



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
FACULDADE DE METEOROLOGIA

**ESTUDO OBSERVACIONAL DE JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NO
LITORAL NORTE E NORDESTE DO PARÁ DURANTE O PERÍODO
CHUVOSO E SECO**

ADRIANO MARLISOM LEÃO DE SOUSA

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Pelotas, sob a orientação da Prof^ª. Dra. Claudia Rejane Jacondino de Campos, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, para obtenção do título de Mestre em Ciências (M.S.).

PELOTAS
Rio Grande do Sul - Brasil
Fevereiro de 2005

Dados de catalogação na fonte:
Ubirajara Buddin Cruz – CRB-10/901
Biblioteca de Ciência & Tecnologia - UFPel

S725e Sousa, Adriano Marlisom Leão de
 Estudo observacional de jatos de baixos níveis no litoral
 norte e nordeste do Pará durante o período chuvoso e seco /
 Adriano Marlisom Leão de Sousa ; orientador Claudia Rejane
 Jacondino de Campos. – Pelotas, 2005. – 120f. : il. color. –
 Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em
 Meteorologia. Faculdade de Meteorologia. Universidade Fe-
 deral de Pelotas. Pelotas, 2005.

 1.Meteorologia. 2.Jatos de baixos níveis. 3.Camada imite
 planetária. 4.Contraste térmico. 5.Amazônia. 6.Pará.
 I.Campos, Claudia Rejane Jacondino de. II. Título.

CDD: 551.5098115

ADRIANO MARLISOM LEÃO DE SOUSA

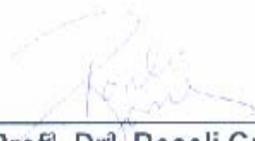
**ESTUDO OBSERVACIONAL
DE JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NO LITORAL NORTE E
NORDESTE DO PARÁ DURANTE O PERÍODO CHUVOSO
E SECO**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Pelotas, sob a orientação da Professora Doutora Cláudia Rejane Jacondino de Campos e Co-Orientação do Professor Doutor Edson José Paulino da Rocha, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia para obtenção do título de Mestre em Ciências (M.S.).

APROVADA: 16 de fevereiro de 2005



Prof^ª. Dr^ª. Cláudia Rejane Jacondino de Campos
(Orientadora)



Prof^ª. Dr^ª. Roseli Gueths Gomes



Dr. Marcelo Romero de Moraes
(Convidado Externo)

"Por mais forte,
duro e independente que possas ser,
sempre haverá um momento em
que precisarás de ajuda"

(anônimo)

DEDICATÓRIA

Aos meus amigos e em especial a minha família, a Raquel Bezerra e Tercila
Leão em (*memory*).

AGRADECIMENTOS

Aqui expresso sinceros agradecimentos pela grande ajuda recebida ao longo da realização do curso de Mestrado, primeiramente a DEUS pela força nos momentos difíceis.

A Dr^a. Claudia Campos pela brilhante orientação que ajudou na conclusão do presente trabalho;

Ao Dr. Edson José Paulino da Rocha pela oportunidade e confiança depositada em mim;

A Dr^a. Julia Cohen pela concessão dos dados e oportunidade de trabalharmos juntos, confiança e amizade durante os anos de UFPA;

Ao Dr. Leonardo de Sá pelos momentos de atenção e sugestões no decorrer do trabalho;

Aos participantes do Projeto DESMATA-LBA e do Projeto MILENIO-LBA, que forneceram os dados utilizados em especial o analista de sistemas Thiago Correa;

À coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES), pela bolsa de estudo sem a qual seria impossível a realização deste trabalho;

Aos professores do curso de Pós-graduação em Meteorologia da UFPEL, pelo auxílio e informações fornecidas no decorrer do curso;

Aos amigos que conquistei durante minha estada em Pelotas-RS, cujo apoio e incentivo moral ajudaram a superar diversos problemas;

A minha família pelo apoio moral e carinho o qual me mantiveram de cabeça erguida e com os pés no chão, em especial a Sr^a Raimunda Soares Leão (mãe) e Cosmo Gama de Sousa (Pai);

A família Carmona e em especial a minha namorada “Brenda” pelo apoio moral, paciência e carinho o qual me mantiveram com os pés no chão;

A família Cardoso, em nome do Sr Adão e Sr^a Jussara e seus filhos, Angélica, Sandro e Sergio pelo apoio e acolhida durante estes dois anos em Pelotas;

Ao Meteorologista José Guilherme pelas valiosas dicas do soft ware Grads;

Aos amigos, Kellen, Rodrigo, Edmir, Edna, Ten. Robson, Cap. Marcos, Alda, Sgt. Augusto pelos momentos juntos e apoio durante esta jornada.

