectos observacionais e de modelagem numérica, serão apresentados e discutidos. A estatística e a fenomenologia dos jatos dos experimentos CiMeLA e COBRA-PARÁ foram comparadas. O estudo com modelagem numérica, no entanto, foi realizado somente para o COBRA-PARÁ, conforme mencionado anteriormente.

### 4.2.1. Aspectos Observacionais

#### a) Estatística dos eventos de jatos

Durante o experimento CiMeLA, JBNs foram identificados em 11 perfis, o que corresponde à 39% das radiossondagens noturnas (COHEN et al., 2006), enquanto que no COBRA-PARÁ, foram observados 6 episódios de ventos mais intensos próximos à superfície em 32 radiossondagens noturnas, ou seja, em 19% das sondagens. A altura média destes fenômenos no CiMeLA foi de 530 m, com velocidade média do vento no “nariz” do jato de 14 m/s, enquanto que no COBRA-PARÁ, esta altura foi de 575 m, com velocidade média de 12,5 m/s.

É importante lembrar (conforme apresentado no tópico referente à coleta de dados) que as radiossondagens do CiMeLA foram realizadas de 27/10 a 07/11/2003 a cada 6 horas, e de 13/11 a 15/11/2003 a cada 3 horas, com as sondagens tendo sido interrompidas no intervalo destes dois períodos, devido a falhas técnicas. As radiossondagens do COBRA-PARÁ, por sua vez, foram a cada 3 horas durante todo o período (06/11 a 13/11/2006).

Nos dois períodos estudados, os JBNs observados foram de nordeste. Este resultado difere do que obtido por Andrade (2003) para o Pantanal, em que a direção dos jatos, apesar de bastante variável, foi basicamente de sudeste para a maioria dos eventos. Alguns dos possíveis mecanismos geradores dos mesmos foram discutidos por Vera et al. (2006).

A Tabela 4 apresenta todos os eventos de JBNs identificados durante os dois experimentos, com seus respectivos horários de ocorrência (limitados pelos horários das radiossondagens), altura e intensidade da velocidade do vento no “nariz” do jato.

Tabela 4 – Eventos de JBNs durante o CiMeLA e o COBRA-PARÁ, com os respectivos horários de ocorrência, altura e intensidade do jato.

CiMeLA (2003)				COBRA-PARÁ (2006)			
Dia/Mês	Horário (HL)	Altura (m)	Intensidade (m/s)	Dia/Mês	Horário (HL)	Altura (m)	Intensidade (m/s)
28/10	03	547	12,1	06/11	03	500	11
29/10	03	609	13,9	06/11	06	450	10
30/10	03	540	12,7	10/11	00	500	14
04/11	03	251	6,6	10/11	03	700	14
05/11	03	423	10,9	10/11	06	800	13
13/11	00	570	14,8	13/11	03	500	13
13/11	03	539	15,3	_____	_____	_____	_____
13/11	21	602	14	_____	_____	_____	_____
14/11	03	639	15,5	_____	_____	_____	_____
15/11	00	500	11,7	_____	_____	_____	_____
15/11	03	622	13,5	_____	_____	_____	_____

Gráficos dos perfis verticais do vento utilizando dados de radiossondagens, da superfície até 2000 m de altura, foram elaborados a fim de detectar a presença de jatos. As Figuras 22 e 23 apresentam os perfis da velocidade do vento observados durante todo o período dos dois experimentos, da superfície até 2000 m de altura. Houve menos episódios de jatos durante o COBRA-PARÁ em relação ao CiMeLA.

Alguns máximos notáveis na velocidade do vento, indicados com um “X” nas figuras, não configuram propriamente jatos, por não atenderem às características que os definem ao se verificar os perfis verticais nos respectivos horários, ou seja, estes máximos não possuem 2 m/s a mais em relação aos níveis inferior e superior a ele (até 200 m acima e abaixo do “nariz” do jato no perfil vertical).

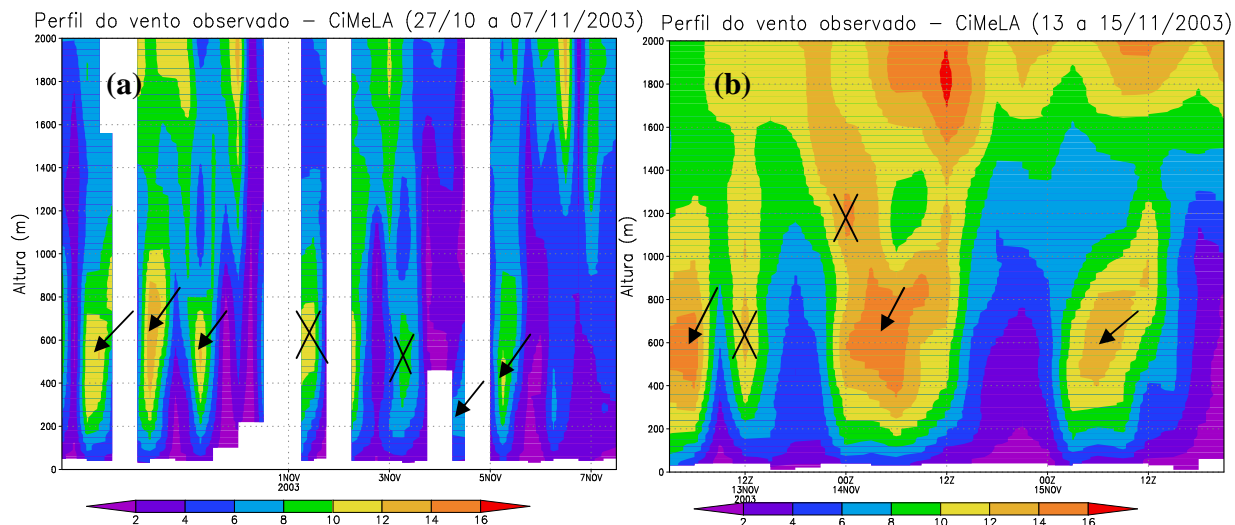


Figura 22 – Perfil da velocidade do vento observado (em m/s) durante o período do experimento CiMeLA, da superfície até 2000 m de altura, nos períodos de: (a) 27/10 a 07/11/2003; e (b) 13 a 15/11/2003. As setas indicam os JBNS, enquanto que os “X” indicam máximos de vento que não configuram jatos.

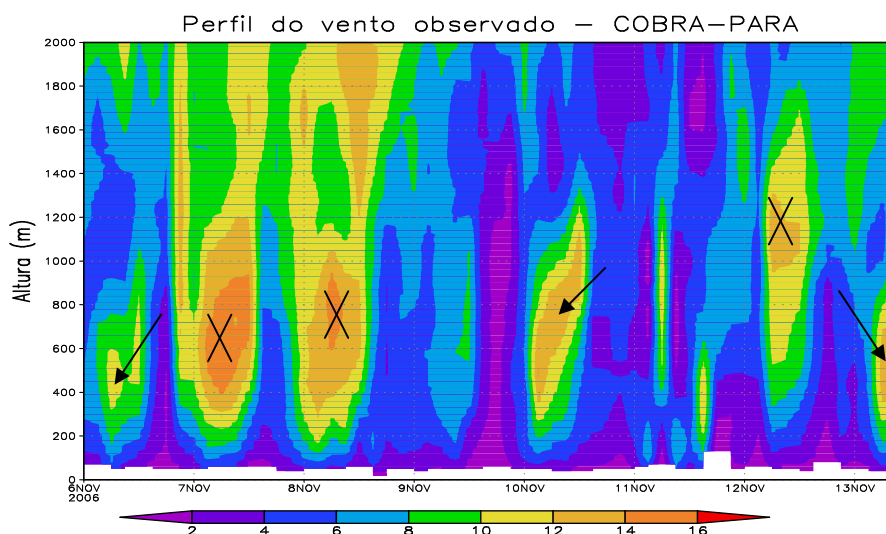


Figura 23 – Perfil da velocidade do vento observado (em m/s) durante o período do experimento COBRA-PARÁ, da superfície até 2000 m de altura. As setas indicam os JBNS, enquanto que os “X” indicam máximos de vento que não configuram jatos, conforme definido na página 29.

A Figura 24 apresenta perfis verticais da velocidade do vento com e sem JBNS, para tornar mais clara a identificação das diferenças entre estes perfis. Muitas vezes, é possível que, em determinadas noites, elevadas velocidades do vento se configurem, porém sem atender às características da definição do fenômeno.



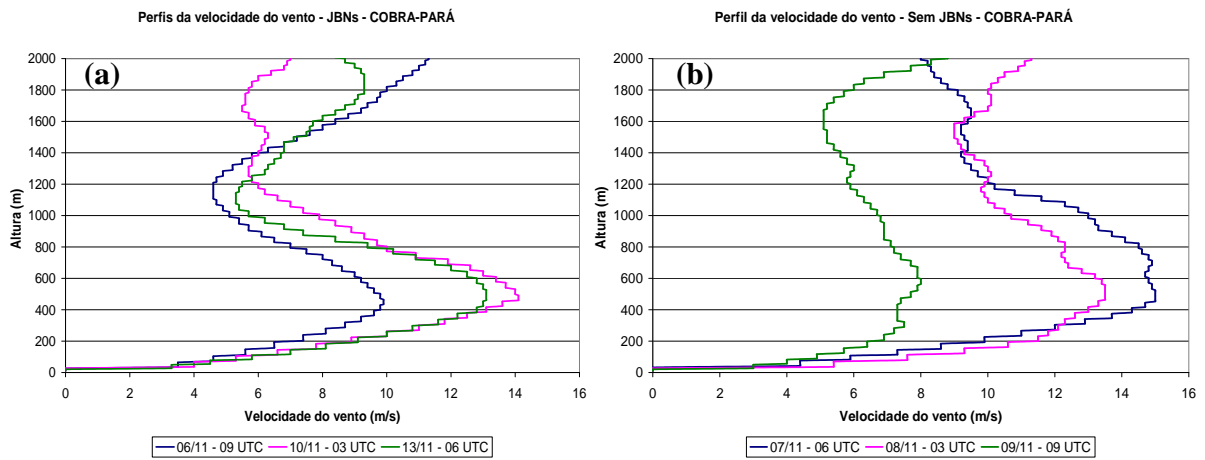


Figura 24 – Perfis verticais da velocidade do vento do período estudado que: (a) apresentam JBNs (indicados com setas na Figura 23); e (b) não possuem jatos (indicados com “X” na Figura 23).

As Figuras 25, 26 e 27 apresentam os histogramas dos eventos de jatos, quanto ao horário de ocorrência, intensidade e altura, respectivamente, para as duas campanhas experimentais.

Nota-se que a maioria dos JBNs nos dois períodos ocorreu às 03 HL, sendo que, no CiMeLA, os episódios começaram a surgir mais cedo durante a noite, a partir das 21 HL, porém sem nenhuma ocorrência às 6 HL. Durante o COBRA-PARÁ, os jatos surgiram a partir das 00 HL, com várias ocorrências também às 06 HL.

Segundo Garratt (1985), a evolução noturna dos jatos se dá, muitas vezes, com a formação do fenômeno durante a noite e a configuração de seu pico pouco antes do amanhecer, o que parece ter sido encontrado para o COBRA-PARÁ, pois, durante o CiMeLA, os JBNs se mantiveram somente até a radiossondagem das 03 HL.

Quanto à intensidade dos JBNs, os episódios dos dois períodos alcançaram os mesmos valores máximos. É importante ressaltar que, durante o CiMeLA, houve um evento de jato de intensidade mais baixa, entre 6 e 8 m/s. A altura dos jatos do CiMeLA se manteve em níveis mais baixos do que no COBRA-PARÁ, com um evento em 200 a 300 m. A altura máxima dos eventos do CiMeLA foi entre 600 e 700 m, enquanto que no COBRA-PARÁ, esta ficou entre 800 e 900 m. Entretanto, quase 50% dos episódios dos dois períodos se deu a alturas entre 500 e 600 m.

Em comparação a outros estudos, como o de Banta et al. (2002), Sun et al. (2002; 2004), Conangla e Cuxart (2006), Karipot et al. (2006), os eventos de JBNs observados em Caxiuanã ocorreram a alturas mais elevadas. Naqueles estudos, os episódios de jatos muitas vezes chegavam a apenas 200 m, enquanto que os jatos da presente pesquisa alcançaram em média 550

m, com alguns eventos a até 800 m. Além de mais elevados, os jatos observados em Caxiuana foram também mais intensos do que aqueles encontrados pelos outros autores.

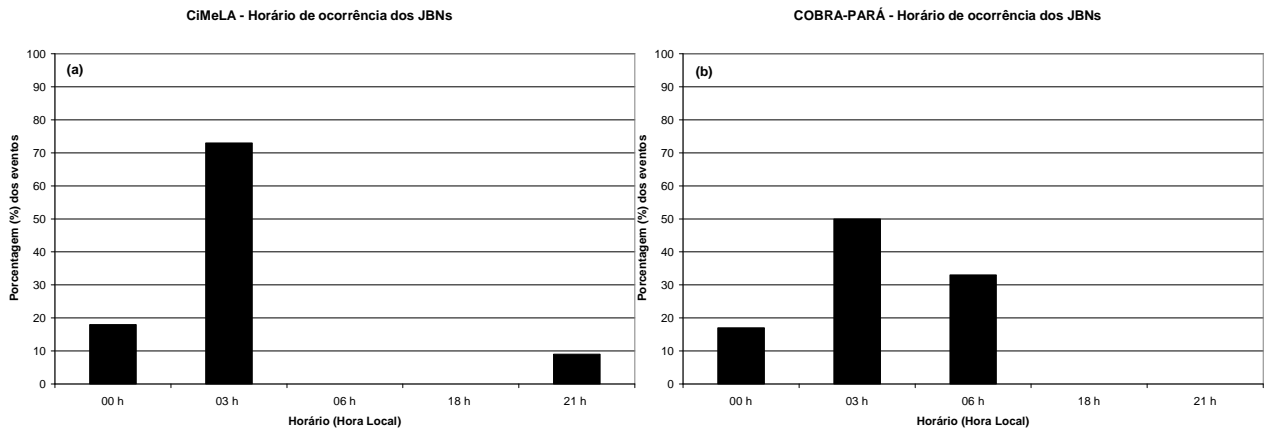


Figura 25 – Histogramas do horário de ocorrência dos JBNs nas campanhas experimentais: (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.

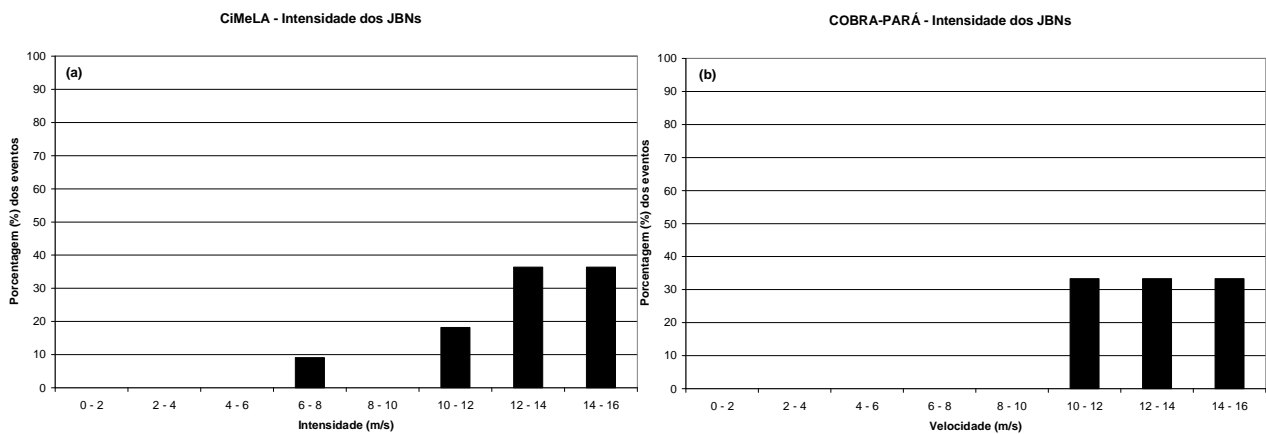


Figura 26 – Histogramas da intensidade dos JBNs nas campanhas experimentais: (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.

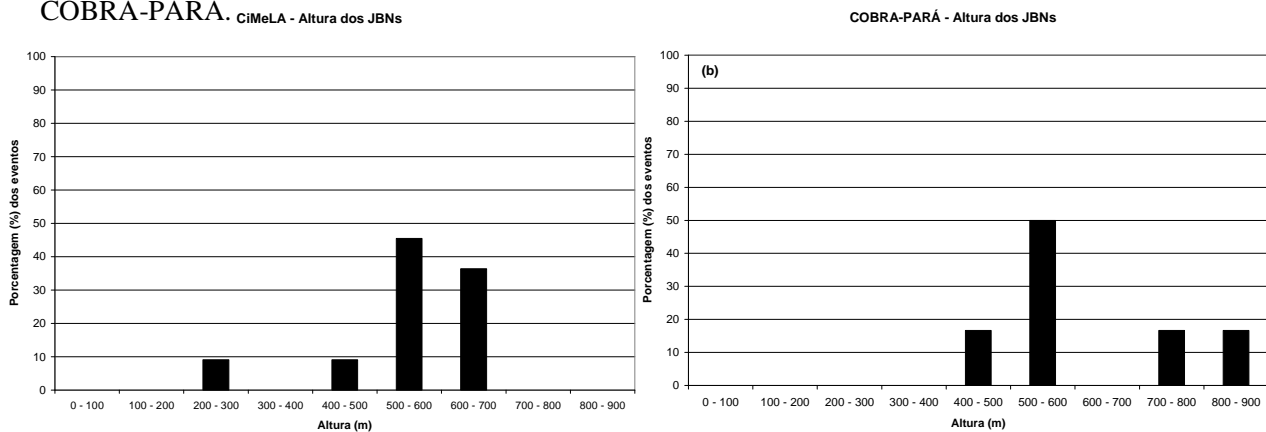


Figura 27 – Histogramas da altura dos JBNs nas campanhas experimentais: (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.

Conforme descrito nos elementos teóricos deste trabalho, Oliveira (1990) observou a existência de duas classes diferentes de JBNs em seu estudo da Floresta Amazônica na região de Manaus: J1, com o máximo nos primeiros 200 a 400 m e velocidade máxima do vento de 2 a 6 m/s; e (J2) com o máximo em 400 a 600 m e velocidade de 10 a 15 m/s. Os jatos encontrados sobre Caxiuana se adequaram razoavelmente a esta segunda classe. De acordo com o estudo de Oliveira (1990), os casos da classe J1 se manifestaram quando a região esteve sob a influência de sistemas costeiros, enquanto que os casos da classe J2 se deram com mais frequência quando a região esteve sob a influência de sistemas locais e da bacia fluvial.

#### b) Fenomenologia

Os perfis verticais da razão de mistura ( $r$ ), da temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) e da temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) foram analisados graficamente, junto ao perfil de velocidade do vento, para auxiliar no entendimento dos mecanismos de geração do fenômeno e para determinar algumas características de mistura induzidas por eles, no nível em que ocorrem e na superfície. Análises deste gênero já foram desenvolvidas para o estudo da estrutura termodinâmica da atmosfera tropical por Betts et al. (2002), Machado et al. (2002), dentre outros, e no estudo de jatos de baixos níveis (ANDRADE, 2003; COHEN et al., 2006). Séries e perfis temporais de  $\theta_e$  podem ser utilizados também na identificação de correntes descendentes de ar oriundas de nuvens convectivas (GARSTANG et al., 1998; GARSTANG; FITZJARRALD, 1999).

A Figura 28 apresenta os perfis verticais da velocidade do vento, razão de mistura, temperatura potencial virtual e temperatura potencial equivalente para dois eventos observados de JBNs, escolhidos aleatoriamente: um durante o CiMeLA e outro durante o COBRA-PARÁ. As temperaturas estão em graus Celsius, sendo que a temperatura potencial equivalente foi dividida por 2 após a conversão, para melhor visualização do gráfico.

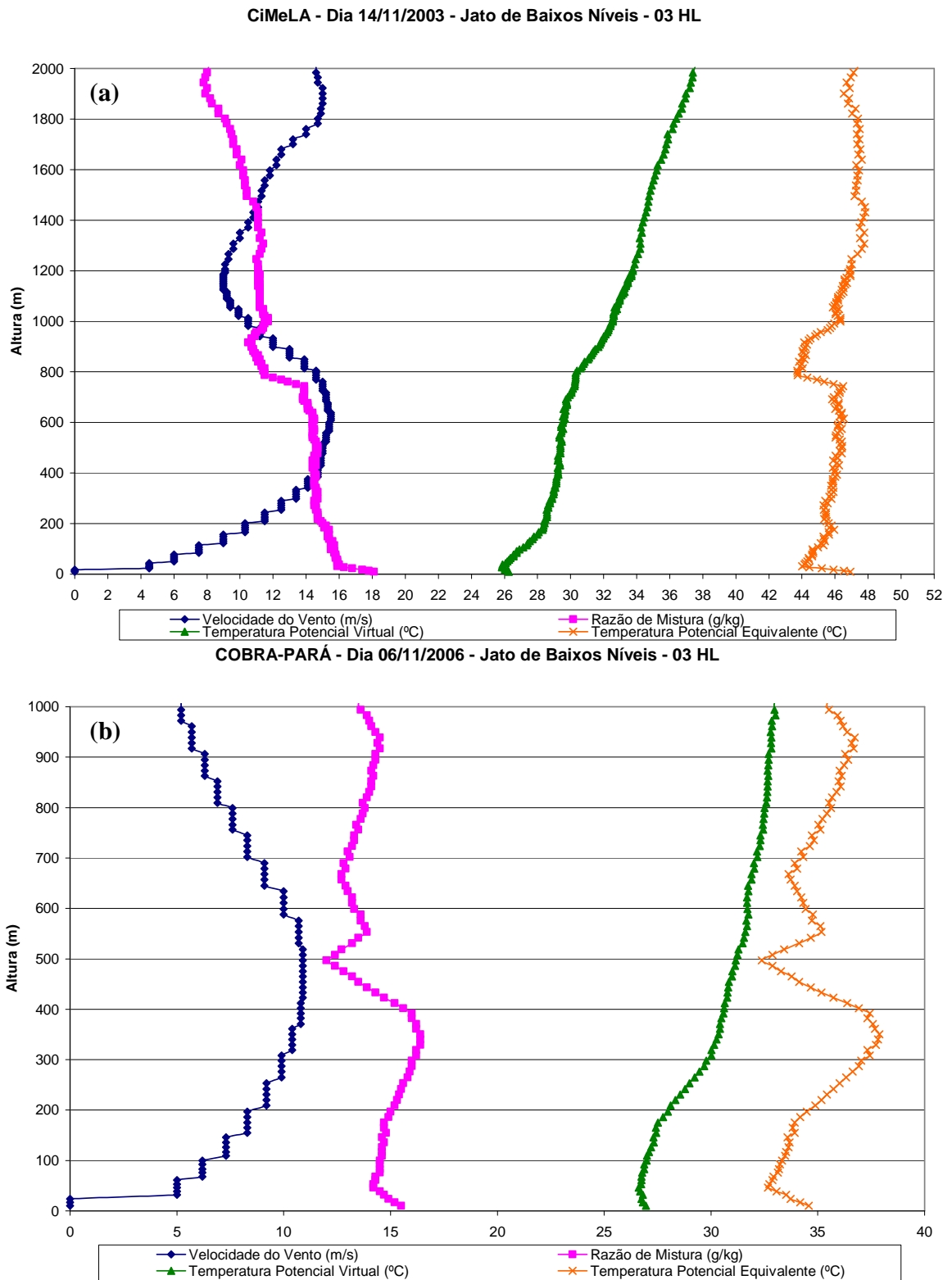


Figura 28 – Perfis verticais de velocidade do vento, razão de mistura, temperatura potencial virtual e temperatura potencial equivalente de um evento de JBN observado: (a) no dia 14/11/2003, às 03 HL (CiMeLA); e (b) no dia 06/11/2006, às 03 HL (COBRA-PARÁ).

Nota-se que, na altura do jato, contrariamente ao que acontece com o perfil vertical de  $\theta_v$ , que se manteve pouco sensível à presença do jato (como também observado por Queiroz (2008) para JBNs identificados sobre a Amazônia, em Rondônia), há uma queda da temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) e da razão de mistura, mostrando que o JBN deve estar associado à chegada de ar mais seco. Este resultado é diferente do encontrado por Andrade (2003) para a região do Pantanal Mato-grossense, que identificou um aumento de umidade associado ao JBN, observado como um máximo de razão de mistura na altura do jato. A diferença nos comportamentos de  $\theta_v$  e  $\theta_e$  se deve, provavelmente, às suas distintas sensibilidades às variações no conteúdo de vapor d'água na atmosfera.

Não houve queda de  $\theta_e$  em todas as radiossondagens, conforme mostra a Figura 29.

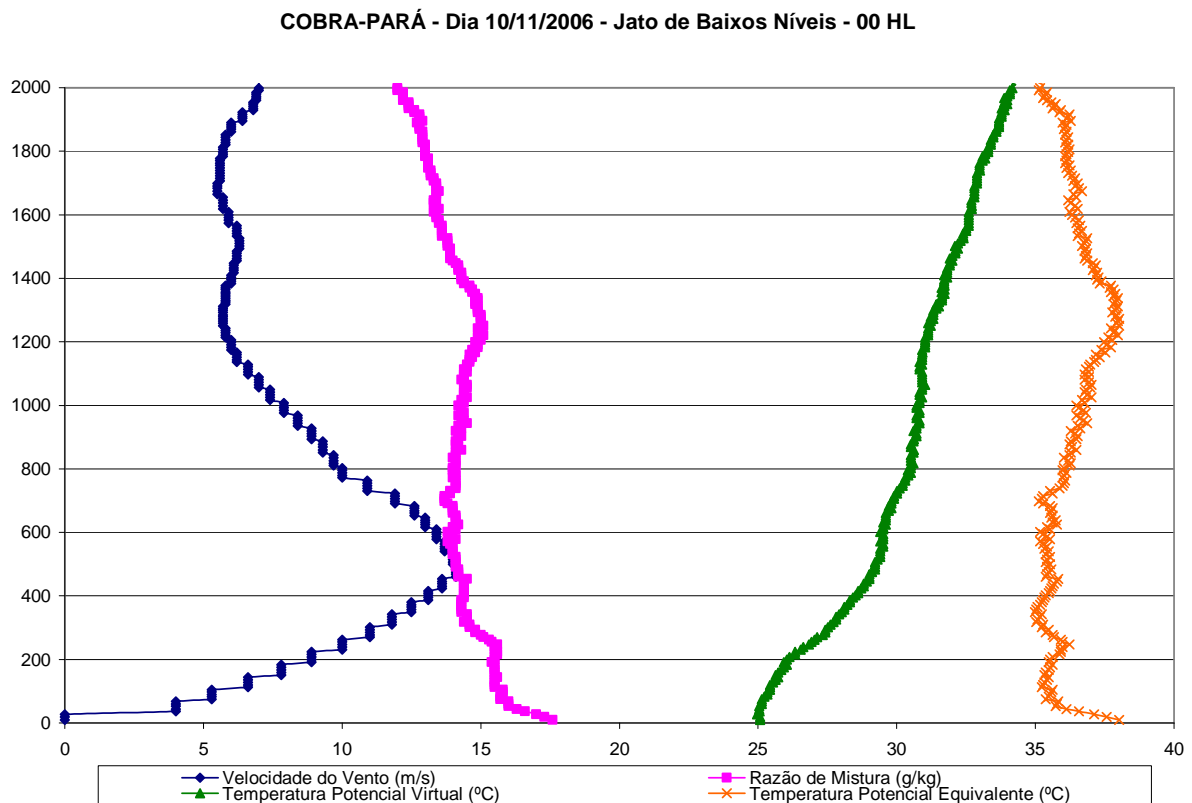


Figura 29 – Perfis verticais de velocidade do vento, razão de mistura, temperatura potencial virtual e temperatura potencial equivalente de um evento de JBN observado no dia 10/11/2006, às 00 HL (COBRA-PARÁ).

No entanto, este evento de JBN apresentou queda de  $\theta_e$  em horários subsequentes, quando o jato atingiu altura e intensidade mais elevadas, o que sugere que a queda de  $\theta_e$  pode estar associada à evolução do jato, surgindo apenas em seus horários de pico.

A evolução noturna também é um aspecto interessante a ser analisado e é apresentado na Figura 30. De acordo com Garratt (1985), os JBNs geralmente se formam durante a noite e alcançam o seu pico poucas horas antes do amanhecer.

Observando a evolução temporal dos jatos de Caxiuana, através dos perfis de velocidade do vento de horários subsequentes, nota-se que, com o passar da noite, o “nariz” do jato se move para cima, o que também foi observado no estudo de Karipot et al. (2006). Este comportamento do JBN provavelmente se deve à mistura gerada pelo jato nas camadas abaixo dele, ou seja, o aumento no cisalhamento, que inicialmente aumenta a turbulência próxima à copa, passa a atuar no sentido de gradualmente reduzir a intensidade do jato (KARIPOT et al., 2006).

Como eles utilizaram dados de sodar, então, foi-lhes possível analisar a evolução temporal do fenômeno continuamente. No caso desta pesquisa, não foi possível fazer este tipo de análise quanto à intermitência dos jatos ao longo de todos os horários da noite, visto que os dados disponíveis foram apenas de radiossondagens efetuadas a cada 3 horas.

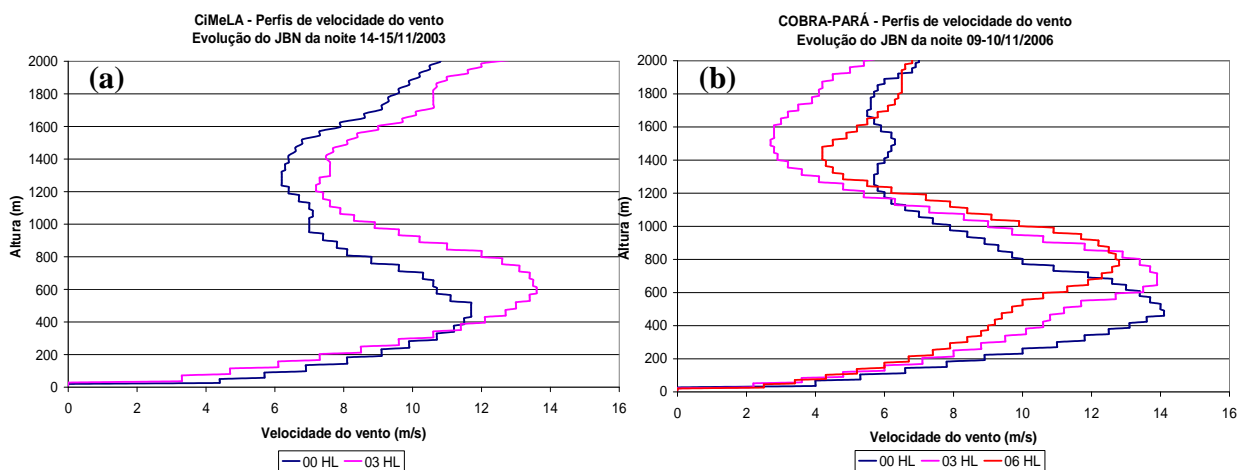


Figura 30 – Evolução noturna dos JBNs: (a) evento típico do CiMeLA; e (b) episódio típico do COBRA-PARÁ.

Resultados obtidos através da modelagem atmosférica sugerem que os jatos observados em Caxiuana têm sua origem no oceano e estão provavelmente associados ao regime de brisa marítima, conforme será exposto na seção seguinte. Oliveira (1990), também estudando jatos sobre a Floresta Amazônica, porém na Amazônia Ocidental, concluiu que os JBNs foram

provavelmente produzidos por um gradiente de pressão horizontal induzido pelo contraste térmico entre o rio e a floresta.

No estudo de Prabha et al. (2007), por sua vez, os JBNs tiveram sua origem provavelmente associada à combinação de influências baroclínicas e de brisa marítima, devido ao sítio experimental estar a apenas 100 km de distância do Oceano Atlântico. Caxiuanã está a cerca de 400 km de distância do litoral norte do Brasil, o que, evidenciado pelos resultados obtidos com modelagem numérica nesta pesquisa, sugere a relação causal entre a brisa marítima e os jatos encontrados na região.

Além disso, já se observou que a brisa marítima penetra o continente a distâncias maiores em baixas latitudes do que em altas latitudes, porque a força de Coriolis restringe a extensão horizontal da brisa marítima em latitudes médias e altas (OLIVEIRA, 1990).

Estudando jatos na Flórida, EUA, sobre uma floresta de pinheiros de altura média de 14 m, Karipot et al. (2006) verificaram que eventos de JBNs são capazes de promover o acoplamento entre a copa e a atmosfera em episódios esporádicos. Além disso, eles também notaram que os jatos exercem importante influência sobre as medidas noturnas de CO<sub>2</sub> e, portanto, sobre a quantificação dos fluxos noturnos.

Jatos com dois máximos na velocidade do vento, como o apresentado na Figura 31, também foram identificados por Karipot et al. (2006) usando dados de sodar. Os máximos verificados por eles, no entanto, são muito mais próximos à superfície. Eles também identificaram duas categorias de jatos: em algumas noites, os perfis apresentaram atividade forte e uniforme dos jatos, enquanto que em outras, os jatos tiveram intensidade moderada ou fraca e foram intermitentes. Segundo Karipot et al. (2006), somente os JBNs fortes apresentaram dois máximos na velocidade do vento.

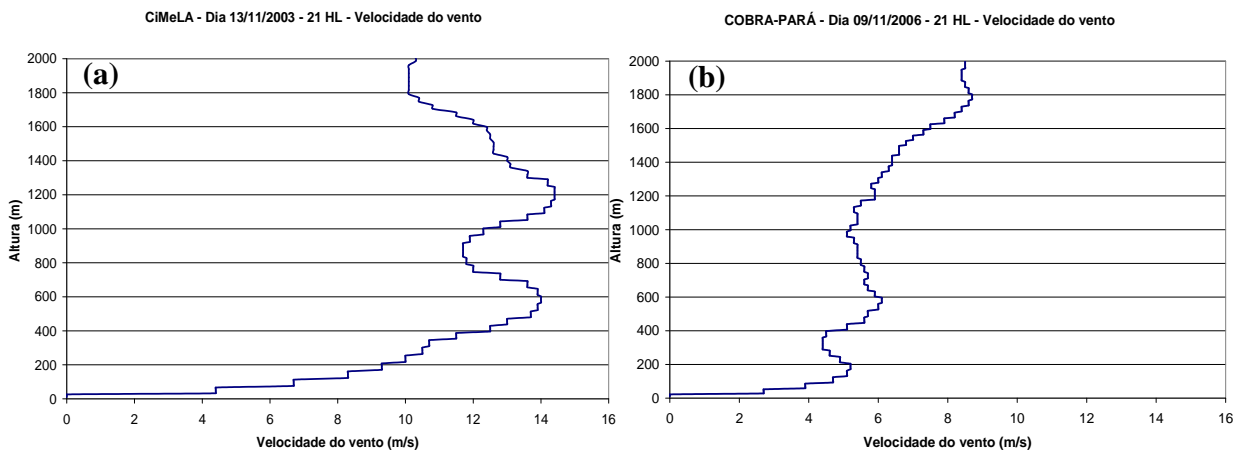


Figura 31 – Eventos de JBNs com dois máximos no perfil vertical da velocidade do vento: no dia 13/11/2003, às 21 HL (CiMeLA); e 09/11/2003, às 21 HL (COBRA-PARÁ).

O JBN pode causar geração de turbulência por cisalhamento na camada limite estável ou acima dela, porém também pode suprimir grandes vórtices dentro da CLS (MAHRT, 1998; MAHRT et al, 1998). A formação de um JBN pode ser vista em termos do desacoplamento do escoamento em relação à superfície. Este escoamento desacoplado se acelera levando a um cisalhamento elevado, à geração de turbulência abaixo do jato e, eventualmente, à mistura que enfraquecerá as condições de estabilidade, que são também necessárias para a manutenção do mesmo. Eventualmente, esta turbulência criada pelo cisalhamento pode ser suficiente para que ela se difunda até a superfície sob a forma de turbulência intermitente (MAHRT, 1998; 1999).

Esta turbulência intermitente pode surgir como “explosões” turbulentas sob a forma de rajadas de vento (SUN et al., 2002; 2004; KARIPOT et al., 2006; PRABHA et al., 2007; 2008), o que sugere uma possível interação das ocorrências de JBNs e rajadas. O segundo estudo de caso deste trabalho (noite de 10/11/2006), que será apresentado posteriormente, analisou uma noite em que estes dois fenômenos foram observados simultaneamente.

No entanto, o JBN deste estudo de caso, pelo critério da definição utilizada neste estudo, não seria considerado como tal, pois a diferença da velocidade do vento entre o “nariz” do jato e os níveis superior e inferior ao JBN foi menor do que 2 m/s, de acordo com o perfil vertical fornecido pela radiossondagem. Para não eliminar um possível episódio de jato interessante e, assim, não comprometer o entendimento desta interação, esta ocorrência foi considerada como um JBN, baseado no critério adotado por Banta et al. (2002) de 1,5 m/s de diferença. A adoção



deste critério também foi feita por Conangla e Cuxart (2006) para alguns casos para não descartar JBNS que ocorreram muito próximos à superfície, a cerca de 40m de altura.

É importante mencionar que, além da preocupação com a compreensão da interação de JBNS e rajadas, o critério da definição dos jatos foi alterado para a noite de 10/11/2006 também devido à identificação de um jato de baixos níveis de cerca de 7 m/s, entre 250 e 400 m de altura, no perfil vertical da velocidade do vento obtido com medidas de balão cativo realizadas na ECFPn (Figura 32). Estes dados serão analisados com mais detalhes na seção referente aos estudos de caso.

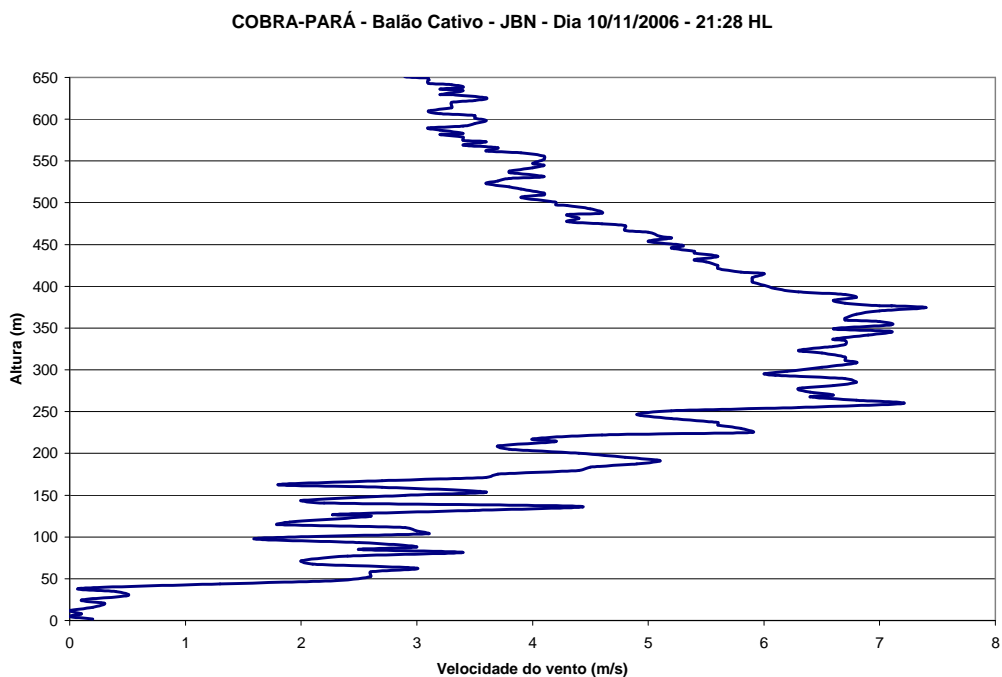


Figura 32 – Evento de jato medido por balão cativo na ECFPn no dia 10 /11/2006, aproximadamente às 21 HL.

#### 4.2.2. Modelagem Numérica

Conforme mencionado anteriormente, somente o fenômeno de jatos de baixos níveis foi estudado através de modelagem numérica. Os jatos foram simulados para identificar aspectos associados à sua ocorrência que pudessem esclarecer a origem do fenômeno.

##### a) Simulação Controle

As simulações dos JBNs foram realizadas até a obtenção de uma simulação controle, que conseguiu reproduzir de forma satisfatória as principais características da atmosfera no período abordado, bem como o fenômeno de jatos de baixos níveis. A simulação controle foi realizada de acordo com os parâmetros apresentados na seção 3.3.2, referente à metodologia do estudo para a modelagem numérica. Esta simulação considerou a temperatura da água dos rios diferente da média semanal da temperatura da superfície do mar (TSM) e igual a 31,3°C, conforme medida na Baía de Caxiuanã durante a campanha COBRA-PARÁ. A Figura 33 apresenta uma comparação entre os perfis verticais de vento observado em Caxiuanã e a simulação controle para o evento de jato do dia 10 de novembro, às 06 HL, pois este foi o JBN mais intenso do período.

A simulação controle conseguiu reproduzir este e todos os outros eventos de jatos do período. O episódio de jato da figura foi simulado como um máximo no perfil vertical da velocidade do vento próximo à altura do observado (800 m) e com magnitude cerca de 1 m/s mais elevada do que a do JBN observado.

Através da modelagem, foi possível notar que os jatos observados em Caxiuanã se estendem desde o oceano Atlântico, com cerca de 400 km de extensão horizontal. A Figura 34 mostra a extensão deste máximo de velocidade do vento no domínio da grade 1 (16 km). Pode-se notar que a direção do JBN simulado também é de nordeste; e que a origem do jato está associada ao oceano, em função do escoamento de retorno da brisa terrestre, do oceano para o continente, que se dá durante a noite em níveis mais altos (HESS, 1959), intensificado pelos ventos alísios de nordeste, que possuem papel muito importante na região.

Observado e Controle – Dia 10/11/2006 – 06 HL

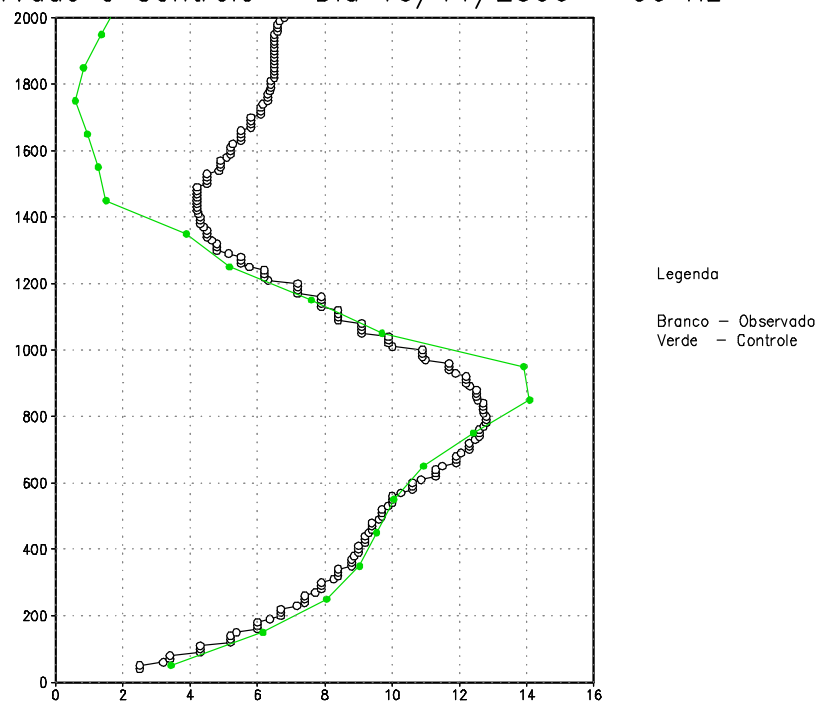


Figura 33 – Evento de JBN no dia 10/11/2006, às 09 UTC (06 HL): perfil observado em Caxiuanã (em círculos brancos) e perfil reproduzido pela grade 3 (1 km) da simulação controle do BRAMS (em círculos verdes).

Velocidade do vento (950 m) – Dia 10/11/2006 – 06 HL

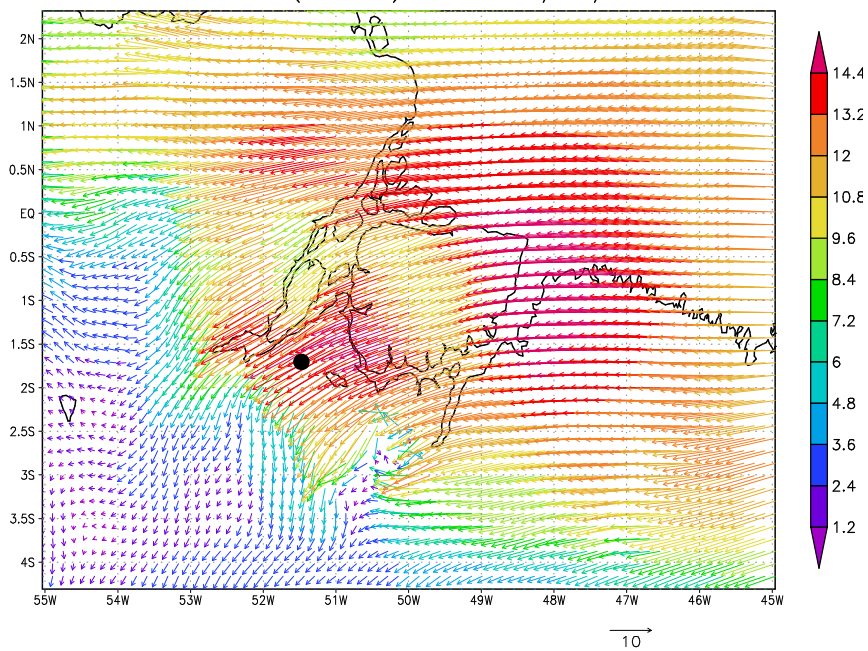


Figura 34 – Direção e magnitude da velocidade do vento a 650 m no domínio da grade 1 (16 km) da simulação controle, no dia 06/11/2006, às 00 HL, durante a ocorrência de um JBN detectado neste nível.

Também é importante mencionar que a queda de temperatura potencial equivalente observada em todos os eventos de jatos do COBRA-PARÁ foi reproduzida em todos os perfis de JBNs representados pela simulação controle. Esta queda se deu na altura do jato ou ligeiramente acima dele, acompanhada de uma queda de razão de mistura, da mesma maneira que ocorreu com os perfis de JBNs observados em Caxiuanã. É interessante notar que, embora o ar provenha do oceano, isto representa transporte de ar seco. A Figura 35 apresenta estes aspectos para um dos eventos de jato.

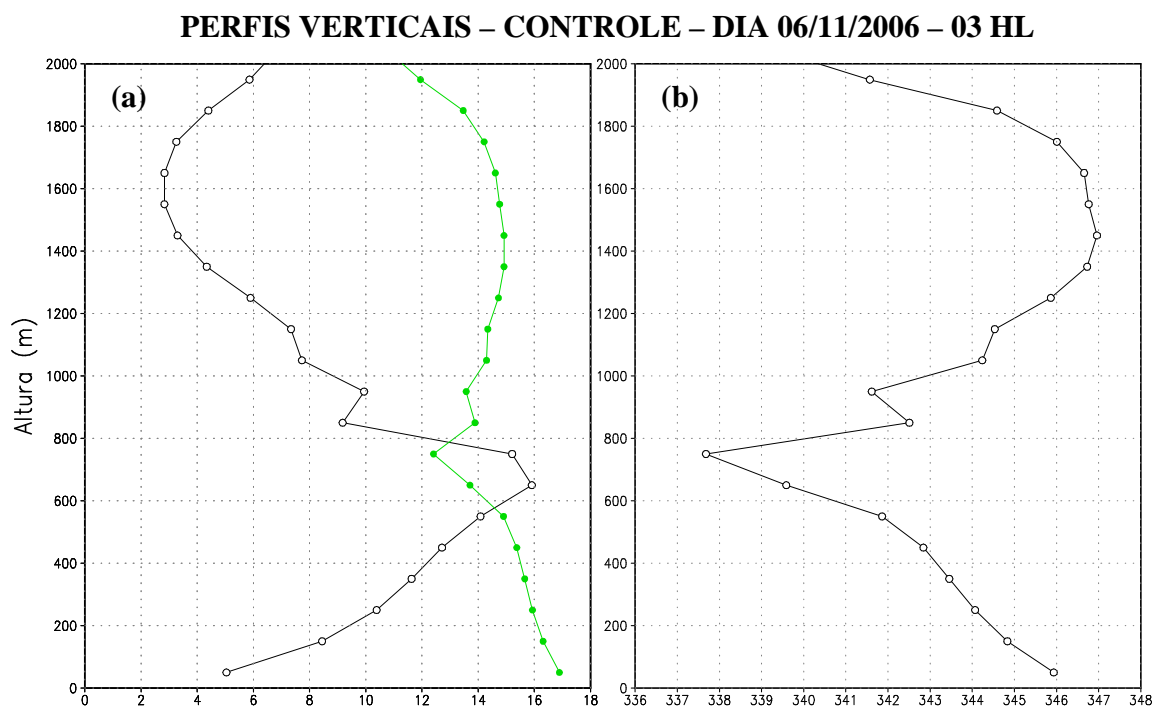


Figura 35 – Perfis verticais obtidos através da simulação controle para o dia 06/11/2006, às 03 HL, horário de um JBN, de: (a) velocidade do vento em m/s (em círculos brancos) e razão de mistura em g/kg (em círculos verdes); e (b) temperatura potencial equivalente em K.

Diferentemente do que foi observado em Caxiuanã, Smedman et al. (1993), analisando JBNs sobre o Mar Báltico, e Conangla e Cuxart (2006), estudando jatos sobre uma plantação de grãos em um platô, encontraram um máximo de produção de energia cinética turbulenta (ECT) em níveis superiores no horário do JBN, a uma altura acima do máximo da velocidade do vento.

Nos perfis dos episódios de jatos de Caxiuanã, obtidos através da modelagem numérica, cada uma das três noites de JBNs (dias 6, 10 e 13/11/2006) apresentou comportamentos

diferentes no que diz respeito ao máximo de ECT. A Figura 36 apresenta os perfis verticais de ECT para as três noites nos horários de formação e de maturidade do JBN.

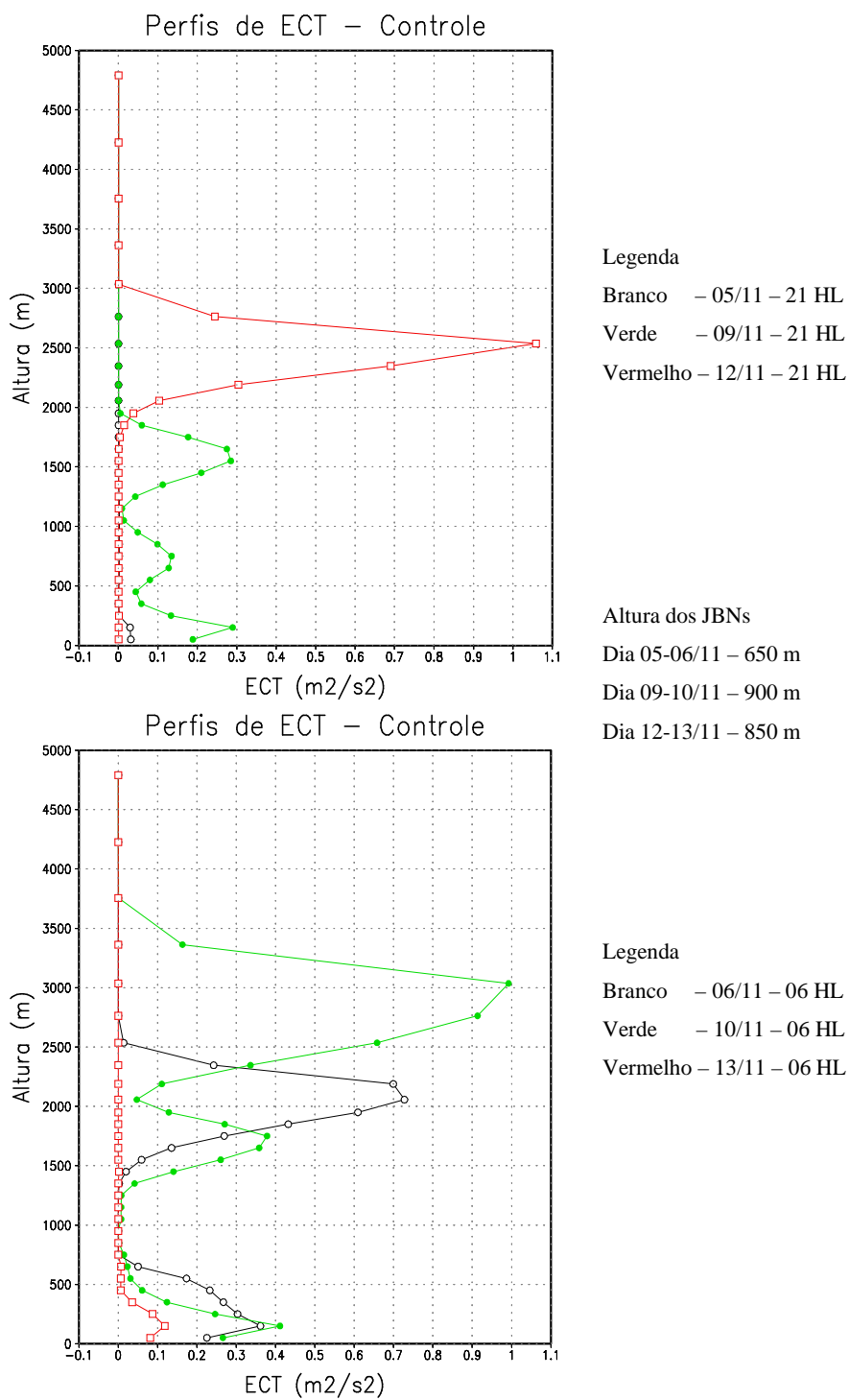


Figura 36 – Perfis verticais de energia cinética turbulenta para as três noites que apresentaram episódios de JBNs durante o COBRA-PARÁ nos horários de: (a) formação do jato; e (b) maturidade do jato.

A noite do dia 5 (e madrugada do dia 6) não apresentou um máximo de ECT em níveis mais altos nos horários de formação do JBN, porém este máximo superior surgiu durante a maturidade do jato. Um máximo de ECT próximo à superfície se manteve em todos os horários, desde a formação até a maturidade do jato desta noite. É possível que este episódio de jato tenha energia cinética turbulenta para os níveis acima dele, após completamente formado.

A noite do dia 10, por sua vez, apresentou o máximo de ECT em níveis superiores, acima do JBN, na altura do jato e próximo à superfície nos horários de formação e de maturidade do JBN. O perfil apresentou, portanto, três máximos relativos de ECT, um em níveis elevados, o outro no nível do jato e o outro próximo à superfície.

A noite do dia 13 possuiu o máximo de ECT em níveis mais altos, acima do JBN, somente em horários anteriores ao fenômeno, em seu período de formação, porém quando o jato atingiu sua maturidade, este máximo foi deslocado para baixo, próximo à superfície, deixando de existir em níveis elevados, o que sugere que o JBN deve provocar mistura à superfície.