Aos colegas do curso de Meteorologia, Diego, Rubinei, Luciana, Liziane, Marcelo, Marina, Catarina, Angélica e Maria pela amizade durante estes dois anos;

A Sr^a Sônia das Neves pelo apoio e incentivos nos momentos difíceis nesta estada em Pelotas.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE TABELAS	viii
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE SÍMBOLOS	xiv
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	xv
RESUMO	xvii
ABSTRACT	xviii
1 - <u>INTRODUÇÃO</u>	1
2 - <u>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</u>	4
2.1 – CAMADA LIMITE PLANETÁRIA (CLP)	4
2.1.1 – Evolução diurna da CLP	5
a. Camada Limite Convectiva	6
b. Camada Residual	8
c. Camada Limite Estável	8
2.2 – Jatos de baixos níveis (JBN)	9
2.2.1 – Regiões com ocorrência de JBN no mundo	12
2.2.2 – Regiões com ocorrência de JBN no Brasil	17
2.2.3 – Critérios de classificação dos JBN	20
2.3 – Linhas de Instabilidade (LI)	23
3 - <u>METODOLOGIA</u>	29
3.1 – Análise Observacional	29
3.1.1 – Sítio Experimental e Experimento de Campo	29
3.1.2 – Dados de Radiossondagens	31

3.1.3 – Seleção dos dias com ocorrência de JBN	34
3.2 – Estudo de caso: 22/04/02	35
3.2.1 – Modelos Global e ETA.....	38
3.2.2 – Modelo BRAMS.....	38
3.2.2.1 – Etapas e processos de inicialização do BRAMS	38
3.2.2.2 – Características do Cluster utilizado	40
3.2.2.3 – Descrição da simulação com o BRAMS	41
3.2.3 – Análises realizadas	43
4 – <u>RESULTADOS E DISCUSSÕES</u>	45
4.1 – Resultados observacionais.....	45
4.1.1 – Período chuvoso	45
4.1.2 – Período seco	56
4.1.2.1 – Ocorrência de JBN Duplos.....	71
4.1.3 – Período Chuvoso X Seco.....	76
4.2 – Estudo de caso: 22/04/02.....	77
4.2.1 – Análise observacional.....	77
4.2.2 – Imagens de satélite	81
4.2.3 – Análise com o climanálise	82
4.2.4 – Comparação entre os perfis simulados pelos modelos Global, ETA e BRAMS (G1 e G2) e aqueles observados.....	89
4.2.5 – Análise dos campos dos modelos Global, ETA e BRAMS (G1).....	90
4.2.6 – Análise dos campos do modelo BRAMS (G2) para o período de ocorrência do JBN.....	93
5 - <u>CONCLUSÕES</u>	107
6 – <u>SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS</u>	109
7 - <u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	110

LISTA DE TABELAS

TABELA 1: Critérios de classificação para JBN.....	23
TABELA 2: Radiossondas lançadas durante os experimentos dos períodos chuvoso (08/04 – 22/04/2002) e seco (27/10 – 15/11/2003).....	33
TABELA 3: Total de ocorrências de JBN observados no período chuvoso abaixo e acima de 500m.....	47
TABELA 4: Confronto entre a altitude do JBN e a Inversão de Temperatura...55	
TABELA 5: Total de ocorrências de JBN observados no período seco abaixo e acima de 500m.....	56
TABELA 6: Confronto entre a altitude do JBN e a Inversão de Temperatura...65	
TABELA 7: Dias e horas de ocorrências de JBN duplos durante o período seco.....	71
TABELA 8: Níveis relativos aos valores de altitude.....	79

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Divisão da troposfera.....	5
FIGURA 2 – Evolução diurna da CLP.....	6
FIGURA 3 – Locais de ocorrências de JBN em todo mundo.....	13
FIGURA 4 – Esquema da evolução da CLN com JBN.....	22
FIGURA 5 – Esquema da seção transversal de uma linha de estabilidade tropical.....	25
FIGURA 6 – Modelo conceitual da estrutura do escoamento de uma linha de estabilidade, em estágio maduro.....	27
FIGURA 7 – Localização do Município de Ajuruteua.....	30
FIGURA 8 – Localização da base de lançamento de radiossondagens dos experimentos.....	31
FIGURA 9 – Modelo da radiossonda Vaissala.....	32

FIGURA 10 – Lançamento na base experimental.....	32
FIGURA 11: Exemplo dos critérios de classificação dos JBN segundo Bonner (1968): (a) exemplo de JBN e (b) exemplo de Não JBN.....	36
FIGURA 12 – Fluxograma de funcionamento do modelo de mesoescala BRAMS.....	39
FIGURA 13 – Localização das grades de estudo.....	43
FIGURA 14 – Perfis verticais de velocidade do vento para os dias: (a) 08/04/02 as 18UTC, (b) 09/04/02 as 00UTC, (c) 14/04/02 as 00UTC, (d) 16/04/02 as 12UTC, (e) 21/04/02 as 18UTC, (f) 22/04/02 as 00UTC; (g) 22/04/02 as 06UTC.....	46
FIGURA 15 – Predominância do vento para os dias com ocorrência de JBN durante o período chuvoso.....	48
FIGURA 16 – Distribuição da altura dos JBN em função do horário de ocorrência dos JBN durante o período chuvoso.....	49
FIGURA 17 – Distribuição da frequência de ocorrência para o período chuvoso: (a) do tipo de JBN observado no período noturno e diurno, (b) JBN observados abaixo e acima de 500m e (c) horário de ocorrência dos JBN.....	51
FIGURA 18 – Perfis verticais de temperatura potencial (___) e razão de mistura (___) para os dias: (a) 08/04/02 as 18UTC, (b) 09/04/02 as 00UTC; (c) 14/04/02 as 00UTC, (d) 16/04/02 as 12UTC, (e) 21/04/02 as 18UTC, (f) 22/04/02 as 00UTC; (g) 22/04/02 as 06UTC.....	52
FIGURA 19 – Perfil vertical médio horário de θ (a) e R_m (b) para o período chuvoso.....	55
FIGURA 20 – Perfis verticais de velocidade do vento para os dias: (a) 27/10/03 as 18UTC, (b) 28/10/03 as 00UTC, (c) 28/10/03 as 06UTC, (d) 28/10/03 as 12UTC, (e) 28/10/03 as 18UTC, (f) 29/10/03 as 00UTC; (g) 29/10/03 as 06UTC, (h) 29/10/03 as 12UTC, (i) 29/10/03 as 18UTC, (j) 30/10/03 as 00UTC, (k) 30/10/03 as 06UTC, (l) 30/10/03 as 12UTC; (m) 30/10/03 as 18UTC, (n) 31/10/03 as 00UTC, (o) 08/11/03 as 12UTC, (p) 09/11/03 as 00UTC, (q) 09/11/03 as 06UTC, (r) 09/11/03 as 12UTC; (s) 10/11/03 as 12UTC, (t)	

11/11/03 as 00UTC, (u) 11/11/03 as 06UTC, (v) 11/11/03 as 12UTC, (w) 12/11/03 as 00UTC, (x) 12/11/03 as 06UTC.....57

FIGURA 21 – Predominância do vento para os dias com ocorrência de JBN durante o período seco.....61

FIGURA 22 – Distribuição da altura dos JBN em função do horário de ocorrência dos JBN durante o período chuvoso.....62

FIGURA 23 – Distribuição da freqüência de ocorrência para o período seco: (a) do tipo de JBN observado no período noturno e diurno, (b) JBN abaixo e acima de 500m e (c) horário de ocorrência dos JBN.....64

FIGURA 24 – Perfis verticais de temperatura potencial (___) e razão de mistura (___) para os dias: (a) 27/10/03 as 18UTC, (b) 28/10/03 as 00UTC, (c) 28/10/03 as 06UTC, (d) 28/10/03 as 12UTC, (e) 28/10/03 as 18UTC, (f) 29/10/03 as 00UTC; (g) 29/10/03 as 06UTC, (h) 29/10/03 as 12UTC, (i) 29/10/03 as 18UTC, (j) 30/10/03 as 00UTC, (k) 30/10/03 as 06UTC, (l) 30/10/03 as 12UTC; (m) 30/10/03 as 18UTC, (n) 31/10/03 as 00UTC, (o) 08/11/03 as 12UTC, (p) 09/11/03 as 00UTC, (q) 09/11/03 as 06UTC, (r) 09/11/03 as 12UTC; (s) 10/11/03 as 12UTC, (t) 11/11/03 as 00UTC, (u) 11/11/03 as 06UTC, (v) 11/11/03 as 12UTC, (w) 12/11/03 as 00UTC, (x) 12/11/03 as 06UTC.....66

FIGURA 25 – Perfil vertical médio horário de θ e R_m para o período seco.....70

FIGURA 26 – Evolução dos JBN Observados entre os dias (a) 27/10/03 as 18UTC a 12UTC do dia 28/10/03; (b) 28/10/03 as 18UTC a 12UTC do dia 29/10/03, (c) 29/10/03 as 18UTC a 12UTC do dia 30/10/03; (d) 30/10/03 as 18UTC a 00UTC do dia 31/10/03, (e) 09/11/03 as 00UTC a 12UTC; (f) 11/11/03 as 00UTC a 12UTC.....74

FIGURA 27 – Direção do vento durante a ocorrência do JBN do dia 22/04/02 as 00UTC.....77

FIGURA 28 – Diagramas SKEW-T LOG-P para os dias (a) 21/04/02 as 18UTC, (b) 22/04/02 as 00UTC e (c) 22/04/02 as 06UTC.....78

FIGURA 29 – Curvas hodógrafas para os dias (a) 21/04/02 as 18UTC, (b) 22/04/02 as 00UTC; (c) 22/04/02 as 06UTC.....79