É importante ressaltar que o jato do dia 10 foi o mais intenso observado no período, o que pode indicar que sua grande quantidade de momentum esteja associada a uma produção contínua de energia cinética turbulenta acima do JBN, que se mantém mesmo depois de o jato atingir sua maturidade. Este fato pode estar associado à ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul no período. Também se deve considerar que o jato desta noite esteve associado a perfis de razão mistura mais elevada que as outras duas noites, conforme mostra a Figura 37. As noites mais úmidas, por apresentarem resfriamento radiativo menos intenso, evitam uma estabilização mais efetiva da CLN. Assim, o jato não “desce” ou não se aproxima da superfície com facilidade. Isso pode ser um indício de que tais noites fazem com que a ECT acima do máximo de vento se mantenha mesmo depois da evolução do JBN, pois o jato necessita de mais tempo para gerar mistura à superfície.

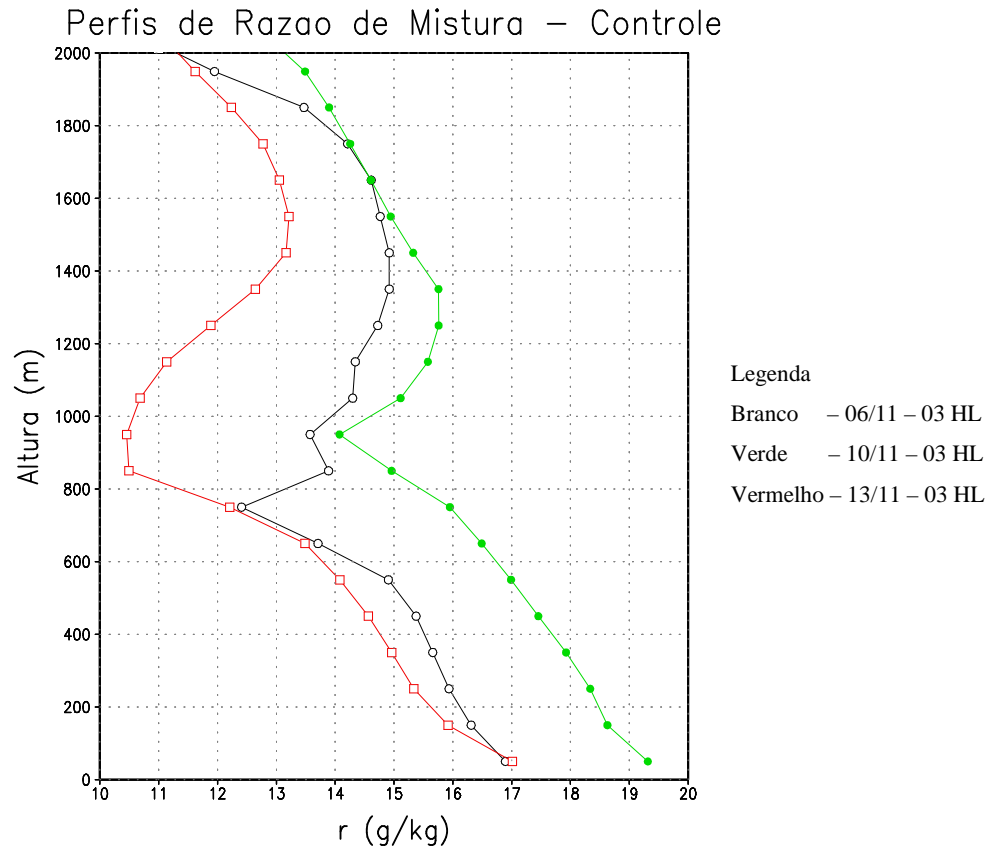


Figura 37 – Perfis verticais de razão de mistura associados aos JBNs das três noites, conforme representado pela simulação controle.

#### b) Testes de sensibilidade

A partir da simulação controle, foram desenvolvidos quatro testes de sensibilidade (aqui identificados como FLO, OCE, PRE e PAS, conforme a Tabela 3, apresentada no Capítulo 3), com o mesmo período de integração de 15 dias. Segundo Cohen et al. (2006), os JBNs em Caxiuanã estão associados à brisa marítima e sua canalização pela distribuição dos rios na Amazônia. Portanto, para testar a hipótese de efeito de canalização do escoamento pelos rios, efetuou-se um primeiro teste de sensibilidade (FLO), em que todos os rios e todos os tipos de vegetação foram transformados em floresta.

Com o objetivo de entender o papel da interface oceano-continente e da brisa marítima sobre o fenômeno dos JBNs, fez-se o segundo teste (OCE), no qual esta interface foi eliminada, com a alteração das características da superfície de todo o domínio (incluindo oceano, rios e outros tipos de vegetação) para floresta.

Para verificar a importância de intensas correntes descendentes de ar oriundas de nuvens convectivas sobre a formação ou intensificação dos jatos, realizou-se o terceiro teste de sensibilidade (PRE), em que a parametrização de microfísica de nuvens foi mantida no nível 3 e todos os parâmetros de hidrometeoros foram iguados a zero, ou seja, formaram-se nuvens, porém sem permitir que o modelo produzisse precipitação. Assim, manteve-se o efeito das nuvens sobre o balanço de radiação, porém evitou-se a formação de correntes descendentes associadas à chuva que pudessem dar origem aos jatos.

Finalmente, o quarto e último teste de sensibilidade realizado (PAS), retirou a floresta Amazônica e a substituiu por pastagem, mantendo rios e a interface oceano-continente. Neste caso, os parâmetros biofísicos da floresta foram alterados para os de grama curta, para simular o efeito do desmatamento.

A Figura 38 apresenta os perfis do vento obtidos com a simulação controle e com os quatro testes de sensibilidade para o jato do dia 06/11/2006. Nota-se que os testes FLO e PRE deslocaram o JBN para alturas mais elevadas, enquanto que o teste PAS representou o jato mais próximo à superfície. Estes resultados sugerem que a canalização do escoamento pelos rios pode ter uma influência sobre os JBNs na “descida” dos mesmos para posições mais próximas da superfície e, possivelmente, sobre o seu efeito de mistura na região, porém não sobre a formação do fenômeno em si, pois quando este efeito de canalização foi retirado no teste FLO, o JBN foi afastado da superfície.

Outro resultado é que a origem deste jato, em especial, não esteve associado a correntes descendentes de ar uma vez que o JBN também está presente na simulação PRE, que suprimiu o efeito destas correntes de ar descendente. É interessante notar também que o JBN deste teste foi deslocado para um nível mais alto e teve sua intensidade reduzida, o que pode indicar que as correntes descendentes de ar podem atuar facilitando a aproximação do jato em relação à superfície, possivelmente ao intensificá-lo.

O teste PAS, por sua vez, representou o jato mais próximo à superfície do que o experimento controle, o que pode ser explicado pela substituição da floresta por uma vegetação mais baixa, reduzindo, assim, a rugosidade e facilitando a aproximação do JBN à superfície.

Os perfis do vento obtidos com o teste OCE para todos os episódios de JBNs não reproduziram os jatos, o que sugere uma relação causal entre a origem do JBN e a interface oceano-continente. Neste caso, existe não somente a questão da supressão da brisa marítima, que



normalmente deve ser intensificada pelos ventos alísios de nordeste, como também a questão associada ao aumento de rugosidade na região que antes compreendia o oceano e que desacelera bruscamente os ventos alísios que chegam na fronteira lateral do domínio da grade 1. Ou seja, a ausência de um JBN se deve à eliminação da brisa marítima como também ao enfraquecimento dos ventos alísios.

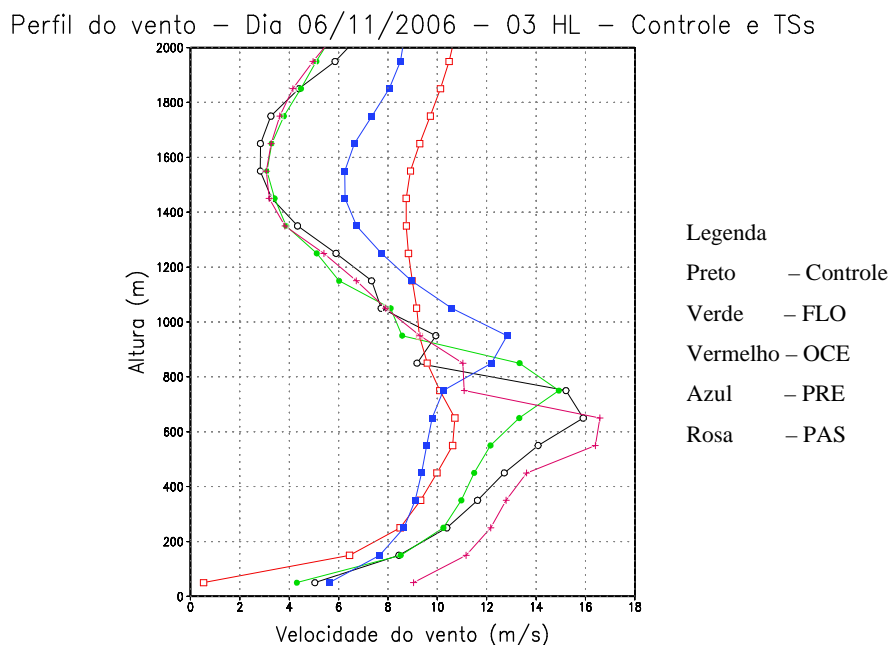


Figura 38 – Perfis verticais da velocidade do vento para o JBN no dia 06/11/2006, às 06 UTC (03 HL) obtido com a utilização do BRAMS, para o experimento controle e os testes de sensibilidade.

Os resultados obtidos através destes testes de sensibilidade sugerem certas conclusões a respeito da origem do JBN e de eventuais características topográficas e termodinâmicas que podem atuar no sentido de intensificá-lo. Foi possível observar que a formação dos jatos de Caxiuana está associada ao escoamento de retorno da brisa terrestre em níveis mais altos, vindo do oceano Atlântico, bem como da intensificação deste escoamento pelos ventos alísios. Também se notou que, a existência de vegetação mais curta, como em situações de desflorestamento com substituição de floresta por pastagem; a distribuição dos rios da Amazônia e seu efeito de canalização sobre o escoamento; e intensas correntes descendentes de ar oriundas de nuvens convectivas, atuam na aproximação ou deslocamento do jato em relação à superfície e em sua intensificação.

### 4.3 RAJADAS DE VENTO

Esta seção apresenta os resultados observacionais obtidos durante a pesquisa acerca das rajadas de vento, os quais são analisados e discutidos no que diz respeito à estatística dos eventos identificados, bem como da fenomenologia das ocorrências.

#### 4.3.1. Aspectos Observacionais

##### a) Estatística dos eventos de rajadas

Conforme apresentado nos elementos teóricos, as rajadas de vento são definidas como máximos de velocidade do vento nas séries temporais, que ocorrem entre 19:00 e 01:00 HL do dia seguinte, com mais de 10 m/s e duram, no mínimo, 2 minutos, porém com eventos que podem durar até cerca de 20 minutos.

Eventos noturnos de rajadas de vento foram registrados em Caxiuaná durante a estação seca. Durante ambos os experimentos de campo (CiMeLA e COBRA-PARÁ), as rajadas foram observadas em quase todas as noites dos períodos. No entanto, durante o CiMeLA, houve ocorrências de rajadas durante a tarde em três dias diferente. Nestes três dias, não houve registro de rajadas de vento durante a noite. Por outro lado, durante o COBRA-PARÁ, alguns eventos de rajada se caracterizaram pela ocorrência de alguns máximos de velocidade do vento em seqüências de intervalos de tempo com diferenças de poucos minutos entre os mesmos.

A Tabela 5 apresenta todos os episódios de rajadas identificados durante as noites de cada experimento, discriminando o seu horário de ocorrência (em hora local), a sua duração (em minutos) e a sua intensidade (em m/s). A intensidade informada na tabela, para o experimento CiMeLA, corresponde à velocidade do vento registrada no anemômetro de copo instalado no nível mais alto na torre (52,8 m), pois, além dos dados de velocidade do vento de resposta rápida, estavam disponíveis dados de resposta lenta (a cada 10 s) de quatro anemômetros de copo ao longo da copa. Para o COBRA-PARÁ, esta intensidade é referente à velocidade de vento calculada a partir da composição dos vetores das componentes u e v do vento, medidas pelo anemômetro sônico.

Tabela 5 – Episódios de rajadas de vento durante o CiMeLA e o COBRA-PARÁ, com os respectivos horários de ocorrência, duração e intensidade.

CiMeLA (2003)				COBRA-PARÁ (2006)			
Dia/Mês	Horário (HL)	Dur. (min)	Intensidade (m/s)	Dia/Mês	Horário (HL)	Dur. (min)	Intensidade (m/s)
31/10	22:03	6	6,20	01/11	19:21	19	9,58
01/11	20:21	5	10,4	02/11	21:05	9	6,83
02/11	20:06	11	4,60	03/11	19:10	2	9,12
03/11	23:24	14	5,26	04/11	22:41	6	5,91
04/11	21:12	9	4,84	05/11	23:39	10	6,37
05/11	21:12	9	5,82	06/11	22:10	2	4,09
06/11	00:29	3	5,96		23:02	2	4,27
10/11	21:19	8	5,96		00:30	2	4,08
13/11	17:58	2	8,62		00:53	2	4,23
14/11	21:01	3	5,66	07/11	22:09	5	4,71
—	—	—	—	08/11	00:42	5	4,06
—	—	—	—	09/11	20:24	2	5,91
—	—	—	—		20:32	3	5,93
—	—	—	—	10/11	20:42	2	7,12
—	—	—	—		20:52	2	6,89
—	—	—	—		20:57	3	7,03
—	—	—	—		21:08	4	7,07
—	—	—	—	11/11	00:37	2	9,67
—	—	—	—	12/11	18:54	2	6,11

Histogramas do horário de ocorrência, intensidade e duração destes eventos são apresentados nas Figuras 39, 40 e 41, respectivamente, para as duas campanhas experimentais.

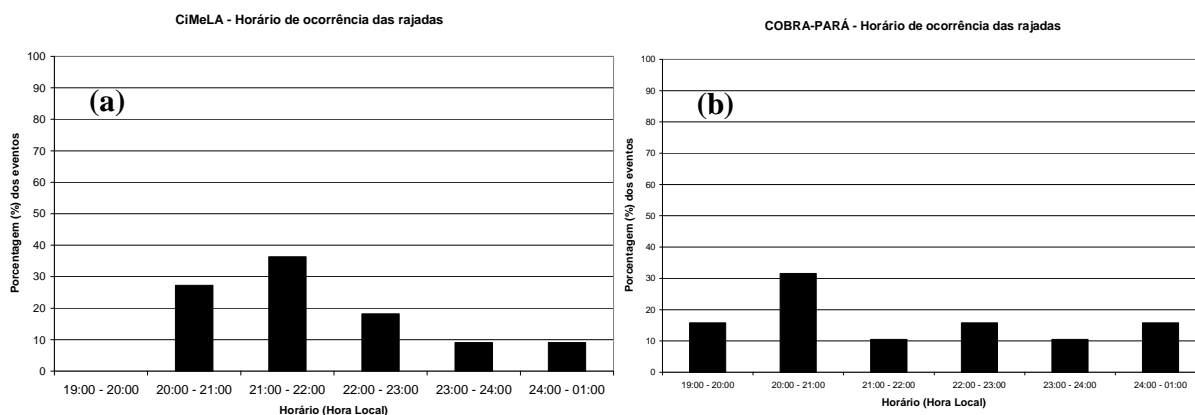


Figura 39 – Histogramas do horário de ocorrência das rajadas: (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.

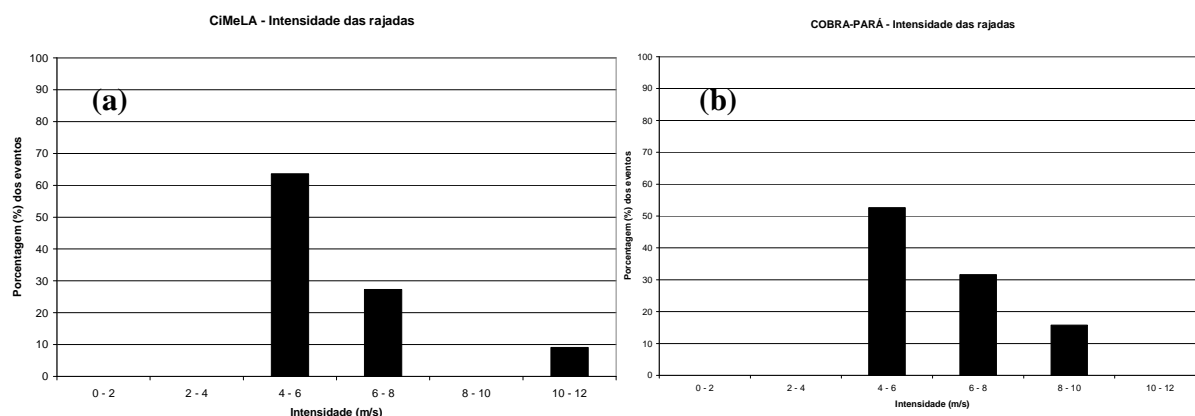


Figura 40 – Histogramas da intensidade das rajadas: (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.

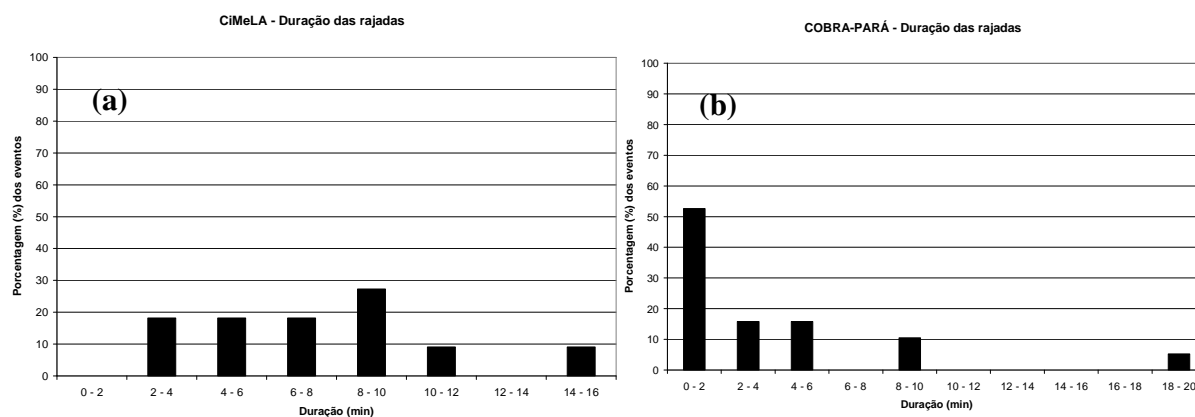


Figura 41 – Histogramas da duração das rajadas: (a) CiMeLA; e (b) COBRA-PARÁ.

A Figura 42 mostra séries temporais de velocidade do vento para episódios típicos de rajadas identificados durante o CiMeLA e o COBRA-PARÁ.

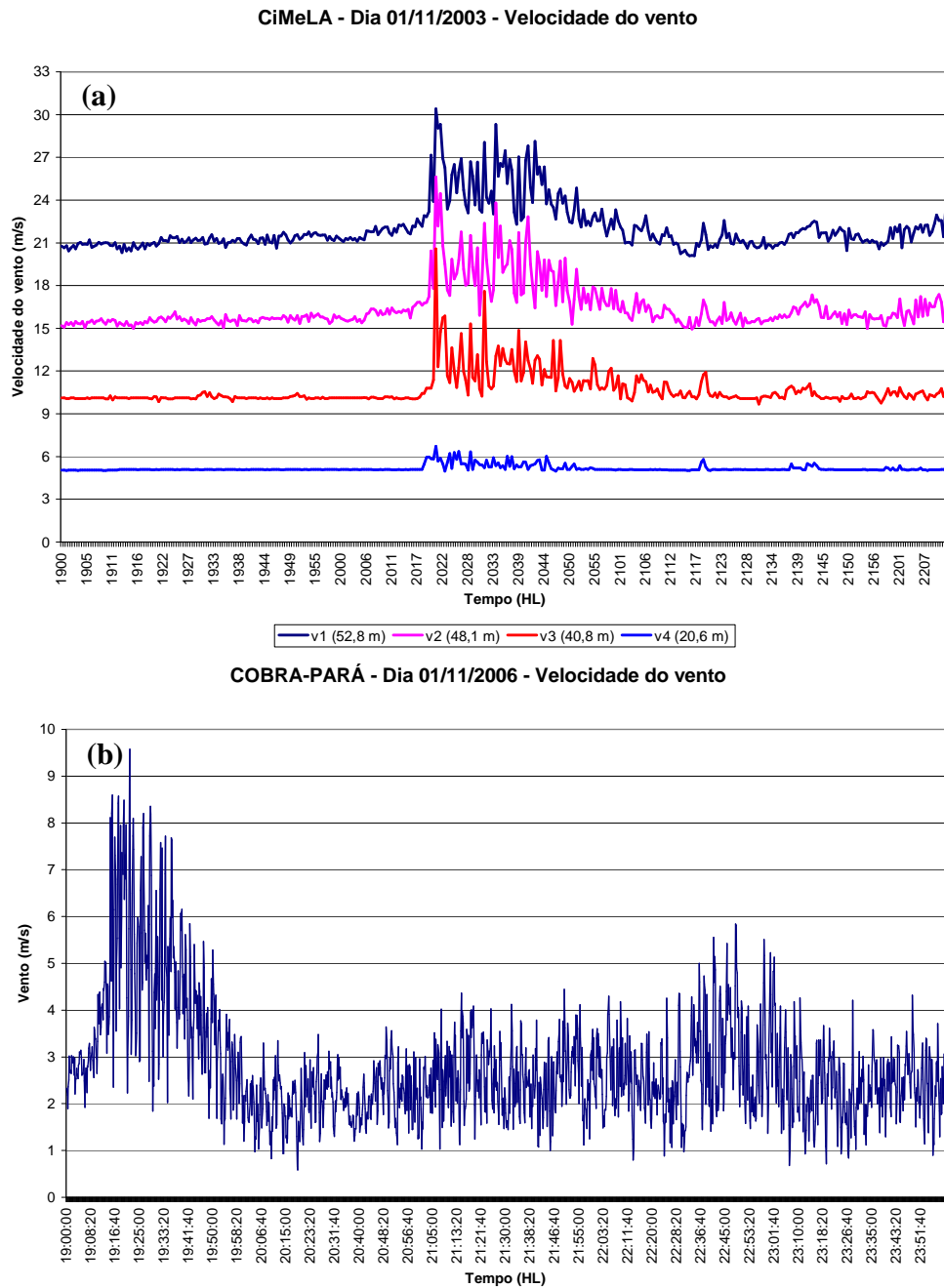


Figura 42 – Séries temporais da velocidade do vento indicando a ocorrência de eventos de rajada identificados: (a) no dia 01/11/2003 (CiMeLA), apresentando o máximo de vento em quatro níveis diferentes, registrado pelos anemômetros de copo; e (b) no dia 01/11/2006 (COBRA-PARÁ), a 56 m de altura, registrada pelo anemômetro sônico.

Para o CiMeLA, estas ocorrências foram registradas simultaneamente em mais de um nível da torre. Não foi possível conhecer este aspecto para o COBRA-PARÁ, pois, durante este experimento, dados de vento no interior da copa da floresta não estiveram disponíveis.

Todas as rajadas do CiMeLA tiveram direção nordeste, enquanto que todas as rajadas do COBRA-PARÁ tiveram direção noroeste. Gráficos das componentes  $u$  e  $v$  da velocidade do vento no período noturno com eventos típicos de rajadas para os dois períodos estudados estão na Figura 43, para mostrar a direção das rajadas. É possível que a diferença na direção das rajadas de vento nos dois experimentos esteja associada ao regime de escoamento em escala sinótica. Strong et al. (2005) verificaram que, na região de Rondônia, durante a campanha TRMM-LBA, os regimes de vento de leste e de oeste na baixa troposfera estiveram associados, respectivamente, à ausência e à presença de sistemas frontais estacionários que se estendem aos trópicos ao longo da ZCAS. É interessante notar que, durante o período do COBRA-PARÁ, no qual as rajadas tiveram direção noroeste, houve ocorrência da ZCAS.

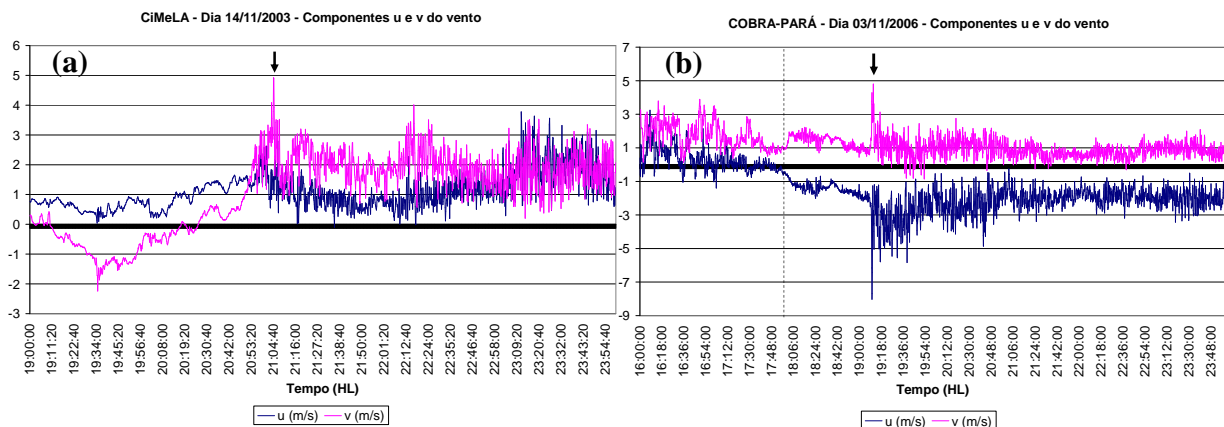


Figura 43 – Séries temporais das componentes  $u$  e  $v$  da velocidade do vento para indicar a direção das rajadas para os dias: (a) 14/11/2003 (CiMeLA); e (b) 03/11/2006 (COBRA-PARÁ). A seta indica a ocorrência da rajada.

É interessante mencionar a ocorrência de uma rajada de vento na comunidade de Santa Luzia durante o COBRA-PARÁ. Este evento foi identificado através dos dados de resposta rápida da torre aquática instalada a cerca de 100 m da praia (LECHINOSKI, 2008; ver Capítulo 3). Foi observada no mesmo dia e horário de um evento identificado na torre de Caxiuanã. Os dados disponíveis para outras variáveis, como a componente vertical da velocidade do vento ( $w$ ), a concentração de  $\text{CO}_2$ , a umidade específica e a temperatura, não estavam consistentes no período, apresentando falhas sistemáticas. Algumas destas variáveis passaram a apresentar tais falhas a partir da ocorrência da rajada, voltando à normalidade horas depois (Figura 44).

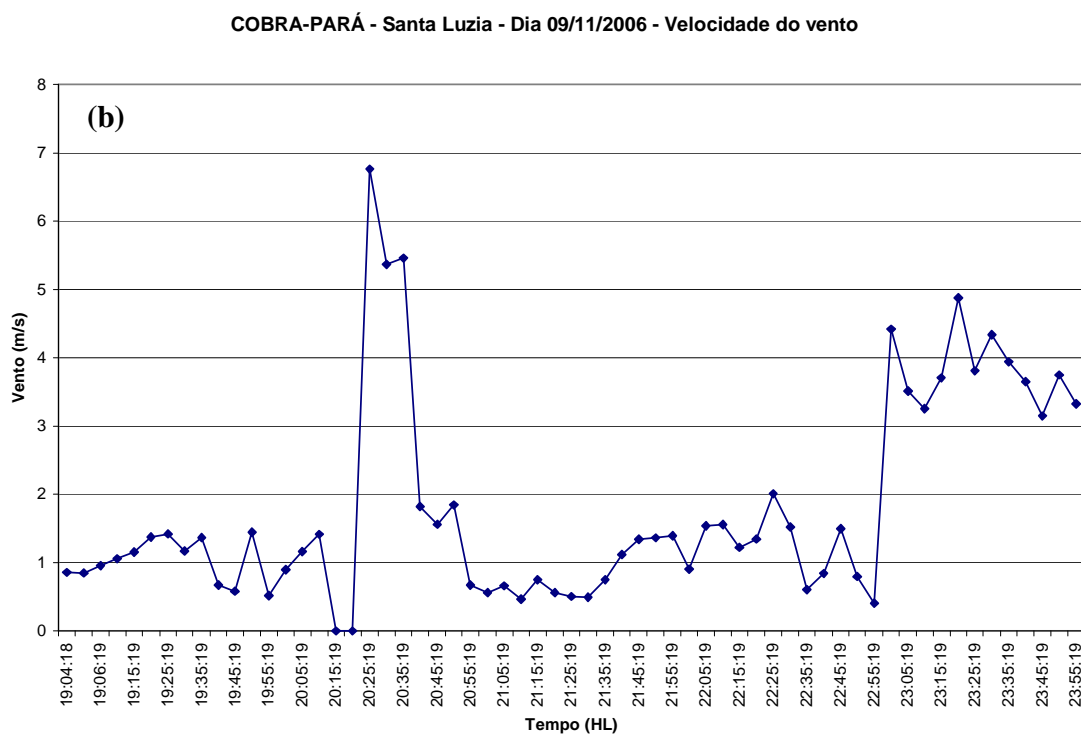
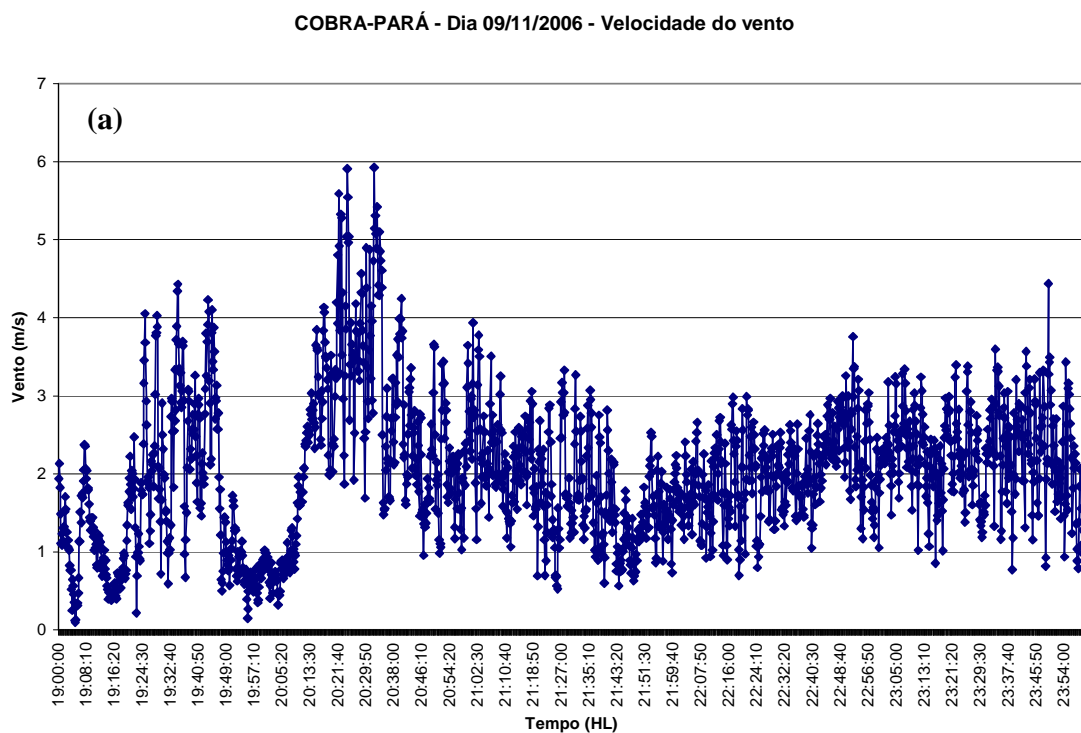


Figura 44 – Evento de rajada do dia 09/11/2006 detectado na: (a) torre meteorológica de Caxiuana; e (b) comunidade de Santa Luzia.

O período de dados disponíveis obtidos por estes instrumentos contemplou apenas parte do período total do experimento (de aproximadamente 17:00 HL do dia 6 até cerca de 17:00 HL do dia 10 de novembro). Além disso, houve outros pequenos colapsos nos dispositivos de gravação dos dados no período. Portanto, não foi possível identificar eventos de rajada em outros dias na comunidade.

#### b) Fenomenologia das rajadas

As rajadas observadas geralmente exerceram influência sobre os dados de vapor d'água, temperatura e concentração de CO<sub>2</sub>, principalmente durante o CiMeLA. A variabilidade dos escalares associada aos eventos de rajadas indicou aumento na concentração de CO<sub>2</sub> e de vapor d'água e queda na temperatura.

No período do COBRA-PARÁ, estes efeitos sobre os escalares não se manifestaram da mesma maneira, porém a queda da temperatura ocorreu em todos os eventos, sendo que, na maioria deles, esta queda é observada durante e depois da rajada, com algumas poucas situações em que a queda de temperatura se dava somente no período após o máximo de vento. A maioria das rajadas desta campanha experimental foi acompanhada de queda de umidade, ao contrário do observado durante o CiMeLA.

Acredita-se que esta diferença esteja associada às origens do fenômeno, à estrutura termodinâmica da atmosfera e às condições meteorológicas de mesoescala e de escala sinótica imperantes na ocasião (ROY et al., 2003; SILVA DIAS et al., 2005).

A Figura 45 mostra a variabilidade noturna dos escalares e a influência da rajada sobre a mesma nas duas campanhas experimentais. Foram calculadas médias dos escalares para verificar quantitativamente o efeito do máximo de vento sobre a concentração de CO<sub>2</sub>, umidade específica e temperatura. As médias foram feitas para os períodos de: (i) meia-hora antes do evento; (ii) durante o evento, que, para as rajadas identificadas neste estudo, pode variar de 2 a 19 minutos; e (iii) meia-hora depois do evento. As Tabelas 6, 7 e 8 mostram tais médias para cada escalar, comparando o que ocorreu nas duas campanhas experimentais.

Para o COBRA-PARÁ, essas médias não foram calculadas para três episódios de rajadas que apresentaram mais de um máximo associado ao evento em intervalos de tempo curtos. Isto poderia comprometer a informação que se desejou obter através das médias.



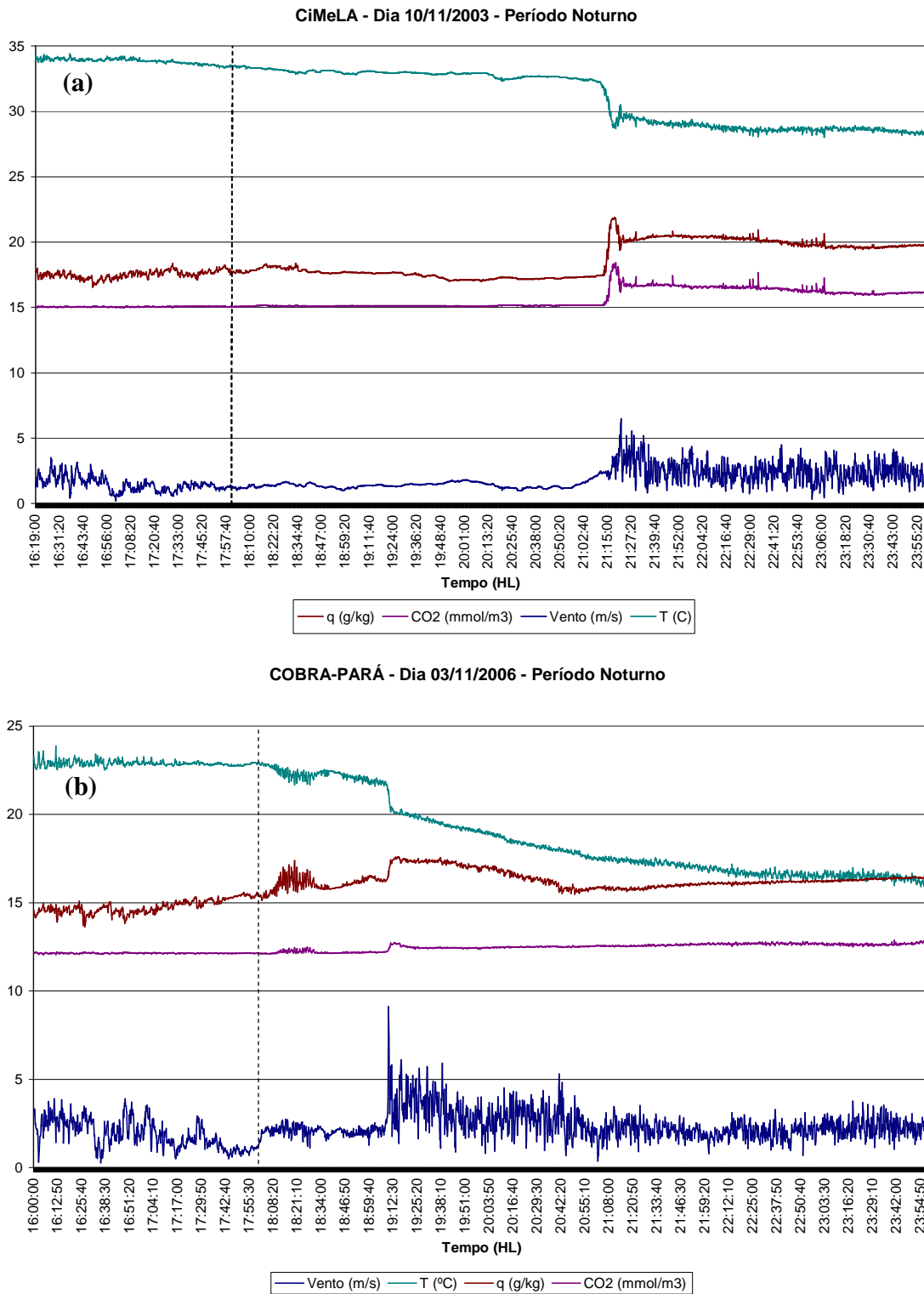


Figura 45 – Séries temporais da velocidade do vento, temperatura, umidade específica e concentração de CO<sub>2</sub> para dois eventos de rajada: (a) dia 10/11/2003 (CiMeLA); e (b) dia 03/11/2006 (COBRA-PARÁ), em que os valores de umidade e temperatura foram reduzidos em 15 unidades para melhor visualização do gráfico. A linha tracejada indica o final do período diurno.

Tabela 6 – Variações na concentração de CO<sub>2</sub> nos períodos associados às rajadas: meia-hora antes do evento; durante o evento; e meia-hora depois do evento, para o CiMeLA e o COBRA-PARÁ.

VARIAÇÕES NA CONCENTRAÇÃO DE CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>3</sup> )											
CiMeLA						COBRA-PARÁ					
Dia	Antes	Durante	Depois	Δ CO <sub>2</sub> (durante- antes)	Δ CO <sub>2</sub> (depois- antes)	Dia	Antes	Durante	Depois	Δ CO <sub>2</sub> (durante- antes)	Δ CO <sub>2</sub> (depois- antes)
31/10	16,04	16,03	16,11	-0,01	0,07	01/11	12,26	12,33	12,36	0,07	0,1
01/11	15,23	15,94	15,75	0,71	0,52	02/11	12,68	12,67	12,64	-0,01	-0,04
02/11	15,13	16,26	16,41	1,13	1,28	03/11	12,19	12,53	12,5	0,34	0,31
03/11	15,31	17,53	17,52	2,22	2,21	04/11	12,78	12,89	12,83	0,11	0,05
04/11	15,35	16,05	16,17	0,7	0,82	05/11	22,77	22,75	22,74	-0,02	-0,03
10/11	15,29	17,03	16,62	1,74	1,33	07/11	22,66	22,67	22,73	0,01	0,07
13/11	14,9	15,22	15,44	0,32	0,54	08/11	22,97	24,27	24,47	1,3	1,5
14/11	15,36	16,5	16,5	1,14	1,14	11/11	23,25	25,64	22,45	2,39	-0,8
-	-	-	-	-	-	12/11	21,96	22,09	22,87	0,13	0,91

Tabela 7 – Variações no vapor d'água nos períodos associados às rajadas: meia-hora antes do evento; durante o evento; e meia-hora depois do evento, para o CiMeLA e o COBRA-PARÁ.

VARIAÇÕES NO VAPOR D'ÁGUA (mmol/m <sup>3</sup> )											
CiMeLA						COBRA-PARÁ					
Dia	Antes	Durante	Depois	$\Delta q$ (durante- antes)	$\Delta q$ (depois- antes)	Dia	Antes	Durante	Depois	$\Delta q$ (durante- antes)	$\Delta q$ (depois- antes)
31/10	1120,2	1087,4	1070,4	-32,7	-49,7	01/11	1816,1	1763,4	1775,7	-52,6	-40,3
01/11	1071,7	1107,6	1040,4	36,0	-31,3	02/11	1722,1	1700,4	1697,9	-21,8	-24,3
02/11	964,8	1085,5	1136,8	120,8	172,0	03/11	1732,0	1783,0	1798,9	51,0	66,9
03/11	1123,2	1155,5	1068,0	32,3	-55,3	04/11	1851,7	1828,1	1770,2	-23,6	-81,5
04/11	1183,0	1205,6	1198,9	22,6	15,9	05/11	1080,5	1039,0	994,1	-41,5	-86,4
10/11	974,9	1130,1	1131,9	155,2	157,0	07/11	1020,0	1013,9	1009,1	-6,1	-10,9
13/11	1080,7	1096,1	1062,8	15,3	-17,9	08/11	1078,2	799,5	789,0	-278,7	-289,2
14/11	986,3	1056,2	1082,7	69,9	96,4	11/11	844,1	539,6	723,0	-304,5	-121,2
-	-	-	-	-	-	12/11	1178,6	1167,7	1039,2	-10,9	-139,4

Tabela 8 – Variações na temperatura nos períodos associados às rajadas: meia-hora antes do evento; durante o evento; e meia-hora depois do evento, para o CiMeLA e o COBRA-PARÁ.

VARIAÇÕES NA TEMPERATURA (°C)											
CiMeLA						COBRA-PARÁ					
Dia	Antes	Durante	Depois	$\Delta T$ (durante- antes)	$\Delta T$ (depois- antes)	Dia	Antes	Durante	Depois	$\Delta T$ (durante- antes)	$\Delta T$ (depois- antes)
31/10	29,05	28,68	28,25	-0,37	-0,8	01/11	35,72	34,44	33,31	-1,28	-2,41
01/11	31,93	30,38	28,27	-1,55	-3,66	02/11	34,53	34,4	34,34	-0,13	-0,19
02/11	31,95	29,96	28,66	-1,99	-3,29	03/11	37,02	35,59	34,81	-1,43	-2,21
03/11	30,47	28,5	27,27	-1,97	-3,2	04/11	33,79	33,34	33,19	-0,45	-0,6
04/11	30,91	30,29	29,5	-0,62	-1,41	05/11	32,53	32,24	31,67	-0,29	-0,86
10/11	32,29	29,54	28,99	-2,75	-3,3	07/11	32,41	32,42	32,25	0,01	-0,16
13/11	32,97	31,18	28,51	-1,79	-4,46	08/11	32,59	32,59	32,21	0	-0,38
14/11	31,11	29,38	28,48	-1,73	-2,63	11/11	31,64	31,38	30,43	-0,26	-1,21
-	-	-	-	-	-	12/11	34,67	34,77	33,58	0,1	-1,09

Nota-se que as rajadas estiveram muitas vezes associadas a um aumento brusco na concentração de CO<sub>2</sub>, principalmente durante o CiMeLA, conforme mostra a Tabela 6. Hollinger et al. (2004), através de medidas da floresta Howland, no Maine, EUA, observaram que ocorrem altas taxas noturnas de CO<sub>2</sub> provenientes da respiração quando períodos turbulentos são precedidos de períodos de calmaria. É possível que uma situação similar se dê em Caxiuanã, pois períodos de calmaria antecedentes à rajada foram observados para muitos eventos, especialmente no CiMeLA, cujos episódios de rajada estiveram muito mais associados a aumentos de CO<sub>2</sub> do que os do COBRA-PARÁ, em que estes períodos de calmaria foram detectados em menos eventos. Isso possivelmente se deve à acumulação de CO<sub>2</sub> no interior da copa, quando não há ventilação.

A calmaria antecedente à ocorrência do fenômeno pode estar associada à circulação local que se estabelece pouco antes do pôr-do-sol, em que, devido ao resfriamento radiativo, o ar acima da floresta se torna estável, enquanto que o ar acima da baía de Caxiuanã é instável, em função das elevadas temperaturas de suas águas (ANDRÉ; MAHRT, 1982). Esta circulação entre a floresta e a baía geraria correntes descendentes de ar sobre a floresta, caracterizando a calmaria.

Eventos de rajadas como os observados em Caxiuanã também foram identificados no sul do Brasil, sobre uma plantação de arroz (ACEVEDO et al., 2006). Os autores verificaram que estes eventos, extremamente localizados no tempo e no espaço, são manifestações da característica intermitente da turbulência e que são responsáveis por uma enorme fração do total das trocas noturnas de escalares. Este último resultado é semelhante ao encontrado para Caxiuanã, durante o CiMeLA (NOGUEIRA et al., 2006). Acevedo et al. (2006) ainda sugeriram que tais eventos são responsáveis pela destruição da camada limite muito estável, ao promoverem mistura intensa.

Outro resultado bastante interessante foi obtido analisando-se os dados da temperatura do ar e da temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ), acima e no interior da copa, na estação seca. Em todos os períodos estudados, a rajada provocou queda brusca das temperaturas, tanto acima como abaixo da copa, no seu horário de ocorrência. Muitas vezes, essa queda foi muito mais intensa do que aquela observada no restante da noite, especialmente para o CiMeLA (Figura 46). O fato de a queda de temperatura associada às rajadas também ser registrada no interior da copa sugere que estas rajadas se dão como intrusões de ar frio de cima para baixo que chegam a alcançar níveis muito próximos ao chão.

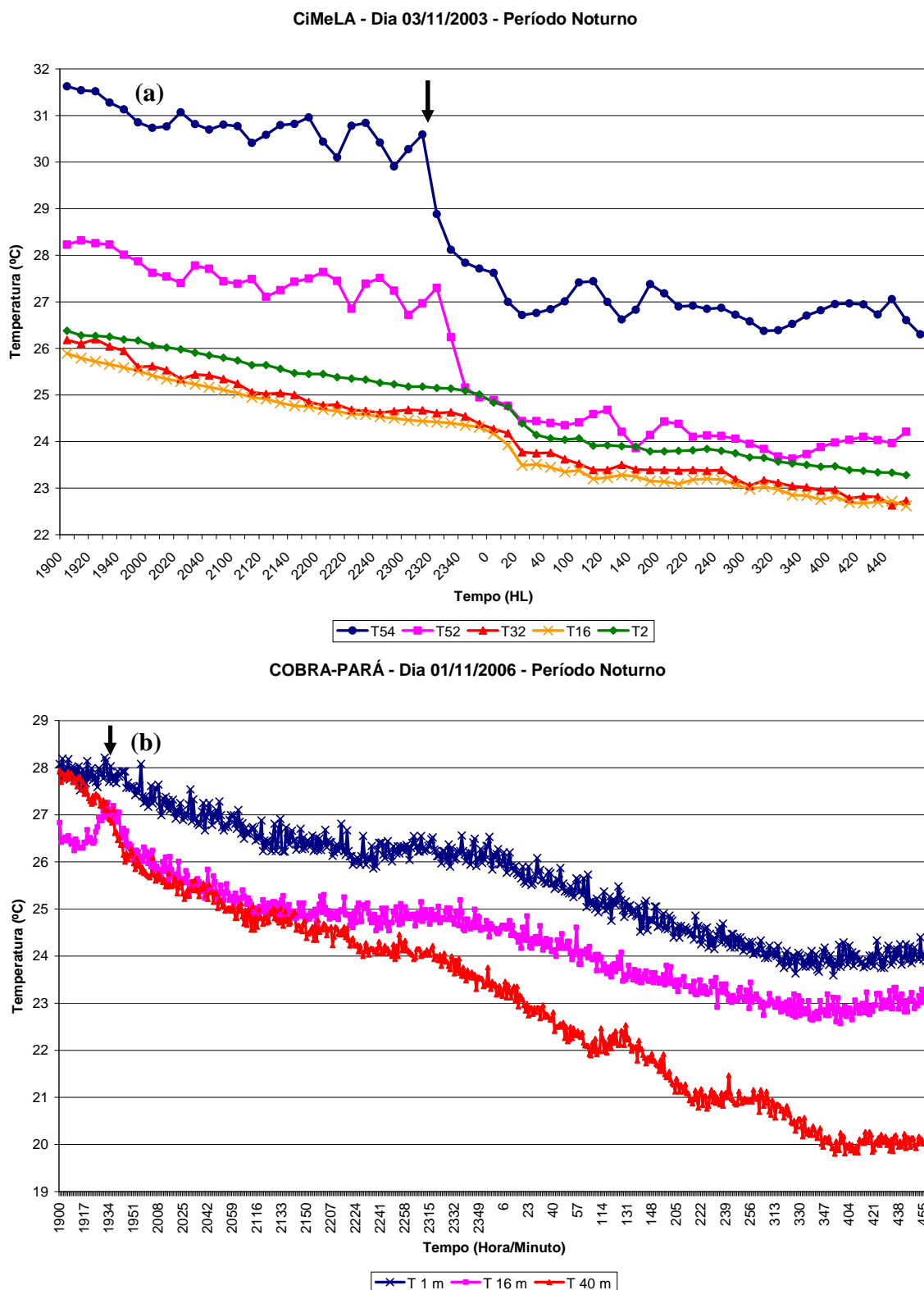


Figura 46 – Séries temporais da temperatura do ar em noites com evento de rajada, a diferentes níveis, no interior e acima da copa, para os dias: (a) 03/11/2003 (CiMeLA); e (b) 01/11/2006 (COBRA-PARÁ). As setas indicam a ocorrência das rajadas.

Acevedo e Fitzjarrald (2001), em seu estudo realizado nas proximidades de Albany, NY, utilizando uma rede de estações automáticas, também encontraram quedas bruscas e intensas de temperatura, caracterizando um ponto de inflexão nas séries temporais, e associadas a saltos de umidade durante períodos de transição tarde-noite. Segundo simulação realizada com LES, os autores concluíram que isso é consequência de um pico na divergência de fluxo vertical no início da transição tarde-noite. Todavia, apesar deste fenômeno ser bastante interessante e importante na caracterização das trocas superfície-atmosfera, ele não foi observado em Caxiuanã, provavelmente devido às diferentes condições de rugosidade superficial, temperatura e umidade existentes.

Outro aspecto importante investigado em relação às rajadas de vento foram as condições de estabilidade do ar durante as noites estudadas. A Figura 47 mostra uma noite típica e os resultados obtidos ao se calcular o parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov  $\zeta = (z-d)/L$  (PANOFSKY; DUTTON, 1984).

Pode-se notar que, durante os eventos de rajada, as condições de estabilidade locais ficam próximas da neutralidade, o que sugere que tais eventos, ao provocarem intensas trocas entre diferentes camadas de ar, também alterem a estrutura da camada estável logo acima da superfície. Esta camada, que começa a se formar no final da tarde, quando os termos de radiação onda-longa passam a dominar o balanço de radiação e quando há resfriamento radiativo da copa florestal, se intensifica com o decorrer da noite, quando se torna eventualmente menos estável, chegando a condições quase-neutras, provavelmente devido à mistura causada pelas rajadas.

Um outro parâmetro importante de análise da CLN é a escala de comprimento de fluabilidade ( $l_B$ ). Este parâmetro clássico é capaz de fornecer informações relevantes quanto ao tamanho dos maiores vórtices atuando na CLN, indicando, assim, a maior escala vertical de turbulência na CLN (STULL, 1988, p. 510-512). Foi utilizado por Nieuwstadt e Brost (1986) em um estudo sobre o decaimento da turbulência na CLA residual. Esta escala de comprimento para a turbulência na CLE mostra o grau de supressão de movimentos verticais pela estabilidade estática (STULL, 1988), podendo variar de algumas centenas de metros sob estratificação fraca, para menos de um metro, sob condições de turbulência fraca e estratificação forte.

Este parâmetro foi calculado, através do desvio-padrão de  $w$  e a frequência de Brünt-Vaisala, para todo o período noturno. As Figuras 48 e 49 apresentam o comprimento de fluabilidade e a velocidade do vento para períodos simultâneos, durante duas noites típicas do

experimento COBRA-PARÁ em que foram detectados eventos de rajada. Não foi possível calculá-lo para o CiMeLA, devido à ausência de medidas de perfis de temperatura e de umidade na torre, necessárias para o cálculo de gradientes.

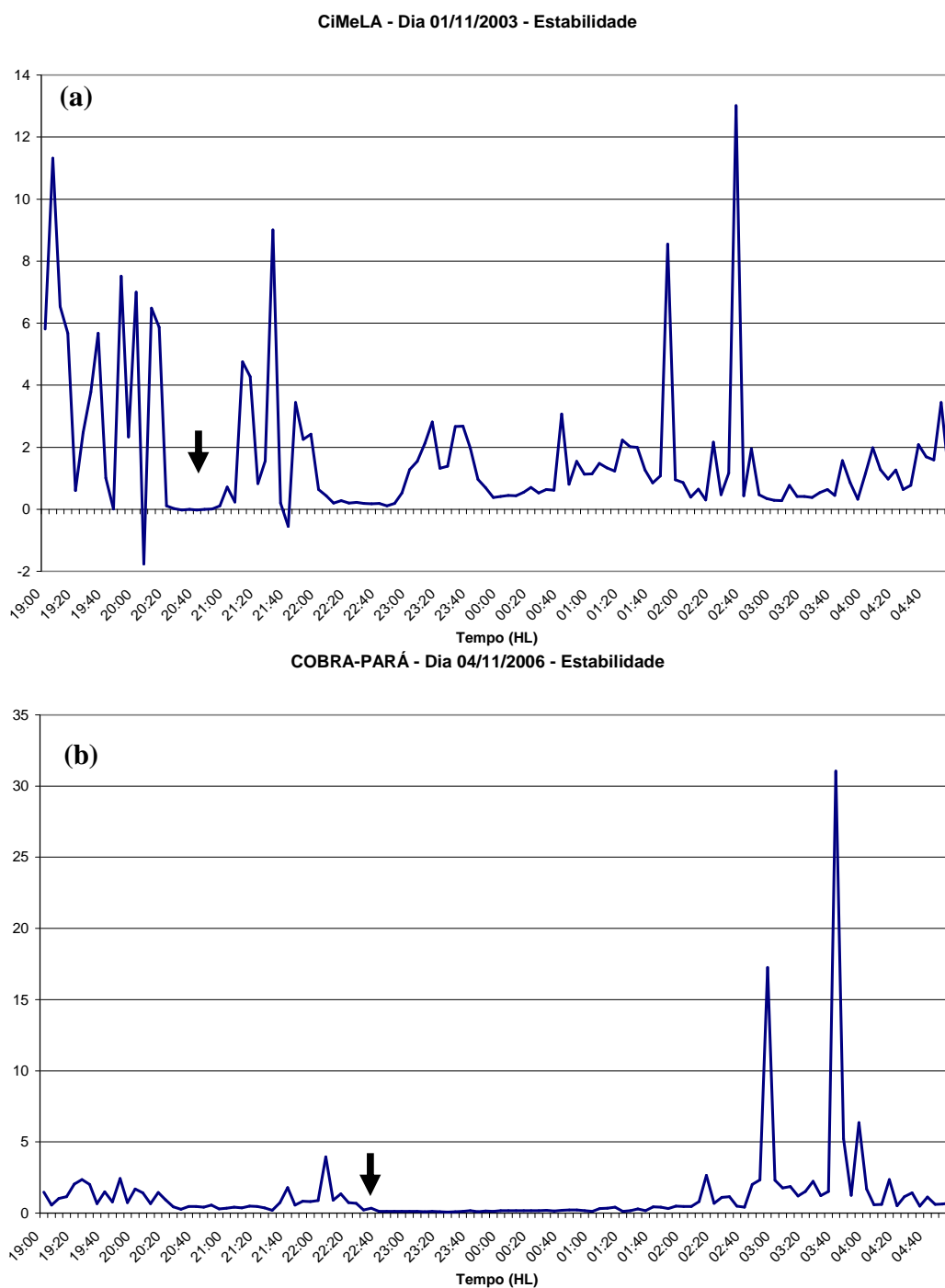


Figura 47 – Séries temporais do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov  $\zeta$ , calculado para os dias: (a) 01/11/2003 (CiMeLA); e (b) 04/11/2006 (COBRA-PARÁ). As setas indicam a ocorrência das rajadas.