FIGURA 30 – Evolução temporal dos JBN dos dias 21/04/02 as 18UTC a 22/04/02 as 06UTC.....	81
FIGURA 31 – Imagens de satélite no canal IR para o dia 21/04/02: (a) as 1115UTC, (b) as 1145UTC, (c) as 1245UTC, (d) as 1309UTC, (e) as 1315UTC, (f) 1445UTC; (g) as 1745UTC, (h) as 2045UTC, (i) 2115UTC, (j) as 2345UTC.....	83
FIGURA 32 - Imagens de satélite no canal IR para o dia 22/04/02: (a) as 0239UTC, (b) as 0245UTC; (c) as 0315UTC, (d) as 0339UTC, (e) as 0345UTC, (f) as 0409UTC, (g) as 0415UTC, (h) as 0539UTC; (i) as 0539UTC, (j) as 0645UTC, (k) 0745UTC, (l) as 0809UTC, (m) as 0815UTC, (n) as 0845UTC; (o) as 0915UTC, (p) as 1009UTC, (q) 1015UTC, (r) as 1039UTC, (s) as 1045UTC, (t) as 1109UTC; (u) as 1139UTC, (v) as 11455UTC, (w) 1309UTC, (x) as 1315UTC.....	84
FIGURA 33 – Perfil vertical da Velocidade do vento: (a) para o dia 21/04 as 12UTC, (b) para o dia 22/04 as 00UTC e (c) para o dia 22/04 as 12UTC. Para os modelos Global, ETA, BRAMS (G1 e G2) e o campo observado.....	95
FIGURA 34 – Perfil vertical de Temperatura potencial: (a) para o dia 21/04 as 12UTC, (b) para o dia 22/04 as 00UTC e (c) para o dia 22/04 as 12UTC. Para os modelos Global, ETA, BRAMS (G1 e G2) e o campo observado.....	96
FIGURA 35 – Seção vertical de umidade específica: (a) para o dia 21/04 as 12UTC, (b) para o dia 22/04 as 00UTC e (c) para o dia 22/04 as 12UTC. Para os modelos Global, ETA, BRAMS (G1 e G2) e o campo observado.....	97
FIGURA 36 – Transporte de umidade específica para o dia 21/04 as 12UTC no nível de 850hPa: (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (G1).....	98
FIGURA 37 – Vento e temperatura para o dia 21/04 as 12UTC no nível de 850hPa: (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (G1).....	99
FIGURA 38 – Transporte de umidade específica para o dia 22/04 as 00UTC no nível de 850hPa: (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (G1).....	100

FIGURA 39 – Vento e temperatura para o dia 22/04 as 00UTC no nível de 850hPa: (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (G1).....	101
FIGURA 40 – Transporte de umidade específica para o dia 22/04 as 12UTC no nível de 850hPa: (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (G1).....	102
FIGURA 41 – Vento e temperatura para o dia 22/04 as 12UTC no nível de 850hPa: (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (G1).....	103
FIGURA 42 – (a) Transporte de umidade específica, (b) Vento e temperatura e (c) Velocidade do vento e sua magnitude para o dia 21/04 as 18UTC no nível de 850hPa para a grade 2 do BRAMS.....	104
FIGURA 43 – (a) Transporte de umidade específica, (b) Vento e temperatura e (c) Velocidade do vento e sua magnitude para o dia 22/04 as 00UTC no nível de 850hPa para a grade 2 do BRAMS.....	105
FIGURA 44 – (a) Transporte de umidade específica, (b) Vento e temperatura e (c) Velocidade do vento e sua magnitude para o dia 22/04 as 06UTC no nível de 850hPa para a grade 2 do BRAMS.....	106

LISTA DE SÍMBOLOS

h	- Altura da Camada Limite Noturna (m)
T	- Temperatura em graus Kelvin (Graus)
u	- Componente Zonal do Vento ($m.s^{-1}$)
v	- Componente Meridional do Vento ($m.s^{-1}$)
Z	- Altura Geométrica acima do Solo (m)
Z_i	- Altura da Camada Limite Convectiva (m)
θ	- Temperatura Potencial em graus (K)
θ_v	- Temperatura Potencial Virtual em graus (K)
ρ	- Densidade do Ar ($Kg.m^{-3}$)
β	- Beta
c_{pd}	- Calor específico a pressão constante ($J K^{-1} Kg^{-1}$)
$(w'\theta_v')_o$	- Fluxo vertical de calor cinemático superficial ($m.s^{-1}K$)
m/s	- Metro por segundo
η	- Letra grega eta

LISTA DE ABREVIATURAS

ABLE	-Amazonian Boundary Layer Experiment
ABRACOS	- Anglo — Brazilian Amazonian Climate Observational Study
AL	- Atmosfera Livre
ARME	- Amazonian Research Micrometeorological Experiment
B&W	- Bonner e Whiteman
BRAMS	- Brazilian Regional Atmospheric Modeling System
°C	- Graus Celsius
Cbs	- Cumulonimbus
CCM	- Complexo Convectivo de Mesoescala
CiMeLA	- Circulação de Mesoescala no Leste da Amazônia
CLC	- Camada Limite Convectiva
CLE	- Camada Limite Estável
CLN	- Camada Limite Noturna
CM	- Camada Mistura
CLP	- Camada Limite Planetária
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CR	- Camada Residual
CSL	- continental squall lines
DESMATA	- Impacto do Desmatamento Junto ao Litoral Atlântico da Amazônia
EUA	- Estados Unidos da América
FURG	- Fundação Universidade Federal do Rio Grande