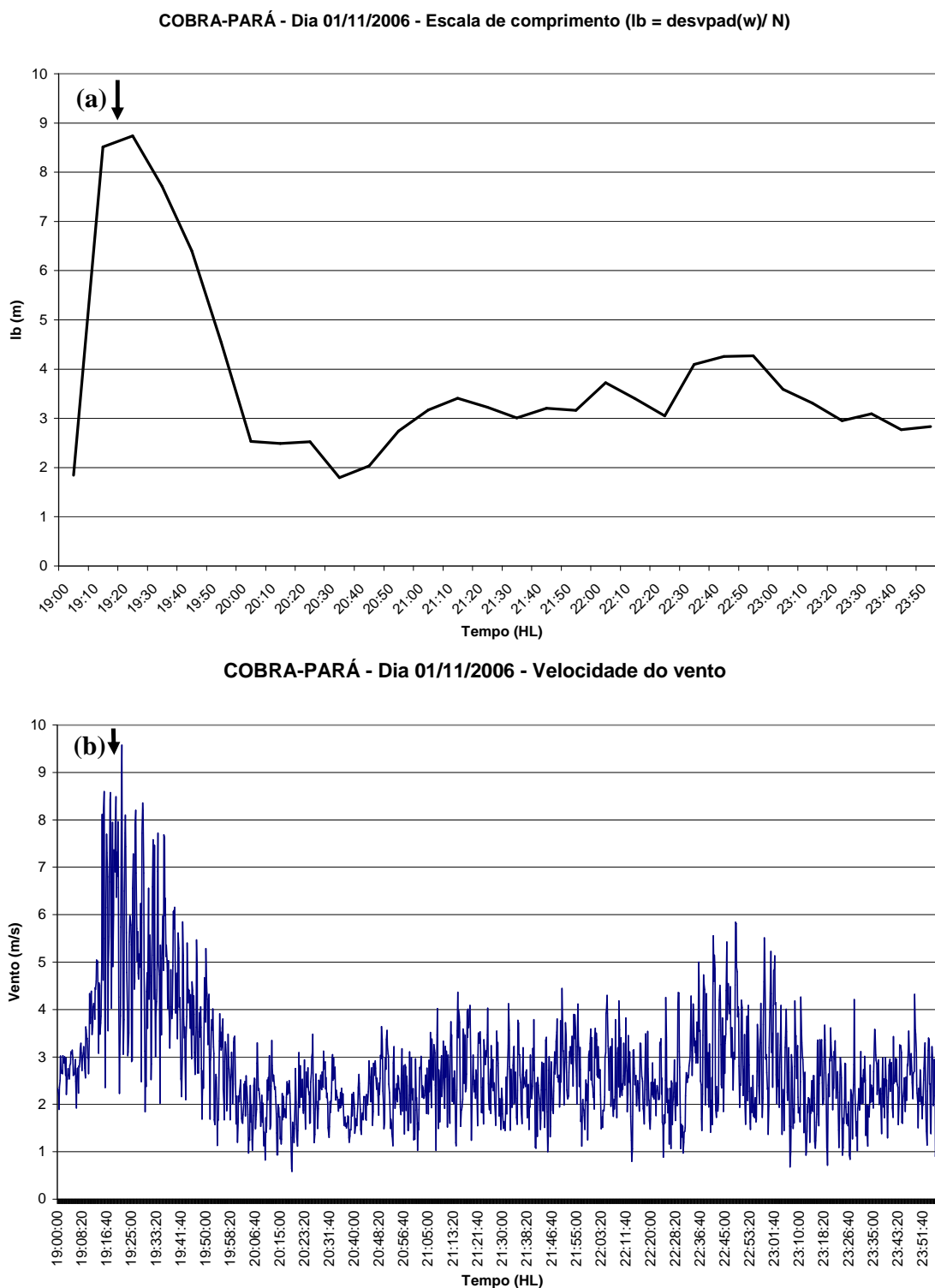
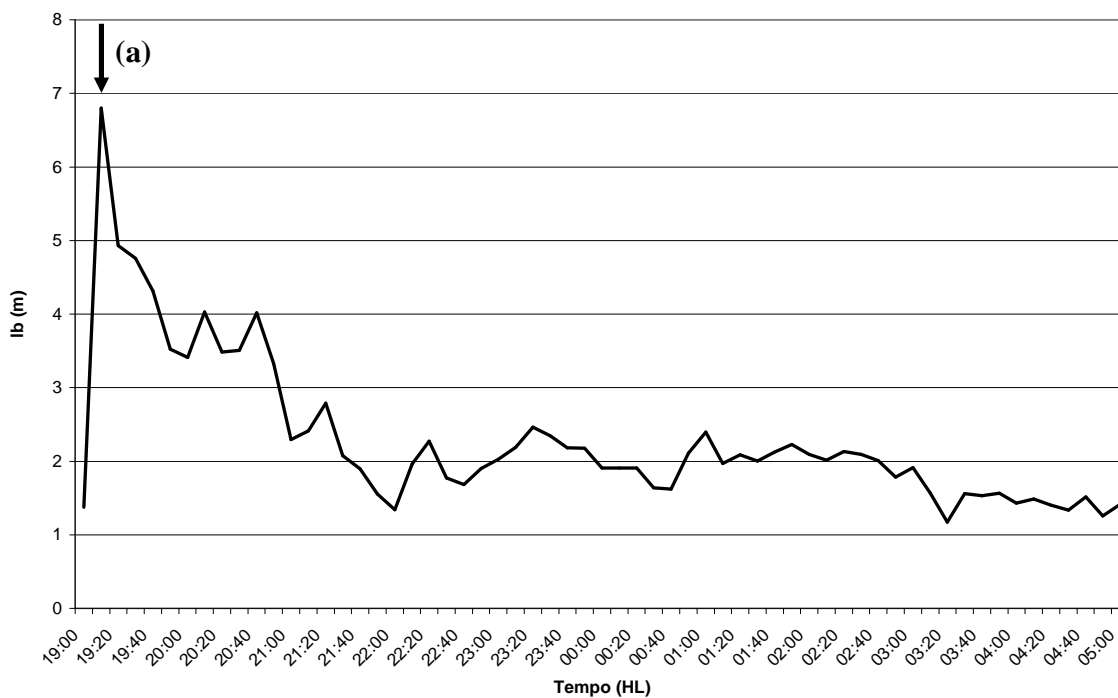


Figura 48 – Séries temporais contendo: (a) escala de comprimento de fluatibilidade associada aos maiores vórtices; e (b) velocidade do vento durante a noite do dia 01/11/2006 (COBRA-PARÁ). As setas indicam a ocorrência das rajadas.

COBRA-PARÁ - Dia 03/11/2006 - Escala de comprimento (lb = desvpad(w)/ N)



COBRA-PARÁ - Dia 03/11/2006 - Velocidade do vento

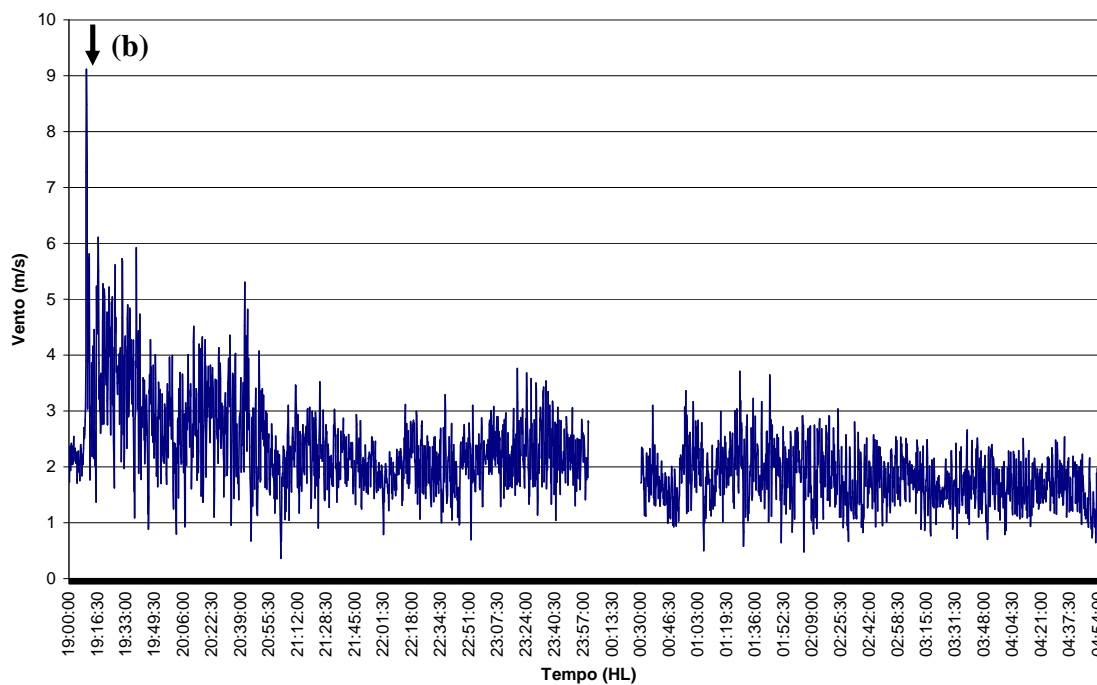


Figura 49 – Séries temporais contendo: (a) escala de comprimento de fluatibilidade associada aos maiores vórtices; e (b) velocidade do vento durante a noite do dia 03/11/2006 (COBRA-PARÁ). As setas indicam a ocorrência das rajadas.

Nota-se que o maior valor do comprimento de fluuabilidade ocorreu no mesmo horário da rajada, nos dois eventos. O tamanho dos maiores vórtices associados a ela foi de 9 e de 7 m, para cada um dos episódios, muito superior àquelas dos períodos sem rajadas (sempre inferiores a 5 m, na Figura 48, e a 3 m, na Figura 49). Isso é um indício de que os processos são controlados localmente, visto que o tamanho dos vórtices é pequeno, o que aumenta a importância das características locais do sítio experimental (ACEVEDO; FITZJARRALD, 2001).

Considerando que  $l_b$  é um indicador da turbulência na CLS, estes resultados sugerem que o aumento noturno dos valores deste parâmetro esteja associado à intensificação da turbulência na camada e à capacidade de mistura da rajada de vento. Andrade (2003) encontrou valores muito mais altos de  $l_b$ , de cerca de 20 m, para o Pantanal, em noites da estação seca, com a ocorrência de um evento de JBN.

Independente da causa das rajadas, é possível que haja a atuação de ondas de gravidade no local ou a interação destas com a turbulência. O surgimento destas ondas tanto pode estar associado à origem da rajada quanto à ocorrência do evento, surgindo em consequência deste, conforme documentado por Zeri (2002) para a estação seca do Pantanal.

Um cálculo simples de correlação entre a componente vertical do vento ( $w$ ) e a temperatura ( $T$ ) pode informar sobre este aspecto. Adaptando o que existe na literatura sobre o assunto (FINNIGAN et al., 1984; PANOFSKY; DUTTON, 1984; NAPPO, 2002) aos dados da região, definiu-se um intervalo de valores do coeficiente de correlação entre  $w$  e  $T$  para os quais entende-se se há a atuação de ondas de gravidade ou de turbulência, ou se há a interação de ambas. O intervalo foi definido como: (i) de  $|1|$  a  $|0,8|$ , tem-se turbulência; (ii) entre  $|0,7|$  e  $|0,3|$ , há interação entre as duas; e (iii) de  $|0,2|$  até 0, tem-se ondas de gravidade “puras”.

A Figura 50 mostra estas correlações durante noites em que houve rajadas de vento, durante as duas campanhas experimentais. Os resultados sugerem que há interação de ondas de gravidade e turbulência durante o evento de rajada, a qual se mantém por bastante tempo após o término do fenômeno.

Qualquer deslocamento vertical do escoamento pode gerar ondas de gravidade em uma atmosfera estavelmente estratificada, e o fato de estas rajadas serem observadas sobre uma floresta também sugerem a possibilidade da existência de ondas da copa, as quais, segundo a literatura (LEE, 1997), são comuns no interior e sobre a copa florestal durante a noite, sendo geradas por cisalhamento do vento próximo ao topo das árvores.

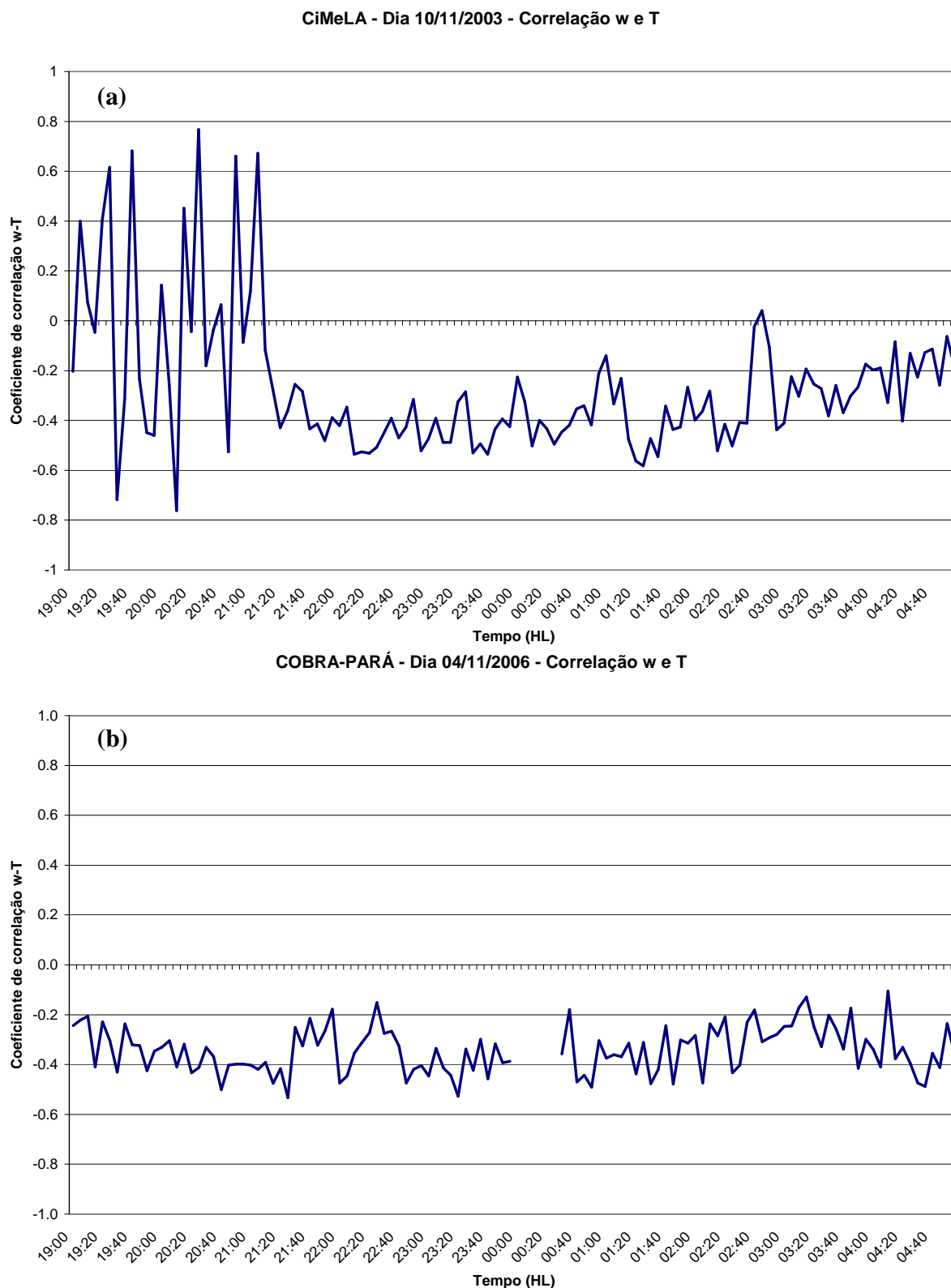


Figura 50 – Coeficientes de correlação entre a velocidade vertical  $w$  e a temperatura para episódios de ocorrência de rajada e seu decaimento nos dias: (a) 10/11/2003 (CiMeLA); e (b) 04/11/2006 (COBRA-PARÁ).

É possível notar, nos sinais das velocidades vertical e horizontal do vento e do parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov  $\zeta$  que, antes destes eventos de rajada, há uma calmaria, em que: (i) as oscilações de  $w$  se reduzem em amplitude, a menos de 0,5 m/s; (ii) a velocidade do vento diminui consideravelmente em relação aos períodos anterior e posterior ao evento; e (iii) a estabilidade atmosférica aumenta. A Figura 51 mostra estas características na velocidade do vento horizontal e vertical durante noites com rajadas, para os dois experimentos de campo.

Karipot et al (2006) e Prabha et al. (2007; 2008) também encontraram períodos alternados de calmaria e de condições turbulentas acima e no interior da copa, associados ao acoplamento causado pela atividade intermitente de um JBN. Sun et al. (2002; 2004) também observaram irrupções intermitentes de rajadas à superfície durante uma noite em que um jato foi identificado em níveis mais elevados. No entanto, em nosso estudo, apenas uma noite apresentou a ocorrência dos fenômenos simultaneamente, conforme será discutido em um dos estudos de caso.

No caso da camada limite muito estável, os movimentos de mesoescala, como ondas de gravidade, drenagem de ar frio, movimentos em forma de meandros, se tornam mais importantes, porque, nela, estes são mais ativos e a turbulência é mais fraca.

Mahrt (1998) sugeriu o cálculo do parâmetro abaixo, chamado de *constancy ratio* (razão de constância), para detectar a influência da mesoescala sobre os dados estudados.

$$CR = \frac{[u]}{V}, \quad (3)$$

onde  $V$  é a média dos módulos de velocidades instantâneas de vento e  $[u]$  é a velocidade calculada a partir das médias das componentes  $u$  e  $v$  da velocidade do vento.

Esta razão estima a constância da direção do vento. Com turbulência forte e contínua e ausência de movimentos de mesoescala intensos, a razão  $CR$  é próxima da unidade, geralmente igual a 0,98 ou mais. Isto significa que turbulência normal não leva a grandes mudanças na direção do vento (MAHRT, 1998); caso contrário, é provável que movimentos de mesoescala exerçam influência sobre a estrutura da camada limite.

A Figura 52 apresenta os valores obtidos a partir do cálculo da razão de constância para duas noites com eventos de rajadas, durante o CiMeLA e o COBRA-PARÁ.

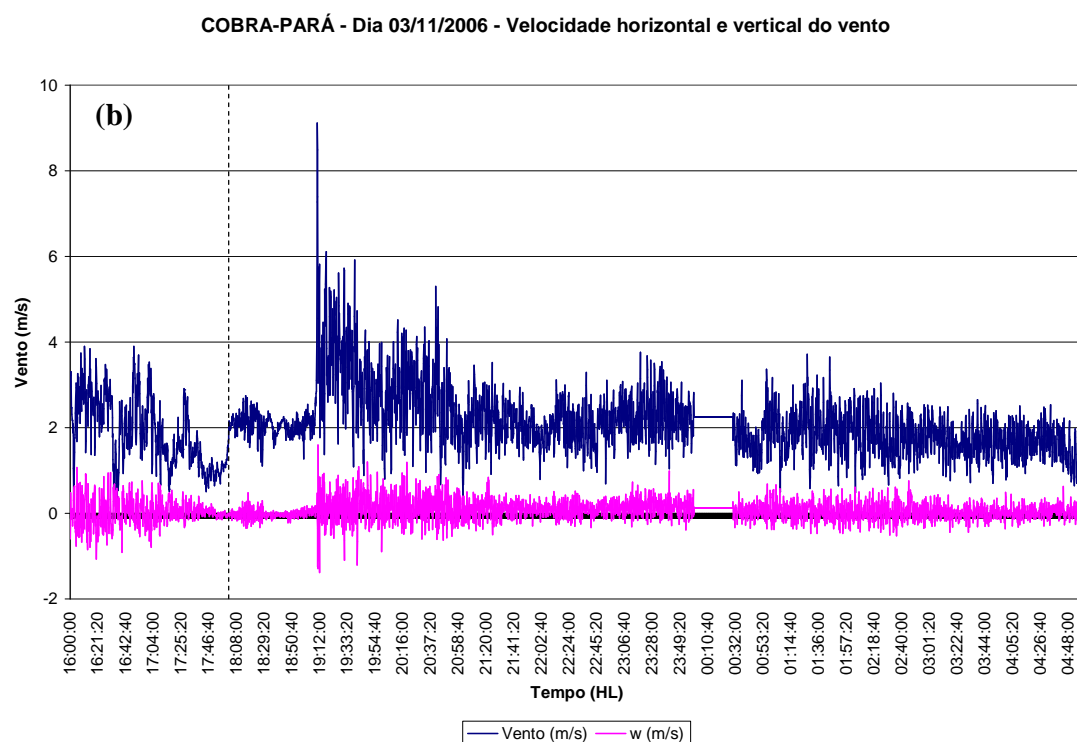
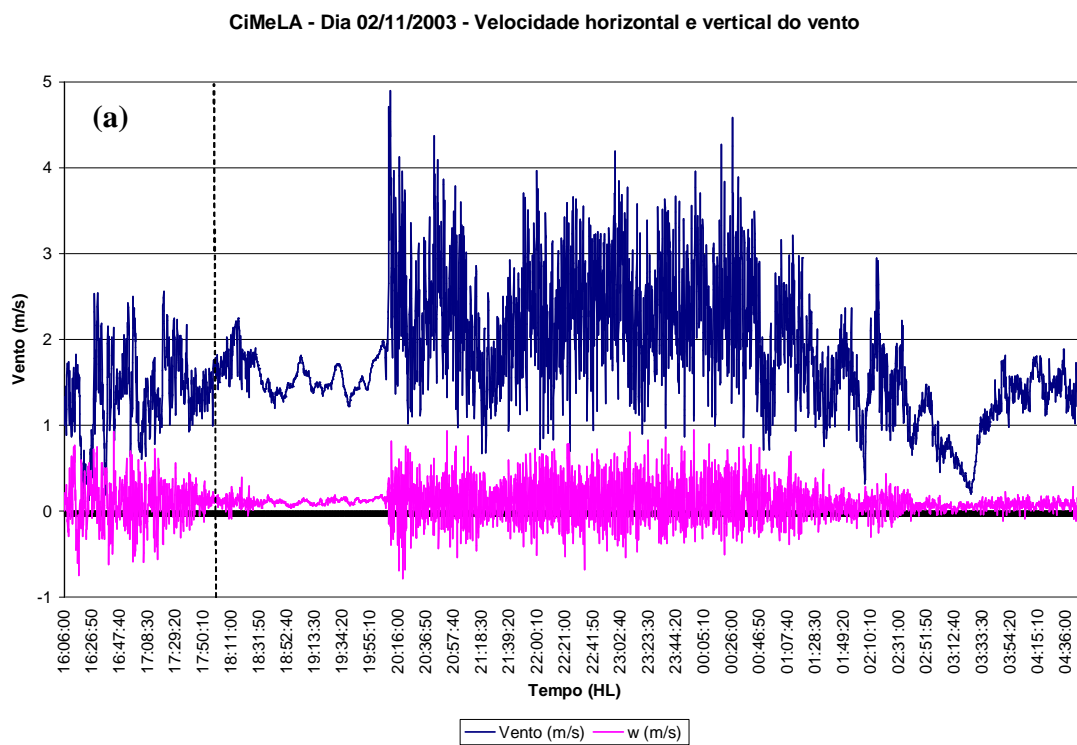


Figura 51 – Séries temporais das velocidades do vento horizontal e vertical para noites com eventos de rajada nos dias: (a) 02/11/2003 (CiMeLA); e (b) 03/11/2006 (COBRA-PARÁ). A linha tracejada indica o final do período diurno.

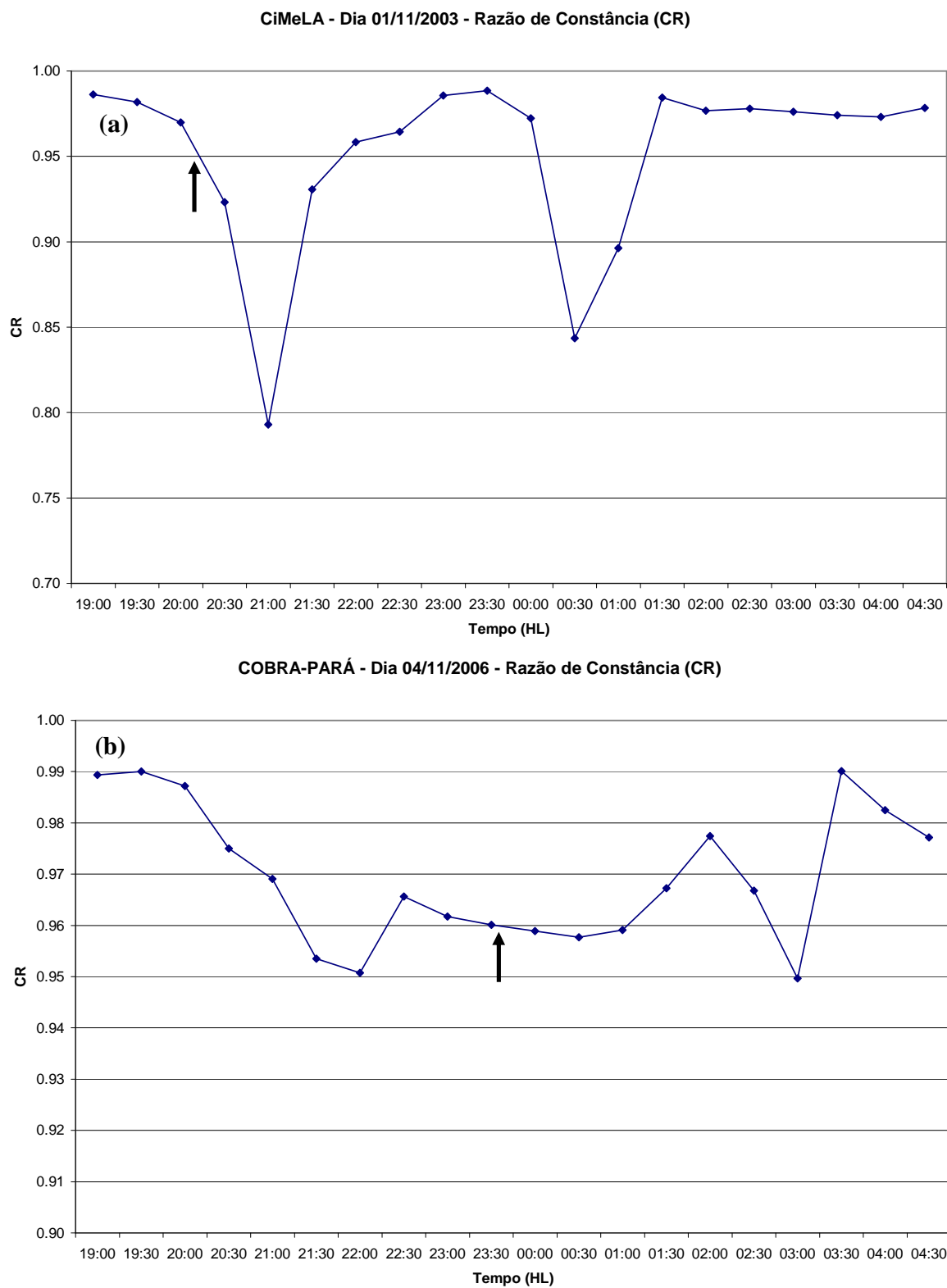


Figura 52 – Séries temporais da razão de constância para noites com eventos de rajada para os dias: (a) 01/11/2003 (CiMeLA); e (b) 04/11/2006 (COBRA-PARÁ). As setas indicam a ocorrência da rajada.

A variabilidade deste parâmetro foi muito grande, porém foi possível notar que os horários associados a ocorrências de rajadas apresentaram CRs abaixo do limiar proposto por Mahrt (1998), o que sugere que a turbulência associada ao fenômeno possivelmente não é contínua, e que movimentos de mesoescala, como aqueles associados a circulações de brisa e escoamento de nuvens convectivas, podem ter um papel importante na origem das rajadas. No entanto, houve outros horários, anteriores e posteriores ao evento de rajada, que tiveram valores de CR próximos ou mesmo acima de 0,98. Este comportamento bastante variável pode ser um indício de uma CLN contendo turbulência intermitente.

Com as informações obtidas a partir dos cálculos estatísticos e de parâmetros fenomenológicos, aliadas às descrições e argumentos existentes na literatura para situações similares às encontradas neste estudo, pode-se inferir uma provável explicação para a origem e para as características de ocorrência do fenômeno de rajadas de vento sobre Caxiuanã.

A gênese das rajadas de vento observadas em Caxiuanã pode estar associada à existência de uma baía (Baía de Caxiuanã) ao leste do ponto de medição e à atividade convectiva local, que promovem, respectivamente, a convergência do escoamento noturno e a formação de intensas correntes de ar descendente.

Como elementos que ajudam a refletir sobre a geração das rajadas, informe-se que Derbyshire (1995) enfatiza que a CLN demora a se ajustar e, portanto, é facilmente influenciada pela heterogeneidade da superfície, o que ratifica a importância do papel da baía sobre a formação dos fenômenos na região.

Durante os dois experimentos de campo (CiMeLA e COBRA-PARÁ), em que houve observações das condições meteorológicas locais antes do lançamento das radiossondagens, foram identificadas trovoadas (trovões e relâmpagos) ao leste da ECFPn, no mesmo horário em que rajadas eram detectadas na torre na floresta.

Todos os eventos noturnos de rajada ocorreram até 01:00 HL da madrugada do dia seguinte. A maioria não esteve associada à chuva em Caxiuanã, porém à atividade convectiva, inclusive com relâmpagos visíveis no sítio experimental e que ocorreram próximo ao mesmo.

Acredita-se que o papel da baía na formação deste fenômeno possa ser fundamental. Conforme exposto na caracterização do sítio experimental, a baía de Caxiuanã possui um formato semelhante a um lago (com largura de aproximadamente 10 km), o que facilita a convergência do escoamento das suas margens em direção ao seu centro. Esta convergência seria iniciada



naturalmente todos os dias no final da tarde e/ou início da noite, devido à diferença de temperatura entre a copa da floresta (mais frio) e a água da baía (mais quente), caracterizando a brisa terrestre (a outra fase da brisa lacustre).

A quantidade de vapor d'água disponível na atmosfera acima da floresta Amazônica permite facilmente a formação de nuvens convectivas a partir desta convergência. Estas nuvens eventualmente se desenvolvem e chegam ao estágio de cumulonimbus, em que intensas correntes de ar ascendentes e descendentes e atividade elétrica passam a existir dentro da nuvem. Quando esta atinge a maturidade, as correntes descendentes de ar predominam e podem se acelerar como uma corrente de gravidade ao saírem da nuvem para o ambiente externo (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999).

Correntes descendentes de ar intensas e de curta duração originadas em nuvens convectivas são chamadas de *downbursts*. De acordo com a classificação temporal/espacial de Fujita (1981), as correntes descendentes de ar são denominadas *microbursts*, se o diâmetro do escoamento tem menos de 4 km e os ventos fortes duram de 2 a 5 minutos; e *macrobursts*, caso este diâmetro seja igual maior que 4 km, com ventos intensos que duram de 5 a 20 minutos.

Outras classes de *downbursts* definidas em estudos posteriores são de *dry downburst* e *wet downburst* (WAKIMOTO, 1983). As *dry downbursts* são acompanhadas por pouca ou nenhuma chuva durante as rajadas, estando muitas vezes associadas à precipitação do tipo virga a partir de nuvens médias (altocumulus) em que as gotas de precipitação evaporam antes de chegar à superfície. Uma segunda fonte potencial destas correntes descendentes de ar são as nuvens cumulonimbus. As *wet downbursts*, por sua vez, são acompanhadas por muita chuva durante as rajadas, e costumam estar associadas a tempestades convectivas que geralmente apresentam relâmpagos. Esta classificação poderia ser útil para apreciar os resultados obtidos em Caxiuanã.

É importante mencionar que as rajadas de Caxiuanã sempre estiveram associadas à queda da temperatura do ar, da temperatura potencial virtual e da temperatura potencial equivalente acima e no interior da copa da floresta.

Quando a convecção que gera nuvens cumulus é forte o suficiente, a presença de nuvens pode afetar a circulação em baixos níveis. A circulação de brisa fluvial deve induzir a convergência em baixos níveis próxima ao rio. Essas nuvens podem crescer o suficiente para reforçar a convergência em baixos níveis.

A propósito, Garstang et al. (1998) realizaram, em 1987, durante o experimento GTE-ABLE-2B, uma pesquisa na Amazônia Central, durante sua estação úmida, que visava estudar *downbursts* e sua possível relação com blowdowns. Os eventos de rajadas por eles estudados apresentaram algumas características de ocorrência semelhantes às observadas em Caxiuanã, tais como a existência de ventos fracos (calmaria) de cerca de 2 m/s antes do episódio e a queda brusca da temperatura potencial equivalente acima da copa florestal. Além disso, segundo os autores, a instabilidade é otimizada no período de transição, compreendendo o final da estação seca e anterior ao início da estação úmida, e quando há maior ocorrência de valores consideráveis de energia potencial disponível para convecção (CAPE), no final da tarde, na Amazônia (MACHADO et al., 2002). O período estudado nesta pesquisa para os fenômenos de Caxiuanã também foi de transição, ao final da estação seca.

No entanto, todas as rajadas medidas por Garstang et al. (1998) foram acompanhadas de chuva e de um aumento da pressão em superfície em uma região triangular de 50 km próximo a Manaus, onde foram efetuadas várias medidas, inclusive de precipitação durante o experimento ABLE. Além disso, suas rajadas ocorreram entre 08:00 e 20:00 HL.

Outra informação interessante sobre a física do fenômeno reportada pelos autores diz respeito à velocidade vertical, que impactando ortogonalmente na copa da floresta, é convertida em velocidades horizontais na superfície e próximo dela, com a devida redução na intensidade destas velocidades horizontais devido à dissipação turbulenta.

Características importantes, semelhantes àquelas observadas por Garstang et al. (1998), foram identificadas em Caxiuanã, como a calmaria pré-rajada, a queda de  $\theta_e$ , a observação de relâmpagos e a obliquidade na chegada da rajada à torre (fortes fluxos turbulentos horizontais foram registrados por ocasião das rajadas do experimento CiMeLA, conforme ressaltado por NOGUEIRA et al., 2006). Houve também diferenças em relação ao estudo de Garstang et al. (1998), como a não-ocorrência de chuva em Caxiuanã, a inexistência de um máximo de pressão na superfície no momento da rajada e o intervalo de horários diferenciado em que rajadas foram detectadas na região com alguns eventos no início da noite (porém vários deles ocorrendo em horários noite adentro).

Considerando tais fatores, uma possível explicação para a situação apresentada é de que nuvens convectivas, com atividade elétrica e produzindo precipitação, se formaram em regiões próximas à Caxiuanã, porém não sobre a área das medidas, conforme observação visual durante o

experimento CiMeLA. Tais nuvens gerariam chuva na região sobre a qual se formaram (mas não necessariamente no sítio experimental) e seriam responsáveis pelos *downbursts* causadores das rajadas. Estes, por se propagarem a distâncias consideráveis, seriam detectados em Caxiuanã, sob a forma de rajadas.

Isto explicaria o fato de não se ter registro de precipitação associada às rajadas no sítio experimental, mas se ter a observação da ocorrência de relâmpagos visíveis da área de medidas, o que permite a classificação destes *downbursts* como *wet downbursts*, em que a chuva pode ocorrer em uma região próxima. Também explicaria a irrupção das rajadas em Caxiuanã em horários preferencialmente noturnos. Portanto, seria muito importante obter medidas de precipitação em áreas próximas à Caxiuanã, para servir como uma evidência a mais no sentido de corroborar esta hipótese, o que fica como sugestão para trabalhos futuros.

Outros trabalhos também já correlacionaram a ocorrência de máximos de vento com eventos de tempestades severas (ARRITT et al., 1997; WU; RAMAN, 1998), o que serve como mais um argumento para reforçar esta explicação.

O aumento brusco na pressão à superfície verificado na pesquisa de Garstang et al. (1998) pode estar associado à velocidade vertical impactando ortogonalmente à copa florestal no ponto de medição (devido à nuvem ter se formado sobre a área de medidas), ou seja, à chegada de um volume de ar incidindo perpendicularmente que proporcionaria um aumento de pressão no local, o que não foi observado em Caxiuanã. Na região de estudo, (considerando nuvens convectivas em regiões próximas, porém não sobre o ponto de medição), o volume de ar associado à rajada chega de forma oblíqua, com a velocidade vertical tendo sido convertida em velocidades horizontais, conforme mostrado por Garstang et al. (1998).

As rajadas de Caxiuanã são identificadas em diferentes horários durante a noite, inclusive naqueles do período de transição. O instante de sua ocorrência deve variar em cada noite em consequência de diversos fatores, como a estrutura termodinâmica da CLN (no que diz respeito à quantidade e vapor d'água e energia disponíveis), a diferença de temperatura entre a floresta e a água da baía, a energia potencial disponível para convecção (Silva, 2008), a ocorrência de sistemas de mesoescala, e até mesmo variações diárias no escoamento em escala sinótica (ROY et al., 2003). Estas diferenças podem afetar a estabilidade da CLN no período pré-rajada, a formação e intensidade de circulações de brisa, a existência de nebulosidade e o resfriamento radiativo e até a escala de resposta às forçantes iniciais.

#### 4.4 ESTUDOS DE CASO

As origens dos dois fenômenos (jatos e rajadas) aqui estudados parecem ser distintas. No entanto, é possível que ambos estejam de alguma forma relacionados, havendo, em determinados momentos, interação dos mesmos. Nesta seção, serão apresentados dois estudos de caso, contendo situações bastante diferentes. Na primeira, será abordada a ocorrência de um evento de rajada anterior a um episódio de JBN; na segunda, será mostrada uma situação em que os dois eventos ocorrem simultaneamente. Estas duas situações retratam a intervenção de fenômenos físicos diferentes: o *shear sheltering* (blindagem por cisalhamento – tradução livre) e a intermitência global. Ambos serão explicados detalhadamente nos tópicos seguintes.

##### 4.4.1 Estudo de caso 1: *Shear sheltering*

Prabha et al. (2007 e 2008) identificaram a ocorrência de explosões (*bursts*) turbulentas sobre a copa de uma floresta conífera durante o início de um JBN noturno, em resposta à instabilidade criada pelo cisalhamento associado ao jato. Nestas situações, momentum, energia cinética turbulenta e ar frio e rico em CO<sub>2</sub> são transferidos para baixo por grandes vórtices com escala de comprimento maior que a altura do jato.

No entanto, segundo a pesquisa de Prabha et al. (2007), somente os JBNs de intensidade moderada são acompanhados por movimentos de baixa frequência e explosões (*bursts*) turbulentas, enquanto que estes movimentos e explosões são suprimidos durante eventos de jatos fortes com elevado cisalhamento, o que caracteriza o chamado *shear sheltering* (blindagem por cisalhamento). Este comportamento também foi observado por Mathieu et al. (2005).

Esta segunda situação parece ser a observada em Caxiuanã, pois durante episódios de JBNs ou nas horas subseqüentes a tais eventos, não são observadas rajadas de vento, com a exceção de uma única noite, que será apresentada como um dos outros estudos de caso posteriormente.

É interessante mencionar que Andrade (2003) encontrou resultados consideravelmente diferentes para os JBNs no início da noite acima do Pantanal Matogrossense, identificando muitos episódios de jatos durante a estação seca, com poucos deles apresentando blindagem por cisalhamento, enquanto que, durante a estação úmida, poucos eventos de JBNs foram detectados.

Geralmente, as rajadas de vento são identificadas em Caxiuanã no início da noite, entre 19 HL até cerca de 1 HL da madrugada do dia seguinte, enquanto que os JBNs são observados a partir da meia-noite até 6 HL, considerando as limitações de observação devidas aos horários das radiossondagens. Houve um único evento de jato detectado às 21 HL, durante o CiMeLA, porém, neste dia, o episódio de rajada se deu às 17:58 HL, portanto, em um horário anterior ao jato.

É interessante notar que, comparativamente aos jatos reportados por outros estudos (BANTA et al., 2002; ANDRADE, 2003; CONANGLA; CUXART, 2006; KARIPOT et al., 2006; PRABHA et al., 2007; 2008), os JBNs de Caxiuanã são mais elevados e apresentam intensidade maior, possivelmente devido à elevada altura (cerca de 35 m) da floresta Amazônica e à grande disponibilidade de vapor d'água, que impede uma considerável perda radiativa e, assim, evita uma forte estabilização das camadas de ar imediatamente acima da floresta. Os resultados obtidos através da modelagem numérica, com o teste de sensibilidade que simulou o desmatamento da área, evidenciam este fato ao apresentar JBNs mais próximos à superfície quando da substituição da floresta por grama curta, o que, além de diminuir a rugosidade, também reduz a disponibilidade de vapor d'água, fatores que contribuem para estabilizar a CLN.

Outro aspecto notável dos jatos da região é a sua evolução temporal que se dá de forma diferenciada em comparação ao observado por Karipot et al. (2006): em sua pesquisa de JBNs sobre uma floresta no sul dos EUA, alguns de seus eventos de jatos intermitentes apresentaram evolução temporal de cima para baixo, com o máximo do vento se aproximando da superfície, enquanto que, em Caxiuanã, as evidências disponíveis sugerem que a evolução temporal dos JBNs se dá de baixo para cima (conforme apresentado na seção 4.2.1), com o jato se distanciando da superfície em horários subseqüentes.

Para entender a influência de fenômenos de “blindagem” em Caxiuanã, procurou-se aplicar um procedimento de detecção disponível na literatura. Assim, conforme exposto no Capítulo 2, Prabha et al. (2007) utilizaram um parâmetro adimensional, inicialmente proposto por Smedman et al. (2004), baseado na curvatura do perfil do vento médio e na escala do vórtice, dado pela equação 1.

Segundo Prabha et al. (2007), os valores de  $\Sigma_j$  variam de 0,04 a 0,12 para os casos de fraca blindagem por cisalhamento e de 0,2 a 0,5 nos casos de forte blindagem.

Ao se realizar o cálculo deste parâmetro para os dados de Caxiuanã, os valores obtidos se enquadrariam nas situações de fraca blindagem, o que, segundo os autores, deveria permitir a

ocorrência de explosões turbulentas associadas aos JBNs. Vale ressaltar que esta metodologia foi desenvolvida para um ambiente consideravelmente distinto do amazônico, particularmente no que se refere à umidade.

Smedman et al. (2004) também obtiveram evidências observacionais de que a blindagem por cisalhamento pode ocorrer sobre corpos d'água cercados por massas de terra, o que se observa na região de Caxiuanã, com a existência da baía a nordeste da ECFPn.

Sun et al. (2004) também afirmaram que é possível que a turbulência gerada por distúrbios atmosféricos em partes mais elevadas da camada limite não seja propagada para baixo em direção à superfície em alguns casos, levando à camada limite invertida durante a noite, o que parece ter sido a situação encontrada em Caxiuanã durante a maioria dos eventos de jatos.

Um outro resultado interessante proveniente da modelagem numérica diz respeito à energia cinética turbulenta. Conforme apresentado na seção 4.2.1, observou-se que há um máximo de ECT em níveis superiores, acima do jato em formação, porém, no horário do jato propriamente dito, o máximo de ECT foi observado somente à superfície. Os resultados referentes à ECT, obtidos por Prabha et al. (2007), apresentam o máximo de ECT acima do jato, o que, segundo eles, indica a existência de mais turbulência nos níveis superiores que, no horário do jato, é transferida para a superfície.

É possível que, no caso de Caxiuanã, o modelo simule o máximo de ECT acima do jato quando o JBN está em formação, enquanto que, no horário do jato, este máximo aparece somente abaixo do JBN, indicando a transferência de energia cinética turbulenta para níveis inferiores e a provável geração de mistura próxima à superfície associada ao jato.

Uma noite com eventos de jato e rajada de vento, que demonstra a situação típica encontrada em Caxiuanã, é apresentada na Figura 53.

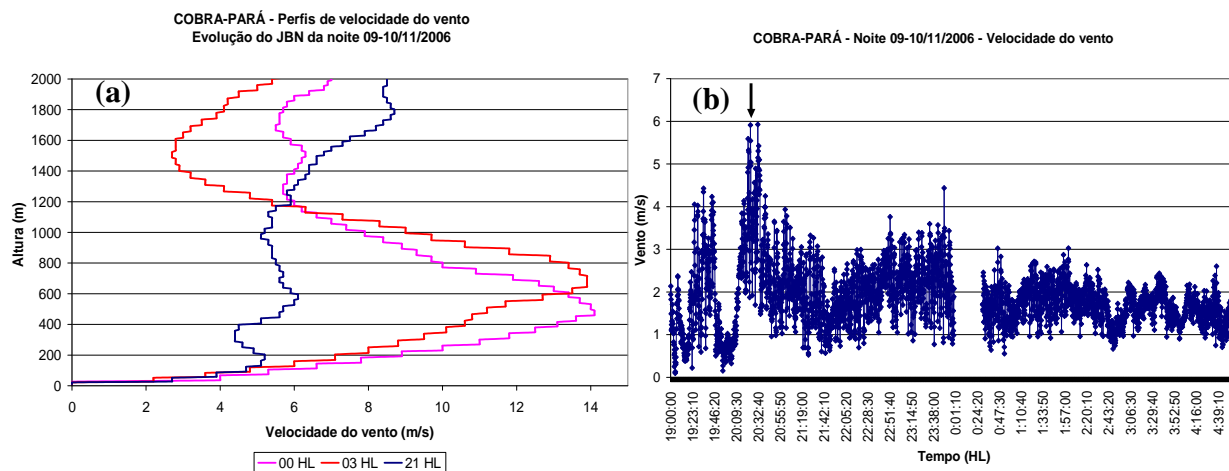


Figura 53 – Situação de blindagem por cisalhamento, em que eventos de jatos e rajadas ocorrem em horários diferentes durante a noite 09-10/11/2006: (a) perfis verticais de velocidade do vento; e (b) série temporal da velocidade do vento. A seta indica a ocorrência da rajada.

Na Figura 53, nota-se que a rajada ocorreu por volta das 20:30 HL da noite de 09/11/2006, enquanto que a radiossondagem das 21 HL da mesma noite não apresenta evento de JBN. O jato só é detectado na radiossondagem das 00 HL.

É importante considerar também que as radiossondagens foram realizadas a cada 3 horas, não sendo possível, portanto, monitorar experimentalmente o perfil vertical da atmosfera nos horários intervalares. É possível que horários não monitorados tenham apresentado eventos de jatos, caracterizando uma atividade intermitente do fenômeno.

#### 4.4.2. Estudo de caso 2: Intermitência global

Durante o experimento COBRA-PARÁ, houve uma noite na qual os dois fenômenos (JBN e rajada de vento) existiram simultaneamente. A ocorrência desta rajada de vento se caracterizou por intermitência global, o que será discutido em seguida.

Pelo critério da definição utilizada neste estudo, o jato da noite deste estudo de caso não seria considerado como tal, pois a diferença na velocidade do vento entre o “nariz” do jato e os níveis acima e abaixo do mesmo foi menor do que 2 m/s. No entanto, para não descartar um evento interessante e não comprometer a compreensão da possível interação dos dois fenômenos, esta ocorrência foi considerada como um JBN, baseado no critério adotado por Banta et al. (2002) de 1,5 m/s de diferença na velocidade do vento entre os níveis acima e abaixo do jato.

Este critério também foi adotado por Conangla e Cuxart (2006) para alguns casos para não eliminar JBNs que ocorreram muito próximos à superfície, a cerca de 40m de altura.

A Figura 54 apresenta as radiossondagens que contêm os JBNs observados nesta noite e a Figura 55 mostra a velocidade e a componente  $w$  do vento durante toda a noite estudada.

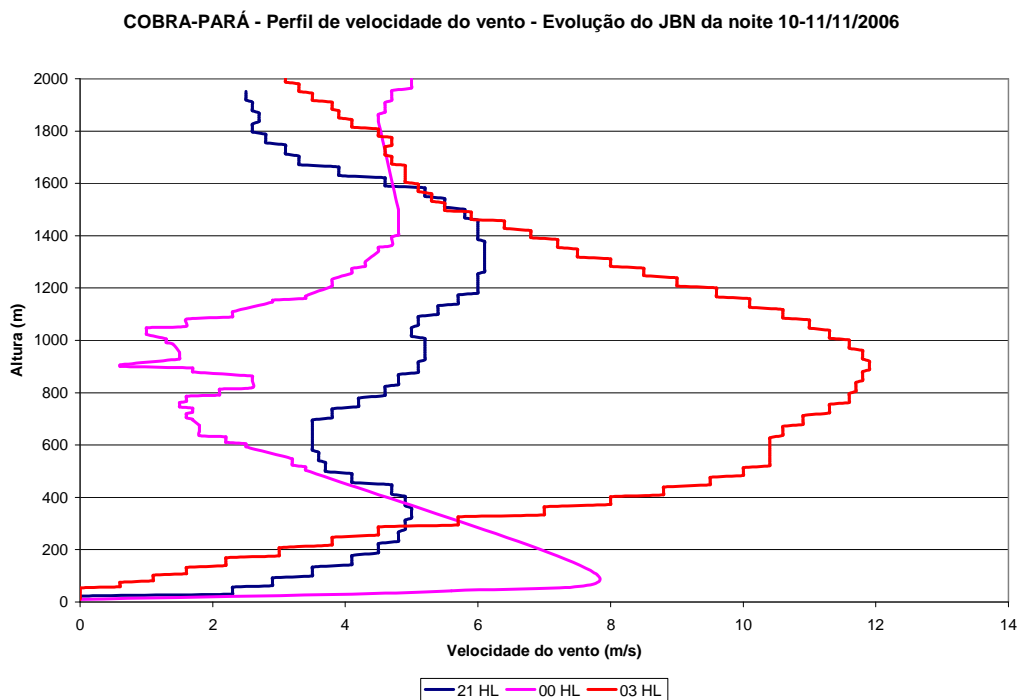


Figura 54 – Perfis verticais de velocidade do vento em uma situação sem blindagem por cisalhamento e com intermitência global, em que eventos de jatos e rajadas ocorrem simultaneamente durante a noite 10-11/11/2006.

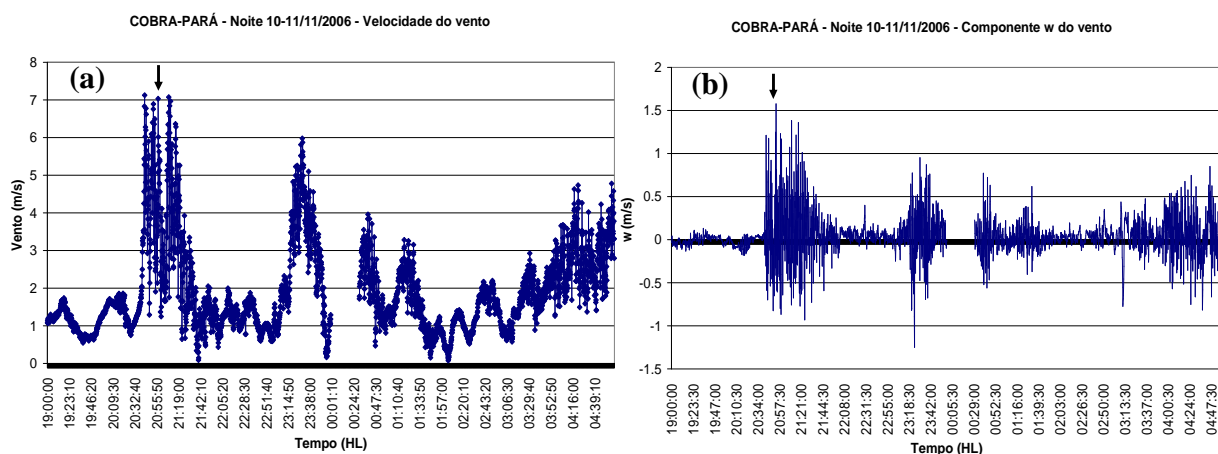


Figura 55 – Situação sem blindagem por cisalhamento e com intermitência global, em que eventos de jatos e rajadas ocorrem simultaneamente durante a noite 10-11/11/2006: (a) série temporal da velocidade do vento; e (b) série temporal da componente  $w$  do vento. A seta indica a ocorrência da rajada.



Nesta figura, observa-se a ocorrência de um evento de rajada de vento, entre 20:42 HL e 21:11 HL, caracterizado por quatro máximos de vento próximos em um mesmo episódio daquele fenômeno. Também se nota que a sondagem das 21 HL apresenta um JBN, ou seja, esta noite exibiu a ocorrência dos dois fenômenos, jato e rajada, simultaneamente. Não é possível determinar com exatidão o horário da formação deste jato, bem como não é possível afirmar que este jato teve início às 21 HL, pois há um período não-monitorado de 3 horas entre as radiossondagens, em que o jato pode ter iniciado sua formação.

No entanto, sondagens da camada limite com balão cativo realizadas na ECFPn por volta das 21:30 HL também mostraram a ocorrência de um JBN sobre Caxiuanã. Este jato esteve acompanhado de uma queda na umidade relativa, indicando a chegada de ar mais seco (Figura 56). Além disso, informações adicionais, registradas pela equipe responsável pelos dados de balão cativo, sugerem a ocorrência de intensas correntes descendentes de ar, observadas na sondagem anterior, iniciada às 20:36 HL, que empurrou o balão para baixo fortemente.