GEPR	- Grupo de Estudos em Previsão Regional Atmosférica
GOES	- Geostacionary Operational Environmental Satellite
GRADS	- Grid Analise Display System
hPa	- Hectopascal
INPE	- Instituto de Nacional Pesquisas Espaciais
JAN	- Jato de Altos Níveis
JBN	- Jato de Baixos Níveis
Km	- Quilômetro
Km ²	- Quilômetro Quadrado
Lat	- Latitude
LBA	- The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
LEC	- Fronteira Líder de Convecção
LI	- Linhas de Instabilidades
LIC	- Linha de Instabilidade Costeira
LIP	- Linha de Instabilidade que se propagam
Lon	- Longitude
N	- Norte
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
RAMS	- Regional Atmospheric Modeling System
RBLE	- Rondônia Boundary Layer Experiment
Rm	- Razão de Mistura
s	- Segundo
S	- Sul
SCM	- Sistemas Convectivos de Mesoescala
SW	- Sudoeste
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
TSR	- Região Estratiforme Traseira
TVM	- Modelo Numérico não Hidrostático
UTC	- Coordenada de Tempo Universal
UFPA	- Universidade Federal do Pará
W	- West (oeste)
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical

RESUMO

SOUSA, ADRIANO MARLISOM LEÃO.M.S., Universidade Federal de Pelotas, Fevereiro, 2005. **ESTUDO OBSERVACIONAL DE JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NO LITORAL NORTE E NORDESTE DO PARÁ DURANTE O PERÍODO CHUVOSO E SECO.** Orientadora: Prof^a. Dra. Claudia Rejane Jacondino de Campos e co-orientador: Prof. Dr. Edson Paulino da Rocha.

Neste estudo descreve-se as características da estrutura vertical dos Jatos de Baixos Níveis (JBN), fenômeno próprio da Camada Limite utilizando-se para tal dados das radiossondagens de Ajuruteua Município de Bragança coletados durante os Experimentos DESMATA e CiMeLA realizados nos períodos de 08 a 22 de abril de 2002 e de 27 de outubro a 15 de novembro de 2003, respectivamente. Utilizou-se também o modelo numérico de mesoescala BRAMS para simular a estrutura espacial e temporal do JBN em resposta as forçantes físicas associadas as condições superficiais. Os resultados observacionais indicaram que os JBN ocorrem com mais frequência durante a noite, com intensidades variando entre 8 e 10m/s localizados em torno de 600m acima da superfície, durante o período chuvoso. Dos casos ocorridos 70% localizaram-se acima de 500m e estavam direcionados de NE-E no ponto de máxima velocidade. Para o período seco a velocidade dos JBN variou de 12 e 15m/s e os mesmo estavam localizados em torno de 800m, sendo que 55% dos casos ocorreram durante a noite e 91,7% dos casos ocorreram acima de 500m. Os resultados numéricos indicaram que os JBN localizados no litoral Paraense são resultado da ação combinada de dois fatores: (1) oscilação inercial e (2) baroclinidade superficial. Estes dois fatores combinados sustentaram os JBN com intensidades entre 10 e 13m/s durante o dia e entre 14 e 16m/s durante a noite, localizados a uma altitude em média de 800m acima da superfície. O JBN simulado numericamente pelos modelos Global, ETA e BRAMS encontrava-se localizado em 850hPa, sendo sua altura superestimada em 7,7% em relação a altura observada na sondagem que foi em 920hPa. Observou-se também que o modelo BRAMS superestimou a velocidade do JBN selecionado para estudo de caso em 3%, possivelmente isso foi causado por instabilidade superficial e problemas de rugosidade no modelo.

Palavras Chave: Jatos de baixos níveis, camada limite planetária, contraste térmico e Amazônia.

ABSTRACT

SOUSA, ADRIANO MARLISOM LEÃO.M.S., Universidade Federal de Pelotas, February, 2005. **STUDY OBSERVATIONAL OF LOW LEVEL JET IN THE COAST NORTH AND NORTHEAST OF PARÁ DURING THE RAINY AND DRY PERIOD.** Adviser: Prof^a. Dra. Claudia Rejane Jacondino de Campos e co-adviser: Prof. Dr. Edson Paulino da Rocha.

This work one describes the characteristics of the vertical structure of the Low-Level Jets (LLJ), proper phenomenon of the Boundary layer using itself for such data of the rawinsondings of Ajuruteua City of Bragança collected during the Experiments DESMATA and CiMeLA carried through in the periods of 08 the 22 of April of 2002 and 27 of October the 15 of November of 2003, respectively. The numerical model of mesoescala BRAMS was also used to simulate the space and temporal structures of the JBN in reply to the physical force associates the superficial conditions. The observationais results had indicated that the JBN occur with more frequently during the night, with intensities varying between 8 and 10m/s located around 600m above of the surface, during the rainy period. Of occurred cases 70% they had beed situated above of 500m and were directed of NE-E in the point of maximum speed. For the dry period the speed of the JBN varied of 12 and 15m/s and exactly was located around 800m, being that 55% of the cases had occurred during the night and 91.7% of the cases had occurred above of 500m. The numerical results had indicated that the JBN located in the Paraense coast are resulted of the agreed action of two factors: (1) inertial oscillation and (2) superficial baroclinidad. These two agreed factors had supported the JBN with intensities between 10 and 13m/s during the day and between 14 and 16m/s during the night, located to an altitude in average of 800m above of the surface. The JBN simulated numerically for the models Global, ETA and BRAMS located in 850hPa, being its height overestimated in 7,7% in relation the height observed in the sounding that was in 920hPa. This was also observed that model BRAMS overestimated the speed of the JBN selected for study of case in 3%, possibly was caused by superficial instability and problems of rugosed in the model.

Key words : Low-level jet, planetary boundary layer, thermal contrast and Amazonian.

1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, a Amazônia tem sido foco de atenção mundial devido à sua riqueza mineral, à sua grande biodiversidade de espécies florestais, animais e também pelos efeitos que o desmatamento em grande escala pode provocar no clima local, regional e global e nos ciclos biogeoquímicos.

Segundo um levantamento de desmatamento na Amazônia Brasileira feito pelo Instituto nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), as taxas anuais são de aproximadamente 0,40% para os anos de 92/94, 0,81% para 94/95, 0,51% em 95/96 e de 0,37% ($13227 \text{ km}^2 \cdot \text{ano}^{-1}$) em 96/97, e para o ano de 98 cerca de 0,47%. A taxa de desmatamento do estado de Rondônia foi de 1,46% em 92/94, 2,75% para 94/95, 1,45% para 95/96 e de 1,18% em 96/97. Como consequência deste intenso desmatamento, áreas que antes eram de floresta nativa tornam-se grandes regiões de pastagens, alterando diretamente as trocas de calor, vapor d'água e momentum entre a superfície e a atmosfera. No total, estima-se que já foram desmatados cerca de 536000 km^2 de área de floresta tropical.

Com o intuito de verificar as alterações resultantes no clima regional e global devido à substituição da floresta natural por superfícies desmatadas, vários estudos observacionais sobre a estrutura da Camada Limite Planetária (CLP) e entre outros, vem sendo realizado na região de floresta tropical da Amazônia. Dentre eles temos alguns experimentos de coletas de dados como por exemplo:

- ABLE (*Amazonian Boundary Layer Experiment*), realizado na Amazônia Central (Manaus, AM) em 1985 (ABLE 2A) e 1987 (ABLE 2B), (GRECO et al, 1990);

- ARME (*Amazonian Research Micrometeorological Experiment*), realizado na Amazônia Central nos anos de 1983 a 1985, (SHUTTLEWORTH, 1988);
- ABRACOS (*Anglo — Brazilian Amazonian Climate Observational Study*), realizado na Amazônia Central (Manaus, AM), Ocidental (Marabá, PA) e Oriental (Ji-Paraná, RO) em 1990 e 1994, (CULF et al, 1995);
- RBLE (*Rondonia Boundary Layer Experiment*), realizado em Rondônia no período 1992-1994, (FISCH, 1996);
- DESMATA-LBA (Impacto do Desmatamento Junto ao Litoral Atlântico da Amazônia) realizado no litoral norte-nordeste do Pará durante o período chuvoso (08 a 22 de abril de 2002), (COHEN, 2001) e
- CiMeLA-LBA (Circulação de Mesoescala no Leste da Amazônia) realizado no litoral norte e nordeste do Pará durante o período seco (27 de outubro a 15 de novembro de 2003), (<http://www.mileniolba.ufpa.br/cintensiva.php>).

Os dois últimos experimentos fazem parte do programa de pesquisa integrante do projeto LBA — *The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (NOBRE, 1999) — e do Instituto do Milênio (<http://lba.cptec.inpe.br/lba/>). Foram aprovados como um sub-projeto do Milênio-LBA na Universidade Federal do Pará — UFPA.

Numerosos são os fenômenos que se desenvolvem na CLP associados a forçantes, tais como radiação, convecção, subsidência, turbulência e advecção. Dentre estes fenômenos tem-se os Jatos de Baixos Níveis (JBN), que podem atuar como fonte principal na geração de turbulência devido à intensificação do cisalhamento do vento e também da forçante advectiva, uma vez que transportam propriedades termodinâmicas na horizontal. O comportamento dos JBN tem sido objeto de várias pesquisas, nas áreas de meteorologia aeronáutica, poluição atmosférica, meteorologia de mesoescala (associados a Complexos Convectivos de Mesoescala – CCM e Linhas de Instabilidades - LI), meteorologia sinótica (associados a sistemas frontais), dentre outros.

A ocorrência de JBN é registrada em todos os continentes, onde são classificados como movimentos do ar em mesoescala β , com escala horizontal característica entre 20 e 200 km e contidos nos três primeiros quilômetros da

atmosfera, onde uma forte oscilação diurna no campo do vento é seguida por aceleração noturna (WU e RAMAN, 1997).