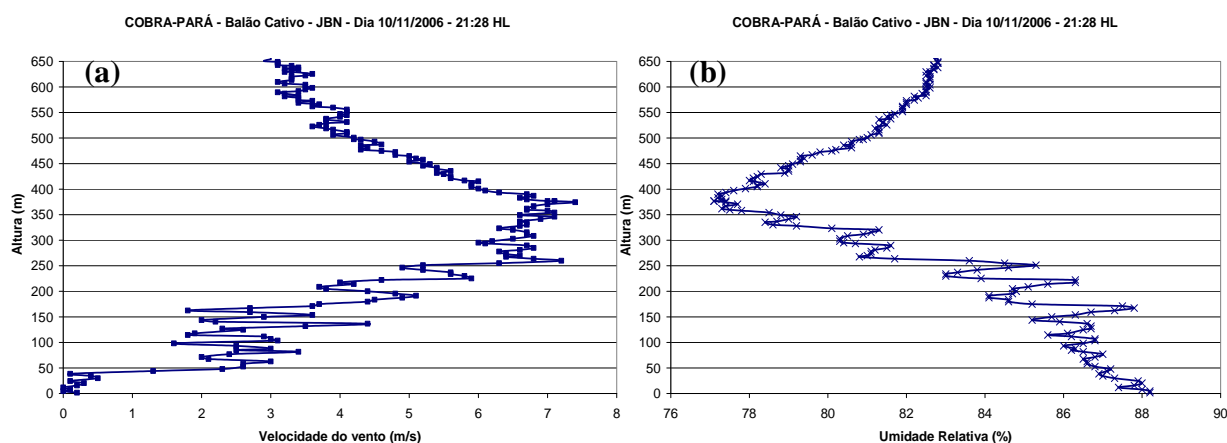


Figura 56 – Perfis associados a um evento de jato medido por balão cativo na ECFPn no dia 10 de novembro de 2006, aproximadamente às 21 HL, de: (a) velocidade do vento; e (b) umidade relativa.

É interessante notar, na variabilidade da velocidade do vento (Figura 55), que o evento de rajada é caracterizado por intermitência global, pois, além do evidente padrão ondulatório da grandeza, há máximos secundários de vento após a rajada, com amplitudes e intervalos de tempo decrescentes entre cada episódio de máximo. Prabha et al (2007) também encontraram eventos de rajadas, cuja ocorrência se deu de forma intermitente e associada a um JBN. Suas rajadas se caracterizaram por eventos associados a um aumento brusco da velocidade do vento e um período turbulento com intensa variância da velocidade, separados por períodos de calmaria, além de

estas rajadas virem acompanhadas de uma ligeira queda de temperatura e um aumento inicial de  $\text{CO}_2$ . Os eventos de rajadas estudados por eles são definidos como microfrentes, que são observadas sobre a copa como instabilidades secundárias, capazes de intensificar os processos de mistura acima e abaixo do dossel. No entanto, eles não analisaram a possível influência de ondas de gravidade atuando no local.

Em Caxiuanã, cálculos do coeficiente de correlação entre a velocidade vertical e a temperatura sugerem que, durante esta noite, houve interação de ondas de gravidade com turbulência, conforme mostra a Figura 57.

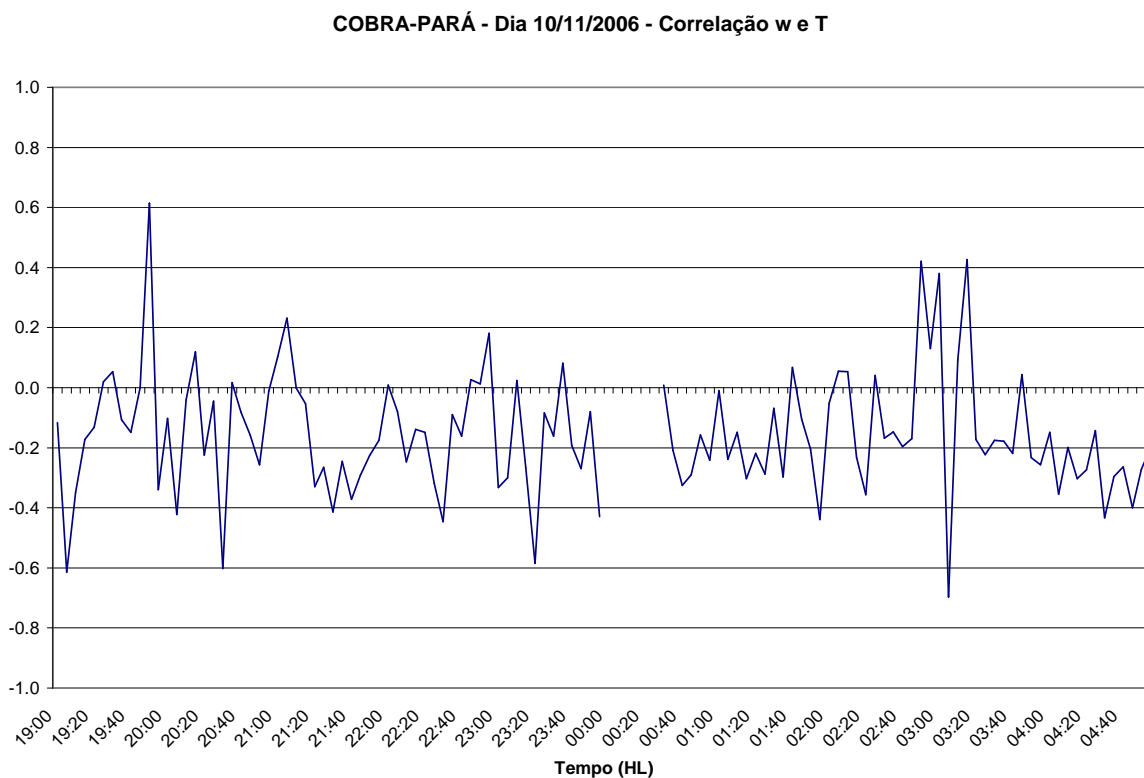


Figura 57 – Série temporal do coeficiente de correlação entre a velocidade vertical do vento e a temperatura para o dia 10/11/2006.

É possível que estas ondas de gravidade atuando em Caxiuanã sejam ondas da copa do tipo sugerido por Lee (1997). E acréscimos na velocidade do vento aumentam a instabilidade acima da copa de florestas altas e amplificam ondas da copa (PULIDO; CHIMONAS, 2001).

Também é possível que ondas de gravidade sejam capturadas pelo JBN, transformando-se em condutos de onda de gravidade. Tais condutos podem percorrer longas distâncias com pouca atenuação (STOBIE et al., 1983; CHIMONAS; HINES, 1986; NAPPO, 2002).

A intermitência é caracterizada por episódios breves de turbulência intercalados por períodos de pequenas flutuações relativamente fracas ou difíceis de mensurar e pode estar associada a uma manifestação de intermitência global. Segundo Mahrt (1999), a intermitência global é muitas vezes vista como uma seqüência de eventos que começa com a redução do cisalhamento por mistura e o correspondente aumento no número de Richardson para valores maiores que o seu valor crítico; este estágio é então seguido pelo colapso da turbulência; com a ausência de mistura vertical, o cisalhamento aumenta até o número de Richardson cair abaixo do seu valor crítico e a turbulência é regenerada.

De acordo com Mahrt (1998; 1999), que considera a existência de dois tipos de camada limite estável, a fracamente estável e a muito estável, a turbulência é normalmente considerada como mais intermitente em condições muito estáveis, o que caracteriza a camada limite muito estável. Esta camada pode apresentar características de transporte vertical de momentum, onde a fonte principal da turbulência é elevada, possivelmente no topo da camada de inversão da superfície, na camada residual acima onde a estratificação é mais fraca; e esta turbulência se desprende da superfície. Esse descolamento pode ser apenas temporário, pois a aceleração do escoamento acima da camada deve levar à geração de turbulência por cisalhamento e o reacoplamento da turbulência elevada com a superfície (MAHRT, 1999), e essa seqüência é típica da intermitência global.

Turbulência elevada pode ser gerada por cisalhamento associado ao jato de baixos níveis noturno ou a ondas de gravidade. Esta geração elevada de turbulência por cisalhamento deve levar ao transporte intermitente para baixo de turbulência, bem como de calor e de outras quantidades (NAPPO, 1991; MAHRT, 1999). A turbulência intermitente às vezes ocorre como explosões para baixo a partir da turbulência gerada acima. Assim, a turbulência é acoplada intermitente à superfície.

A partir das 23:00 HL da noite analisada neste estudo de caso (10-11/11/2006), houve registro de chuva, o que tornou as medidas dos dados de temperatura, umidade e CO<sub>2</sub>, inócuas. Portanto, o gráfico elaborado para análise destas variáveis foi feito até às 23:00 HL.

A variabilidade dos escalares neste período (Figura 58) mostra que a rajada de vento (aproximadamente, às 20:42 HL) esteve associada a uma queda de temperatura. Além disso, nota-se que, alguns minutos depois, há um ligeiro aumento de temperatura acompanhado sincronicamente de um aumento de CO<sub>2</sub> e de umidade específica. Isto sugere que a rajada é caracterizada por uma corrente de ar frio que, ao passar sobre a copa, provoca a subida de CO<sub>2</sub> e vapor d'água aprisionados abaixo da copa, acompanhados da subida de ar mais quente também do interior da copa.

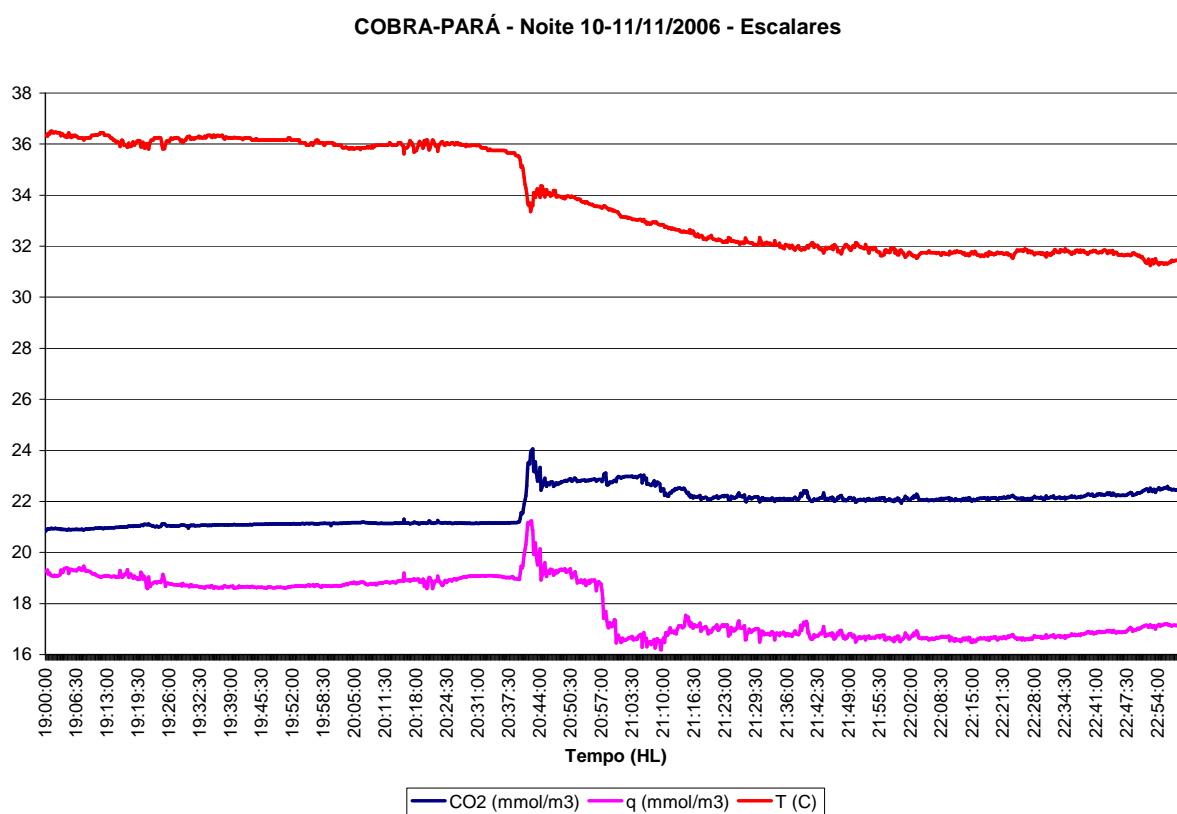


Figura 58 – Séries temporais dos escalares, concentração de CO<sub>2</sub>, umidade específica e temperatura, para a noite 10-11/11/2006.

Mais tarde nesta noite (10-11/11/2006), por volta das 20:57 HL, houve uma queda considerável de umidade, possivelmente associada a intensas correntes descendentes de ar oriundas de nuvens convectivas, fenômeno já referenciado na literatura (GARSTANG et al., 1998; GARSTANG; FITZJARRALD, 1999; BETTS et al., 2002). A Figura 59 apresenta a série temporal da temperatura potencial equivalente para o mesmo período, em que esta variável exibe

a mesma queda observada pela umidade específica, sendo, portanto, mais um indício de atividade de correntes descendentes de ar.

COBRA-PARÁ - Noite 10-11/11/2006 - Temperatura Potencial Equivalente

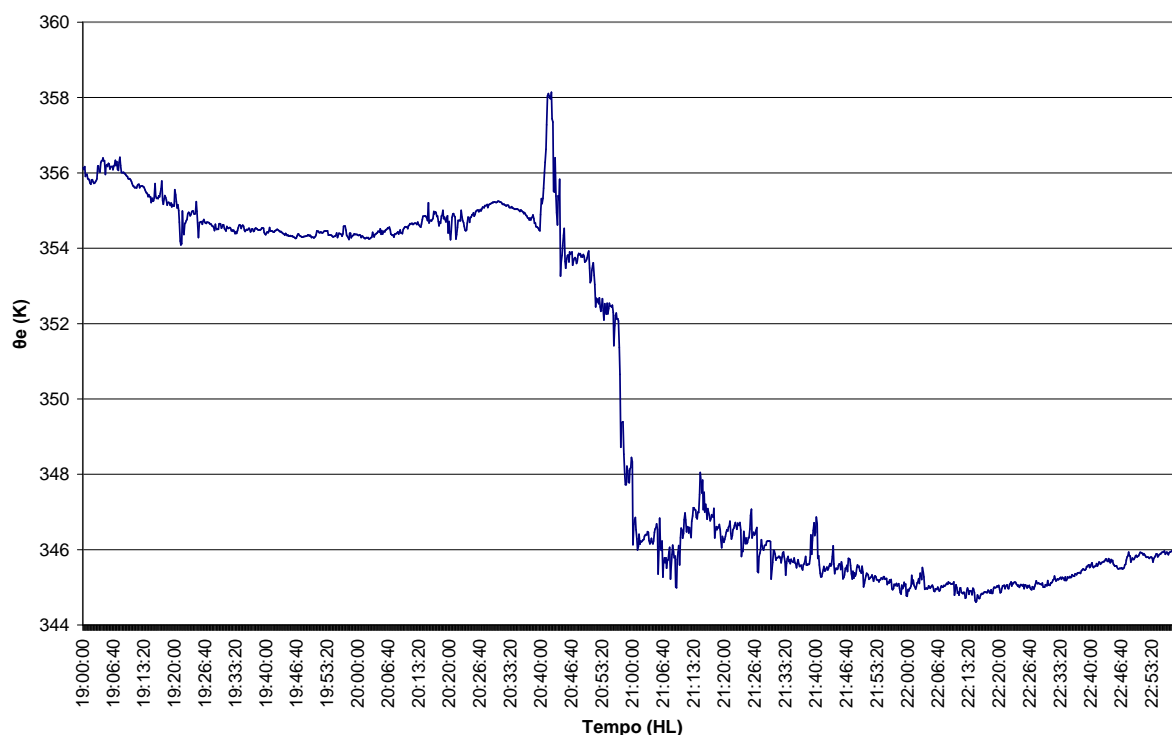


Figura 59 – Série temporal da temperatura potencial equivalente para a noite 10-11/11/2006.

Nota-se que, antes da queda considerável de  $\theta_e$  (aproximadamente às 20:50 HL) há uma seqüência de ligeira queda seguida de máximo significativo. Possivelmente, a primeira queda (aproximadamente às 19:15 HL), de pequena magnitude, esteve associada a uma primeira corrente de ar descendente, que, ao chegar trazendo ar frio, provoca uma subida do vapor d'água aprisionado abaixo da copa, refletida no máximo de  $\theta_e$  por volta das 20:40 HL.

A Figura 60, por sua vez, apresenta as imagens do satélite GOES-12, no canal do infravermelho, para três horários desta noite: 21 HL, 00 HL e 03 HL. Nota-se a existência de nebulosidade intensa próxima a Caxiuanã nos dois primeiros horários, enquanto que no horário das 03 HL, a nebulosidade se encontra totalmente acima da região Caxiuanã. Considerando todas as evidências, pode-se afirmar que houve atuação de correntes descendentes de ar e atividade convectiva na região nesta noite.

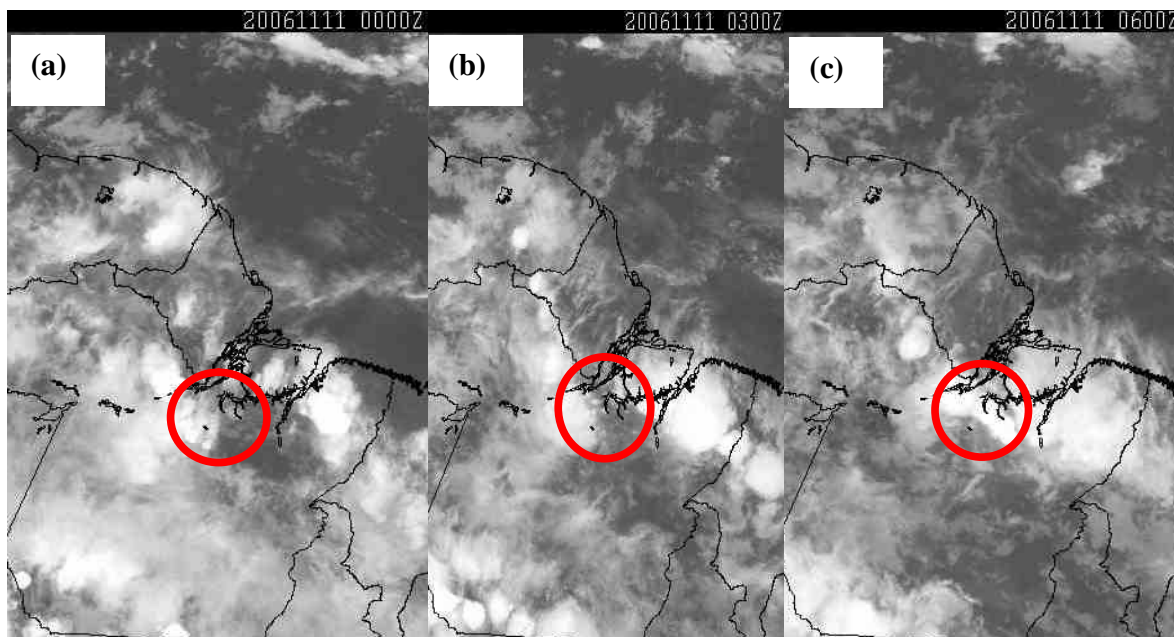


Figura 60 – Imagens do satélite GOES-12, no canal do IR, para: (a) 10/11/2006, às 21 HL; (b) 11/11/2006, às 00 HL; e (c) 11/11/2006, às 03 HL.

Fonte: (Adaptado de CPTEC, 2006).

O perfil vertical do vento da radiossondagem das 00 HL, horário em que já havia registro de precipitação na torre de Caxiuanã, também sugere a existência de *updrafts* (correntes ascendentes de ar) associadas a nuvens convectivas, pois mostra que o balão da sondagem subiu muito rapidamente, registrando a velocidade em pontos consecutivos muito distantes no início da sondagem (um a 100 m, e o outro a 500 m), provavelmente devido à chuva.

Conclusões definitivas sobre este assunto requerem um maior aparato instrumental, que inclua sensores capazes de monitorar verticalmente a atmosfera a intervalos de tempo menores (sodar, lidar, perfiladores eletromagnéticos); triangulação de microbarógrafos para o estudo de ondas de gravidade; e medidas aerotransportadas sobre a Amazônia Oriental. Sugere-se que este instrumental seja utilizado para o avanço na compreensão dos fenômenos estudados nesta pesquisa.

## 5 CONCLUSÕES

Foram identificados dois fenômenos turbulentos noturnos sobre a região de Caxiuanã durante a estação seca: jatos de baixos níveis (JBNs) e rajadas de ventos. Estes fenômenos foram analisados no que diz respeito aos seus aspectos observacionais, estatísticos e fenomenológicos.

Através da modelagem numérica, estudaram-se as características e a origem dos jatos de baixos níveis, as quais foram, de uma maneira geral, bem reproduzidas. Foram realizados quatro testes de sensibilidade, considerando alterações como a retirada dos rios do domínio; a eliminação da interface oceano-atmosfera; o desligamento dos efeitos de correntes de ar descendente provenientes de nuvens convectivas; e o desflorestamento da região, com a substituição da floresta Amazônica por pastagem. Os resultados indicaram que a gênese dos JBNs está associada à brisa marítima (escoamento de retorno da brisa terrestre) e à intensificação dos ventos alísios de nordeste.

Com base no que é sugerido pelas características observadas e nos parâmetros calculados, as rajadas de vento, por sua vez, têm seu processo de formação associado à existência da baía de Caxiuanã, cuja forma se assemelha a um lago, e à atividade convectiva local. Apesar de estes episódios de rajadas ocorrerem em todas as noites da estação seca, há uma variabilidade em relação ao horário de ocorrência, que pode ser devida a fatores que afetam as condições pré-rajada, como a estrutura termodinâmica da CLN, a diferença de temperatura entre a floresta e a água da baía, a energia potencial disponível para convecção (CAPE), a ocorrência de sistemas de mesoescala, e até mesmo variações diárias no escoamento em escala sinótica.

Verificou-se que os dois fenômenos não existiram simultaneamente, exceto em uma única noite, em que houve rajadas de vento à superfície associadas à atividade intermitente do jato, inclusive com a ação de ondas de gravidade. As demais situações podem ser explicadas por efeitos de blindagem por cisalhamento, que impedem a propagação de turbulência para baixo, em direção à superfície, gerados pela presença de JBNs muito fortes.

Ainda existem aspectos acerca dos fenômenos estudados que precisam ser investigados mais profundamente, bem como é necessário compreender de forma conclusiva os processos de formação destes fenômenos.

Para tanto, considerem-se as seguintes recomendações e sugestões para trabalhos futuros:

a) analisar as oscilações amortecidas com aumento de frequência com o tempo, associadas às

rajadas de vento, do ponto de vista dos sistemas dinâmicos não-lineares; b) utilizar a transformada em ondeleta para comparar as características por escala dos sinais turbulentos; c) estudar a influência da energia potencial disponível para convecção (CAPE) e da energia de inibição de convecção (CINE) sobre estes processos; d) verificar a questão da variabilidade sazonal e interanual dos fenômenos; e) realizar um estudo comparativo sobre estes fenômenos entre Caxiuanã e outras regiões.

Em futuros experimentos de campo, sugere-se a realização de medidas aerotransportadas ao longo da baía de Caxiuanã e adjacências até a costa paraense para entender melhor as circulações locais e a estrutura da camada limite da região; implementar medidas de resposta rápida no interior da copa; instalar pluviômetros em áreas vizinhas para confirmar a ocorrência de *wet downbursts*; utilizar algum instrumento de sensoriamento remoto (sodar, lidar, perfiladores eletromagnéticos) para permitir o monitoramento da evolução dos JBNs a intervalos de tempo menores do que os estudados aqui e, assim, aprofundar o estudo deste fenômeno; viabilizar a triangulação de microbarógrafos para o estudo do comprimento de onda e direção de propagação das ondas de gravidade atuantes na CLN.

No que diz respeito à modelagem numérica, recomenda-se: verificar o balanço de energia em superfície através do ajuste de parâmetros biofísicos, como a resistência estomática; realizar simulações que considerem o ciclo diário da temperatura da água dos rios, observado na baía de Caxiuanã durante o COBRA-PARÁ; utilizar a simulação de grandes turbilhões (LES) para entender o papel de fatores bastante locais na estrutura do escoamento atmosférico e possibilitar uma melhor compreensão das rajadas de vento, fazendo-se uso da modelagem numérica de vórtices turbulentos tridimensionais.



## REFERÊNCIAS

ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R. The early evening surface-layer transition: temporal and spatial variability. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 17, p. 2650-2667. 2001.

ACEVEDO, O. C.; MORAES, O. L. L.; DEGRAZIA, G. A.; MEDEIROS, L. E. Intermittency and the exchange of scalars in the nocturnal surface layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, p. 41-55. 2006.

ALBERTSON, J. D.; KATUL, G. G.; WIBERG, P. Relative importance of local and regional controls on coupled water, carbon and energy fluxes. **Advances in Water Resources**, v. 24, p. 1103-1118. 2001.

ANDRADE, E.S., **Estudo sobre a influência de jatos de baixos níveis na estrutura da camada limite estável acima do Pantanal Matogrossense**. 2003. 180f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), INPE, São José dos Campos, 2003.

ANDRÉ, J. C.; MAHRT, L. The Nocturnal Surface Inversion and Influence of Clear-Air Radiative Cooling. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 4, p. 864-878. 1982.

ANDREAS, E. L.; CLAFFEY, K. J.; MAKSHITAS, A. P. Low-Level Atmospheric Jets and Inversions over Western Weddell Sea. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 97, n. 3, p. 459-486. Dezembro, 2000.

ARAGÃO, I. L. G.; ALMEIDA, S. S.; SILVA, A. S. L.; VEIGA, D. F.; MENEZE, M. C.; SOUZA, P. C. A.; KAGEYAMA, P. Y.; CAVALCANTE, T. B. Espécies arbóreas para a conservação de recursos genéticos. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã: populações tradicionais, meio físico e diversidade biológica**. Belém: MPEG, 2002, 734 p., cap. V – Flora, fungos e líquens, p. 353-367.

ARRITT, R. W., RINK, T. D.; SEGAL, M. TODEY, D. P. CLARK, C. A. The Great Plains low-level jet during the warm season of 1993. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 2176-2192. 1997.

ARTAXO, P.; OLIVEIRA, P. H.; LARA, L. L.; PAULIQUEVIS, T. M.; RIZZO, L. V.; PIRES JUNIOR, C.; PAIXAO, M. A.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. D.; CORREIA, A. L. Efeitos Climaticos de Particulas de Aerossois Biogenicos e Emitidos em Queimadas na Amazonia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3a, p. 168-189. Dezembro, 2006.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. 2 ed., San Diego: Academic Press, 2001, 307p.

BABENKO, V. A. Homogeneous turbulence evolution in stably stratified flow – I. Internal gravity waves at low inverse Froude numbers. **Int. J. Heat Mass Transfer**, v. 40, n. 8, p. 1951-1961. 1997.

BANTA, R. M., SENFF, C. J.; WHITE, A. B.; TRAINDER, M.; McNIDER, R. T.; VALENTE, R. J.; MAYOUR, S. D.; ALVAREZ, T. M. H.; PARRISH, D.; FEHSENFELD, F. C. Day-time buildup and nighttime transport of urban ozone in the boundary layer during a stagnation episode. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 22519-22544. 1998.

BANTA, R. M., NEWSOM, R. K., LUNDQUIST, J. K., PICHUGINA, Y. L., COULTER, R. L., MAHRT, L. D., Nocturnal Low-Level Jet Characteristics over Kansas during CASES-99, **Boundary-Layer Meteorology**, Special Issue on CASES-99 Results. Maio, 2002.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosphere, weather and climate**. 8 ed., Routledge: London, 2003.