A evolução temporal do vento no período noturno, na camada onde se encontra o JBN, difere da evolução na superfície, onde o resfriamento radiativo implica no aparecimento de uma inversão térmica de superfície. Neste caso, desenvolve-se uma CLP estratificada estável, caracterizada por um desacoplamento em relação às camadas superiores, tendo como resultado ventos fracos bem junto à superfície no período noturno e a presença de JBN acima da CLP estável.

Na América do Sul, principalmente a leste dos Andes, os JBN interagem com sistemas de mesoescala e de escala sinótica (SELUCHI et al, 2003 e MARENGO et al, 2004). Dentro deste contexto, este trabalho teve por objetivo estudar as características dos JBN observados na costa norte e nordeste do Pará, durante os períodos chuvoso e seco dos experimentos DESMATA e CiMeLA, respectivamente. Para tal, foram utilizados os dados das sondagens obtidas durante os dois experimentos.

Para o caso do dia 22/04/02, que foi o JBN mais intenso observado pelas radiossondagens no período chuvoso, tivemos como objetivo específico:

- Simular com os modelos Global, ETA e BRAMS;
- Confrontar os resultados experimentais com os simulados.

Para tal, utilizou-se o modelo regional BRAMS (PIELKE *et al*, 1992; COTTON et al, 2003), imagens de satélites GOES-8 e dados dos modelos Global e ETA (CPTEC-INPE).

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – Camada Limite Planetária

A atmosfera é usualmente dividida em camadas em função do perfil vertical médio de temperatura. A camada mais baixa da atmosfera, a troposfera, que é caracterizada por apresentar uma diminuição da temperatura com a altura, pode atingir a profundidade superior à 12km. A parte mais baixa da troposfera, que é diretamente afetada pela superfície da terra, é conhecida como Camada Limite Planetária e surge devido à interação entre a atmosfera e a superfície da terra. Segundo alguns autores (ARYA, 1988; STULL, 1988), a CLP pode ser definida como a camada de ar acima da superfície da terra na qual os efeitos da superfície são sentidos diretamente numa escala de tempo menor do que um dia e na qual fluxos de “momentum”, calor e massa são transferidos pelos movimentos turbulentos numa escala da ordem da profundidade da CLP ou menos. Portanto a CLP é aquela parte mais baixa da atmosfera, vizinha à superfície da terra (FIGURA 1).

A parte superior da troposfera, região que fica acima da CLP, é chamada de Atmosfera Livre (AL) e o fluxo de ar nesta camada é não turbulento.

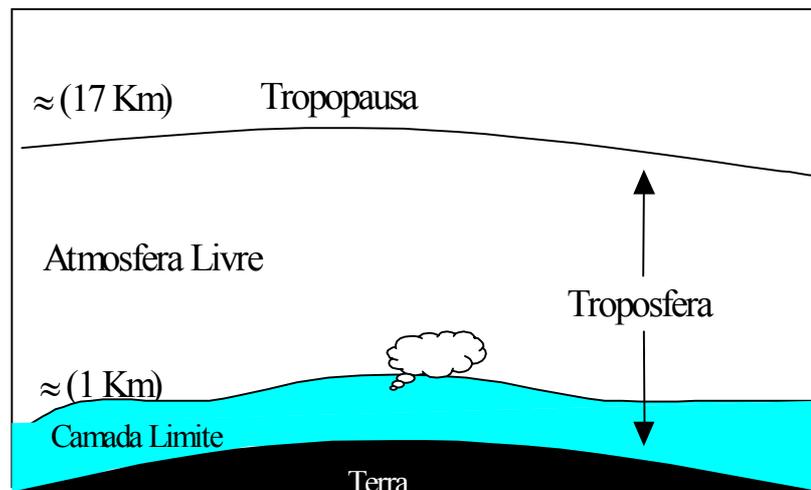


FIGURA 1: Divisão da Troposfera. Fonte: Adaptada de Stull (1988)

Segundo Garrat (1992), a CLP possui características que variam com a altura e, portanto, pode ser classificada a partir da superfície em: Camada Limite Laminar ou Subcamada Interfacial (a qual possui poucos milímetros de espessura, onde a difusão molecular é um importante processo de transferência de calor e massa entre a superfície e o ar), Camada Limite Superficial (onde o fluxo de ar é principalmente dependente das características da superfície e é pouco afetado pelo movimento de rotação da Terra – efeito de Coriolis e possui poucos metros de altura) e Camada de Ekman (onde o fluxo de ar depende muito pouco da natureza da superfície e é bastante influenciado pelo movimento de rotação da Terra).

2.1.1 - Evolução Diurna da CLP

A evolução diurna da CLP é controlada pelos transportes turbulentos induzidos pela diferença de temperatura entre a atmosfera e a superfície terrestre (produção térmica) e pelos ventos em baixos níveis (produção mecânica). Segundo Stull (1988), sobre a superfície terrestre e nas regiões de alta pressão, a Camada Limite Planetária tem uma estrutura temporal bem definida durante o dia.