BETTS, A. K.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; BALL, J. H. Surface diurnal cycle and boundary layer structure over Rondônia during the rainy season. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 1-13. 2002.

BLACKADAR, A. K. **Turbulence and diffusion in the atmosphere**. Berlin: Springer, 1957. 185 p.

BLUMEN, W.; BANTA, R.; BURNS, S. P.; FRITTS, D. C.; NEWSOM, R.; POULOS, G.; SUN, J. Turbulence statistics of a Kelvin-Helmholtz billow event observed in the night-time boundary layer during the Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study field program. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 34, n. 2-4, p. 189-204. Outubro, 2001.

CAVA, D., GIOSTRA, U., SIQUEIRA, M., KATUL, G., Organized and radiative perturbations in the nocturnal canopy sublayer above an even-aged pine forest, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 112, p. 129-157. 2004.

CHIMONAS, G.; HINES, C. O. Doppler ducting of atmospheric gravity waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, p. 1219-1230. 1986.

CHIMONAS, G.; NAPPO, C. J. A thunderstorm bow wave. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 533-541. 1987.

CLIMANÁLISE – Boletim Climanálise, novembro, 2003. Disponível em: <http://www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim>. Acesso em 10/04/2008.

CLIMANÁLISE – Boletim Climanálise, novembro, 2006. Disponível em: <http://www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim>. Acesso em 10/04/2008.

COBRA-PARÁ – Caxiuanã: Observações na Biosfera, Rios e Atmosfera no Pará, 2006. Disponível em: <http://www3.ufpa.br/cobra-para/objetivos.php>. Acesso em 20/04/2008.

COHEN, J. C. P.; ALVALÁ, R. C. dos S.; GANDU, A. W. ; SÁ, L. D. de A.; MOTA, G.; VITORINO, M. I.; ARLINO, P.; RIBEIRO, J. B.; SILVA, I. M.; ROCHA, E. P.; COSTA, J. de P.; SOUZA FILHO, J. D.; SOUZA, J. R. S.; OLIVEIRA, P. J. Circulações de Mesoescala no Leste da Amazônia - CiMeLA. In: **III Conferência Científica do LBA**, Brasília, 2004.

COHEN, J. C. P.; SÁ, L. D. A.; NOGUEIRA, D. S.; GANDU, A. D. W. Jatos de baixos níveis acima da Floresta Amazônica em Caxiuanã. **Revista Brasileira de Meteorologia**, LBA Special Edition, v. 21, n. 3b, p. 59-70. 2006.

CONANGLA, L.; CUXART, J. On the turbulence in the upper part of the low-level jet: an experimental and numerical study. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 118, p. 379-400. 2006.

CORRÊA, C. S. A ocorrência de fluxos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera e seu efeito na intensidade do índice “k”. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.2, p. 129-133. 2007.

COSTA, M. L.; MORAES, E. L.; BEHLING, H.; MELO, J. C. V.; SEQUEIRA, N. V. M.; KERN, D. C. Os sedimentos de fundo da Baía de Caxiuanã. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã**. Belém: MPEG, 1997, 446 p., cap. III – O ambiente físico, p. 121-137.

COTTON, W. R.; PIELKE, R. A.; WALKO, R. L., LISTON, G. E.; TREMBACK, C. J.; JIANG, H.; MCANELLY, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; NICHOLLS, M. E.; CARRIO, G. G.; MCFADDEN, J. P. RAMS 2001: Current status and future directions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 82, p. 5-29. 2003.

CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, 2008. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/enos>. Acesso em 10/04/2008.

CUXART, J.; YAGÜE, C.; MORALES, G.; TERRADELLAS, E.; ORBE, J.; CALVO, J.; FERNÁNDEZ, A.; SOLER, M. R.; INFANTE, C.; BUENESTADO, P.; ESPINALT, A.; JOERGENSEN, H. E.; REES, J. M.; VILÀ, J.; REDONDO, J. M.; CANTALAPIEDRA, I. R.; CONANGLA, L. Stable Atmospheric Boundary-Layer Experiment in Spain (SABLES 98): A Report. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 96, n. 3, p. 337-370. Setembro, 2000.

DEGRAZIA, G. A.; ANFOSSI, D.; GOULART, A. Decaimento da turbulência convectiva: uma estimativa do coeficiente de difusão turbulento na camada residual. In: DEGRAZIA, G. A.; VILHENA, M. T. (Ed.) **Tópicos Especiais em Física da Camada Limite Planetária e Modelagem de Processos de Dispersão**, Editora e Gráfica Universitária - UFPEL: 65-82, Pelotas, 2000.

DERBYSHIRE, S. H. Stable Boundary Layers: Observations, Models and Variability. Part I: Modeling and Measurements. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 74, n. 1-2, p. 19-54. Abril, 1995.

ESTOURNEL, C.; GUEDALIA, D. Improving the Diagnostic Relation for the Nocturnal Boundary-Layer Height. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 53, n. 1-2, p. 191-198. Outubro, 1990.

FERREIRA, L. V.; ALMEIDA, S. S.; ROSÁRIO, C. S. As áreas de inundação. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã**. Belém: MPEG, 1997, 446 p., p. 195-211.

FINNIGAN, J. J. Kinetic energy transfer between internal gravity waves and turbulence. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, p. 486-505. 1988.

FINNIGAN, J. J., Turbulence in plant canopies, **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 32, p. 519-571. 2000.

FINNIGAN, J. J.; EINAUDI, F.; FUA, D. The Interaction between an Internal Gravity Wave and Turbulence in the Stably-Stratified Nocturnal Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 16, p. 2409-2436. Agosto, 1984.

FITZJARRALD, D. R.; MOORE, K. E. Mechanisms of nocturnal exchange between the rain forest and the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. D10, p. 16839-16850. 1990.

FITZMAURICE, L.; SHAW, R. H.; PAW U, K. T.; PATTON, E. G. Three-dimensional scalar microfront systems in a large-eddy simulation of vegetation canopy flow. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 112, p. 107-127. 2004.

FRISCH, U. **Turbulence**. Cambridge-University-Press, Cambridge, 1995, 296p.

FRITTS, D. C.; NAPPO, C.; RIGGIN, D. M.; BASLEY, B. B.; EICHINGER, W. E.; NEWSOM, R. K. Analysis of Ducted Motions in the Stable Nocturnal Boundary Layer during CASES-99. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, p. 2450-2472. 2003.

FUJITA, T. T. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 1511-1534. 1981.

GANDU, A. W.; COHEN, J. C. P.; DE SOUZA, J. R. S. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3. 2004.

GARRATT, J. R. Inland boundary layer at low latitudes. Part 1, the nocturnal jet. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 32, p. 307-327. 1985.

GARSTANG, M.; WHITE, S.; SHUGART, H. H.; HALVERSON, J. Convective cloud downdrafts as the cause of large blowdowns in the Amazon rainforest. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 67, p. 199-212. 1998.

GARSTANG, M.; FITZJARRALD, D. R. **Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics**. Oxford: Oxford University Press, 1999, 405p.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed). **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A. Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 5, p. 823-830. 1997.

GRACE, J.; LLOYD, J.; McINTYRE, J.; MIRANDA, A. C.; MEIR, P.; MIRANDA, H. S. Carbon dioxide flux over Amazonian rain forest in Rondonia. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.) **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley & Sons, p. 307-318, 1996.

GRECO, S.; ULANSKI, S.; GARSTANG, M.; HOUSTON, S. Low-Level nocturnal wind maximum over the Central Amazon Basin. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 58, n. 1-2, p. 91-115. 1992.

GRELL, G.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, p. 14. 2002.

HA, K. J.; MAHRT, L. Simple inclusion of z-less turbulence within and above the modeled nocturnal boundary layer. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 2136-2143. 2001.

HESS, S. L. **Introduction to theoretical meteorology**. New York: Holt, Rineheart and Winston, 1959, 362p.

HIDA, N.; MAIA, J. G.; HIRAOKA, M.; SHIMMI, O.; MIZUTANI, N. Notes on annual and daily water level change at Breves and Caxiuanã, Amazon Estuary. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã**. Belém: MPEG, 1997, 446 p., cap. III – O ambiente físico, p. 97-103.

HOOKE, W. H.; JONES, R. M. Dissipative waves excited by gravity-wave encounters with the stably stratified planetary boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, p. 2049–2060. 1986.

HOLLINGER, D. Y.; GOLTZ, S. M.; DAVIDSON, E. A.; LEE, J. T.; TU, K.; VALENTINE, H. T. Spatial and temporal variability in forest-atmosphere CO<sub>2</sub> exchange. **Global Change Biology**, v. 10, p. 1689-1706. 2004.

KARIPOT, A.; LECLERC, M. Y.; ZHANG, G.; MARTIN, T.; STARR, G.; HOLLINGER, D.; MCCAUGHEY, J. H.; HENDREY, G. R. Nocturnal CO<sub>2</sub> exchange over a tall forest canopy associated with intermittent low-level jet activity. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 85, p. 243-248. 2006.

KERN, D. C.; COSTA, M. L. Os solos antrópicos. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã**. Belém: MPEG, 1997, 446 p., cap. III – O ambiente físico, p. 105-119.

KHAIROUTDINOV, M.; RANDALL, D.; DEMOTT, C. Simulations of the Atmospheric General Circulation Using a Cloud-Resolving Model as a Superparameterization of Physical Processes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 7, p. 2136–2154. 2005.

KRUIJT, B.; LLOYD, J.; GRACE, J.; MCINTYRE, J.A.; FARQUHAR, G. D.; MIRANDA, ANTONIO C.; MCCRACKEN, P. Sources and sinks of CO<sub>2</sub> in Rondônia tropical rain forest. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.) **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996, p. 331-351.

LECHINOSKI, A. **Estudo de Fluxos Turbulentos sobre a Baía de Caxiuanã, na Amazônia Oriental**. Relatório de Iniciação Científica. Universidade Federal Rural da Amazônia, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, 2008.

LEE, X. Gravity Waves in a Forest: A Linear Analysis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 21, p. 2574-2585. Novembro, 1997.

LISBOA, P. L. B. Estação Científica Ferreira Penna/ECFPn. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã**. Belém: MPEG, 1997, 446 p., cap. III – Estação ECFPn, p. 23-49.

LISBOA, P. L. B. A Estação Científica Ferreira Penna/ECFPn (1993-2000). In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã: populações tradicionais, meio físico e diversidade biológica**. Belém: MPEG, 2002, 734 p., cap. I – Ocupação do estuário, Caxiuanã e a ECFPn, p. 35-55.

LISBOA, P. L. B.; SILVA, A. S. L., ALMEIDA, S. S. Florística e estrutura dos ambientes. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã: populações tradicionais, meio físico e diversidade biológica**. Belém: MPEG, 2002, 734 p., cap. IV – A vegetação e a flora, p. 163-193.

LU, L.; DENNING, A. S.; SILVA DIAS, M. A.; SILVA DIAS, P.; LONGO, M.; FREITAS, S. R.; SAATCHI, S. Mesoscale circulations and atmospheric CO<sub>2</sub> variations in the Tapajós region, Pará, Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, p. 1-17. 2005.

LUIZÃO, F. Cientistas do LBA mostram como os sistemas agro-florestais podem reverter a degradação da Amazônia. Divulgação Científica – LBA. Disponível em: <http://lba.cptec.inpe.br/lba/site/?p=degradacao&t=0>. Acesso em 10/05/2008.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; LIMA, A. A. Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 1-15, doi. 10.1029/2001JD000338. 2002.

MAHRT, L.; HEALD, R. C.; LENSCHOW, D. H.; STANKOV, B. B.; TROEN, I. An observational study of the structure of the Nocturnal Boundary Layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 17, n. 2, p. 247-264. 1979.

MAHRT, L. Modeling the depth of the stable boundary-layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 21, p. 3-19. 1981.

MAHRT, L. Stratified Atmospheric Boundary Layers and Breakdown of Models. **Theoretical and Computational Fluid Dynamics**, v. 11, p. 263-279. 1998.

MAHRT, L.; SUN, J.; BLUMEN, W.; DELANY, T.; ONCLEY, S. Nocturnal Boundary-Layer Regimes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 88, n. 2, p. 255-278. 1998.

MAHRT, L. Stratified atmospheric boundary-layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, n. 3, p. 375-396. 1999.

MARQUES FILHO, E. P. **Investigação da Camada Limite Planetária Convectiva com Modelo LES Aplicado a Dispersão de Poluentes**. 2004. 128f. Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, São Paulo, 2004.

MATHIEU, N.; STRACHAN, I. B.; LECLERC, M. Y.; KARIPOT, A.; PATTEY, E. Role of low-level jets and boundary-layer properties on the NBL budget technique. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 135, p. 35-43. 2005.

MEDINA, E.; CUEVAS, E. Biomass production and accumulation in nutrient-limited rainforests: implications for responses to global change. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.) **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley & Sons, p. 221-240, 1996.

MEIR, P.; GRACE, J.; MIRANDA, A. C.; LLOYD, J. Soil respiration in a rainforest Amazonia and in cerrado in central Brazil. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.) **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley & Sons, p. 319-339, 1996.

MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; ROCHA, H. R. The effect of canopy gaps on subcanopy ventilation and scalar fluxes in a tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 142, p. 25-34. 2007.



MOENG, C. H.; SULLIVAN, P. P. A Comparison of Shear- and Buoyancy-Driven Planetary Boundary Layer Flows. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 7, p. 999-1022. 1994.

MOLION, L. C. B. Micrometeorology of an Amazonian Rain Forest, p. 255-272. In: Dickinson, R. E. (Ed.) **The geophysiology of Amazonia – vegetation and climate interactions**. New York: Wiley-Interscience, cap. 14, 1987.

MONTAG, L. F. A.; BARTHEM, R. B. Estratégias de conservação em comunidade de peixes da bacia de Caxiuanã (Melgaço/PA): um lago antigo a ser comparado com represas novas. In: **Seminário de 10 anos de atividades da ECFPn, Caxiuanã, 1, 2003, Belém**. Resumos – Belém: MPEG, CD-ROM, 2003.

NAI-PING, L.; NEFF, W. D.; KAIMAL, J. C. Wave and Turbulence Structure in a Disturbed Nocturnal Inversion. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 26, n. 2, p. 141-155. 1983.

NAPPO, C. J. Sporadic breakdowns of stability in the PBL over simple and complex terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 54, n. 1-2, p. 69-87. 1991.

NAPPO, C. J. **An introduction to atmospheric gravity waves**. Academic Press: New York, 2002.

NICHOLLS, M. E.; DENNING, S.; PRIHODKO, L.; VIDALE, P. L.; BAKER, I.; DAVIS, K.; BAKWIN, P. A multiple-scale simulation of variations in atmospheric carbon dioxide using a coupled biosphere-atmospheric model. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. D18117, doi:10.1029/2003JD004482. 2004.

NIEUWSTADT, F. T. M.; BROST, R. A. The Decay of Convective Turbulence. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 6, p. 532-546. 1986.

NOBRE, C.A. Amazônia: fonte ou sumidouro de carbono? **Causas e dinâmica do desmatamento na Amazônia**. Ministério do Meio Ambiente, p.197-224. 2001.

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Mudanças Climáticas e Amazônia. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3, p. 22-27. Julho/Setembro, 2007.

NOGUEIRA, D. S.; SÁ, L. D. A.; COHEN, J. C. P. Rajadas noturnas e trocas de CO<sub>2</sub> acima da floresta de Caxiuanã, PA, durante a estação seca. **Revista Brasileira de Meteorologia**, LBA Special Edition, v. 21, n. 3b, p. 1-11. 2006.

OLIVEIRA, A. P. **Planetary Boundary Layer dynamics over the Amazon Rain Forest**. 1990. Tese (Doutorado em Meteorologia). State University of New York at Albany, Albany, 1990.

OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The Amazon river breeze and local boundary layer: I. Observations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 63, n. 1-2, p. 141-162. 1993.

PAEGLE, J.; RASCH, G. E. Three-Dimensional Characteristics of Diurnally Varying Boundary-Layer Flows. **Monthly Weather Review**, v. 101, p. 746-750. 1973.

PANOFSKY, H. A.; DUTTON, J. A. **Atmospheric Turbulence**. John Wiley & Sons: New York, 1984, 397 pp.

PERES, C. A.; BARLOW, J. Human influences on tropical forest wildlife. **Encyclopedia of Forest Science**, v. 12, p. 1-6. 2004.

PIELKE SR., R. A. **Mesoscale Meteorological Modeling**. 2 ed., International Geophysics Series, v. 78. Academic Press: San Diego, 2002, 676 pp.

PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A.; GRASSO, L. D.; NICHOLLS, M. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAND, J. H. A comprehensive meteorological modeling system – RAMS. **Meteorological Atmospheric Physics**, v. 49, p. 69-91. 1992.

POULOS, G. S.; BLUMEN, W.; FRITTS, D. C.; LUNDQUIST, J. K.; SUN, J.; BURNS, S. P.; NAPPO, C.; BANTA, R.; NEWSOM, R.; CUXART, J.; TERRADELLAS, E.; BALSLEY, B.; JENSEN, M. CASES-99: A comprehensive investigation of the stable nocturnal boundary layer. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 4, p. 555-581. 2002.

PRABHA, T. V.; LECLERC, M. Y.; KARIPOT, A.; HOLLINGER, D. Y. Low-Frequency Effects on Eddy Covariance Fluxes under the Influence of a Low-level Jet. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, p. 338-352. 2007.

PRABHA, T. V.; LECLERC, M. Y.; KARIPOT, A.; HOLLINGER, D. Y.; MURSCH-RADLGRUBER, E. Influence of Nocturnal Low-level Jets on Eddy-covariance Fluxes over a Tall Forest Canopy. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 126, n. 2, p. 219-236. 2008.

PULIDO, M.; CHIMONAS, G. Forest canopy waves: the long-wavelength component. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 100, p. 209-224. 2001.

QUEIROZ, M. **Termodinâmica da Camada Limite Atmosférica na Amazônia TECLA – Influência dos Efeitos Locais e dos Fenômenos de Meso-Escala**. 2008. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2008.

RAUPACH, M. R., FINNIGAN, J. J., BRUNET, Y., Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: the mixing-layer analogy, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 78, p. 351-382. 1996.

REES, J. M.; MOBBS, S. D. Studies of internal gravity waves at Halley Base, Antarctica, using wind observations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 114, n. 482, p. 939-966. 1988.

REES, J. M.; STASZEWSKI, W. J.; WINKLER, J. R. Case study of a wave event in the stable atmospheric boundary layer overlying an Antarctic Ice Shelf using the orthogonal wavelet transform. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 34, n. 2-4, p. 245-261. 2001.

ROBERTS, J.; CABRAL, O. M. R.; AGUIAR, L. F. Stomatal and boundary-layer conductances in an Amazonian terra firme rain forest. **The Journal of Applied Ecology**, v. 27, n. 1, p. 336-353. Abril, 1990.

ROY, S. B.; WEAVER, C. P.; NOLAN, D. S.; AVISSAR, R. A preferred scale for landscape forced mesoscale circulations? **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 1-15. 2003.

SÁ, L. D. A.; VISWANADHAM, Y.; MANZI, A. O. Energy Flux Partitioning over the Amazon Forest. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 39, n. 1, p. 1-16. 1988.

SÁ, L. D. A.; PACHÊCO, V. B. Relação de Similaridade para os Perfis de Velocidade do Vento dentro da Copa da Floresta Amazônica em Rondônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, n. 1, p. 81-89. 2001.

SÁ, L. D. A.; NOGUEIRA, D. S.; COHEN, J. C. P.; LECHINOSKI, A.; CONCEIÇÃO, R. L.; MARTINS, C. A.; BISPO, C. J. C. Some characteristics of the nocturnal atmospheric surface layer structure and CO<sub>2</sub> releasing above Caxiuanã Amazonian Rain Forest. **8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography Proceedings**, 2006.

SAKAI, R. K.; FITZJARRALD, D. R.; MORAES, O. L.; STAEBLER, R. M.; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; SILVA, R.; BRAIT, E.; MIRANDA, V. Land-use change effects on local energy, water, and carbon balances in an Amazonian agricultural field. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 895–907. 2004.

SALESKA, S. R.; MILLER, S. D.; MATROSS, D. M.; BOULDEN, M. L.; WOFSEY, S. C.; ROCHA, H. R.; CAMARGO, P. B.; CRILL, P.; DAUBE, B. C.; FREITAS, H. C.; HUTYRA, L.; KELLA, M.; KIRCHHOFF, V.; MENTSON, M.; MUNGER, J. W.; PYLE, E. H.; RICE, A. H.; SILVA, H. Carbon in Amazon Forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. **Science**, v. 302, p. 554-557. 2003.

SANTOS, J. R.; LACRUZ, M. S. P. Visão sinóptica da paisagem florestal a partir de imagens de satélite. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã**. Belém: MPEG, p. 141-162, 1997.

SHUTTLEWORTH, W. J. Micrometeorology of temperate and tropical forest. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, series B, v. 324, n. 223, p. 299-334. 1989.

SILVA, L. M. **Caracterização de regimes de umidade em regiões tropicais: comparação entre floresta e savana**. 2008. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais), Universidade Federal do Pará, Belém, 2008 (no prelo).

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, H.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A.; FUENTES, J.; ROCHA, H.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L. D. A.; AVALÁ, R. C. S.; ANDREAE, M.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 1-18. 2002.

SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L.; LONGO, M.; FITZJARRALD, D. R.; DENNING, A. S. River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modeling results. **Theoretical and Applied Climatology**, publicado online. 2004.

SILVEIRA, I. M.; KERN, D. C.; QUARESMA, H. D. A. B. Reconstruindo uma ocupação. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã: populações tradicionais, meio físico e diversidade biológica**. Belém: MPEG, 2002, 734 p., cap. II – Populações tradicionais, p. 59-76.

SMEDMAN, A. S.; TJERNSTRÖM, M.; HÖGSTRÖM, U. Analysis of the Turbulence Structure of a Marine Low-Level Jet. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 66, n. 1-2, p. 105-126. 1993.

SMEDMAN, A. S.; HÖGSTRÖM, U. HUNT, J. C. R. Effects of shear-sheltering in a stable atmospheric boundary-layer with strong shear. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, p. 31-50. 2004.

SOTÃO, H. M. P.; HENNEN, J. F.; GUGLIOTTA, A. M., MELO, O. A.; CAMPOS, E. L. Os fungos – Basidiomycotina. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã: populações tradicionais, meio físico e diversidade biológica**. Belém: MPEG, 2002, 734 p., cap. IV – Os fungos, p. 213-219.

SOUZA, J. R. S.; PINHEIRO, F. M. A.; ARAÚJO, R. L. C.; PINHEIRO JR., H. C.; HODNETT, M. G. Temperature and moisture profiles in soil beneath forest and pasture areas in eastern Amazonia. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.) **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996, p. 125-137.

SOUSA, A. M. L.; CAMPOS, C. R. J.; ROCHA, E. J. P. Estudo observacional de jatos de baixos níveis ocorridos no litoral norte e nordeste do Estado do Pará durante os períodos chuvoso (2002) e seco (2003). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.2, p. 170- 179. 2006.

STOBIE, J. G.; EINAUDI, F.; UCCELLINI, L. W. A case study of gravity waves – convective storms interactions: 9 May 1997. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 2804-2830. 1983.

STRONG, C.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; BETTS, A. K. Daytime Cycle of Low-Level Clouds and the Tropical Convective Boundary Layer in Southwestern Amazonia. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, p. 1607-1619. 2005.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer, 1988, 666 p.

SUN, W.; ORLANSKI, I. Large mesoscale convection and sea breeze circulation. Part I: Linear stability analysis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 1675-1693. 1981.

SUN, J.; BURNS, S. P.; LENSCHOW, D. H.; BANTA, R.; NEWSON, R.; COULTER, R.; FRASIER, S.; INCE, T.; NAPPO, C.; CUXART, J.; BLUMEN, W.; LEE, X.; HU, X. Intermittent turbulence associated with a density current passage in the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, p. 199-219. 2002.

SUN, J.; LENSCHOW, D. H.; BURNS, S. P.; BANTA, R.; NEWSON, R.; COULTER, R.; FRASIER, S.; INCE, T.; NAPPO, C.; BALSLEY, B.; JENSEN, M.; MAHRT, L.; MILLER, D.; SKELLY, B. Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 110, p. 255-279. 2004.

SUN, J.; BURNS, S. P.; DELANY, A. C.; ONCLEY, S. P.; TURNIPSEED, A. A.; STEPHENS, B. B.; LENSCHOW, D. H.; LeMONE, M. A.; MONSON, R. K.; ANDERSON, D. E. CO<sub>2</sub> transport over complex terrain. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 145, p. 1-21. 2007.

THOM, A. S.; STEWART, J. B.; OLIVER, H. R.; GASH, J. H. C. Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 101, p. 93-105. 1975.

VAN DE WIEL, B.J.H., RONDA, R. J., MOENE, A. F., DE BRUIN, H. A. R., HOLTSLAG, A. A. M., Intermittent Turbulence and Oscillations in the Stable Boundary Layer over Land. Part I: A Bulk Method, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, p. 942-958. Março, 2002.

VAN DE WIEL, B. J. H.; MOENE, A. F.; HARTOGENSIS, O. K.; DE BRUIN, H. A. R.; HOLTSLAG, A. A. M. Intermittent Turbulence in the Stable Boundary Layer over Land. Part III: A Classification for Observations during CASES-99. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, p. 2509-2522. 2003.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C. B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M. A.; SILVA DIAS, P.; ZIPSER, E. The south American low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 63-77. 2006.

VIANA, J. S.; ALMEIDA, S.; CONCEIÇÃO, C.; FERREIRA, E.; ALVES, N.; SILVA, R. Comparação estrutural e florística entre os ambientes de terra-firme e igapó do entorno da ECFPn. In: **Seminário de 10 anos de atividades da ECFPn, Caxiuanã, 1, 2003, Belém**. Resumos – Belém: MPEG, CD-ROM, 2003.

VICKERS, D.; MAHRT, L. Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n. 3, p. 512-526. 1997.

VICKERS, D.; MAHRT, L. The cospectral gap and turbulent flux calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 20, p. 660-672. 2003.

VISWANADHAM, Y.; MOLION, L. C. B.; MANZI, A. O.; SÁ, L. D. A.; SILVA FILHO, V. P.; ANDRÉ, R. G. B.; NOGUEIRA, J. L. M.; DOS SANTOS, R. C. Micrometeorological Measurements in Amazon Forest during GTE/ABLE-2A Mission. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. D9, p. 13669-13682. 1990.

WAKIMOTO, R.M. The West Bend, Wisconsin Storm of 4 April 1981: A Problem in Operational Meteorology. **Journal of Applied Meteorology**, v. 22, p. 181-189. 1983.

WALKO, R.L.; BAND, L. E.; BARON, J.; KITTEL, T. G. F.; LAMMERS, R.; LEE, T. J.; OJIMA, D.; PIELKE, R. A.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C. J.; VIDALE, P. L. Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, p. 931-944. 2000.

WAREN, M. W.; ZOU, X. Soil macrofauna and litter nutrients in three tropical tree plantations on a disturbed site in Puerto Rico. **Forest Ecology and Managements**, v. 170, p. 161-171. 2002.

WILLIAMS, C. A.; SCANLON, T. M.; ALBERTSON, J. D. Influence of surface heterogeneity on scalar dissimilarity in the roughness sublayer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 122, p. 149-165. 2007.

WU, Y.; RAMAN, S. The Summertime Great Plains Low Level Jet and the Effect of Its Origin on Moisture Transport. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 88, n. 3, p. 445-466. 1998.

ZERI, L. M. **Estudo comparativo da estrutura da turbulencia atmosferica na camada limite superficial acima do Pantanal Matogrossense nos periodos umido e seco.** 2002. 120f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), INPE, São José dos Campos, 2002.