Normalmente, em um período de 24h, a CLP pode ser classificada quanto aos seus forçantes como: Camada Limite Convectiva - CLC (ou Camada de Mistura - CM), Camada Residual (CR) e Camada Limite Estável (CLE), mas deve-se salientar que, quando as nuvens estão presentes na Camada de Mistura, esta é subdividida em camada de nuvens e subcamada de nuvens (FIGURA 2).

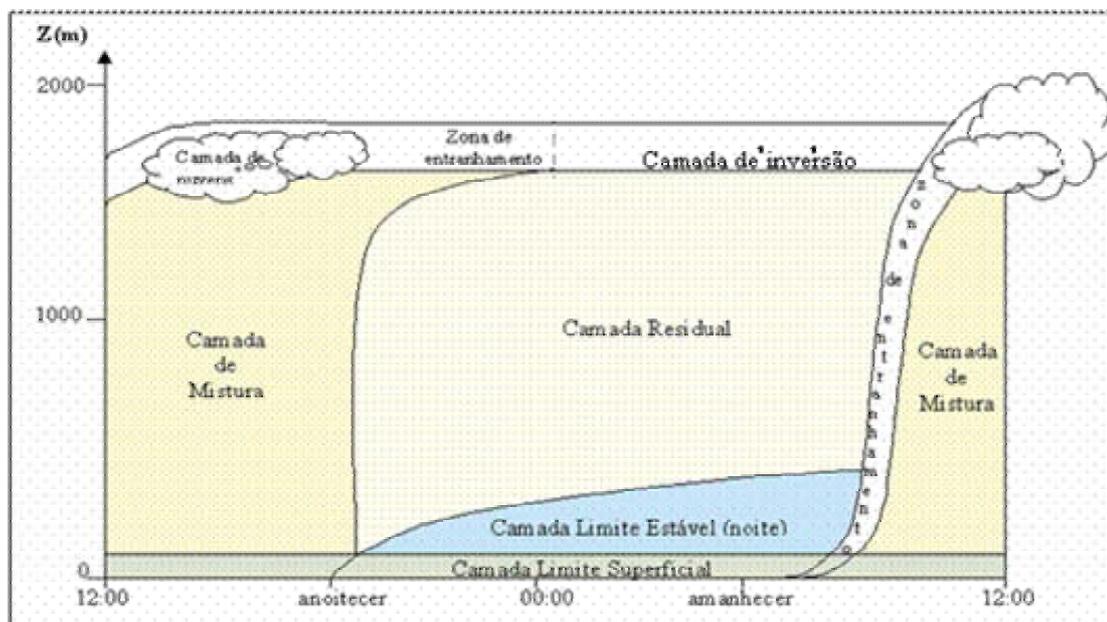


FIGURA 2: Evolução diurna da CLP. Fonte: Adaptada de Stull, (1988)

a) Camada Limite Convectiva (CLC)

Ao amanhecer, o fluxo vertical de calor que ocorre no sistema Terra-atmosfera é positivo, ou seja, aponta para cima. Isto ocorre porque a radiação advinda do Sol acaba por atingir a superfície da Terra, aquecendo-a, antes que o ar tenha sido aquecido, por ser mal condutor de calor. Assim a Terra, mais quente que a atmosfera, cede calor sensível por condução para o ar em contato com ela, gerando um fluxo vertical de calor sensível positivo, denominado H . O ar aquecido torna-se mais leve que o ar logo acima (mais frio) e, por isto, tende a subir; enquanto o ar mais frio tende a descer e também a se aquecer devido ao contato com a superfície. Este movimento convectivo ocorre sucessivamente dando

origem à **Camada Limite Convectiva**. Sendo assim, a turbulência existente nesta camada é, na sua maior parte, produzida por efeito térmico, podendo também ser gerada por células convectivas e pelo cisalhamento do vento. Para o ar úmido, o fluxo vertical de calor sensível pode ser escrito como $H = \rho c_{pd} (\overline{w'\theta_v'})_0$, onde ρ é a densidade do ar, c_{pd} é o calor específico à pressão constante e $(\overline{w'\theta_v'})_0$ é o fluxo vertical de calor cinemático superficial. A CLC atinge uma altura típica de 1000 a 2000m no meio da tarde; acima deste limite tem-se a camada de inversão que atua como uma tampa, suprimindo os movimentos verticais e restringindo o domínio da turbulência. Somente em 10%, ou menos, da CLC há a ocorrência de gradientes de velocidade do vento médio, de direção do vento e temperatura, sendo que nos 90% restantes, a forte mistura convectiva suaviza quase todas as variações verticais nos principais perfis (velocidade, direção do vento e temperatura). Pode-se, desta forma, definir a CLC como aquela região da atmosfera que se estende do solo ($z=0$) até a base de uma inversão elevada ($z=z_i$), e que é caracterizada por uma forte mistura vertical impulsionada pelo fluxo vertical de calor positivo.

Segundo Caughey (1981) e Garrat (1992), a estrutura média da CLC quase estacionária, como existe quase no final da manhã ou da tarde sobre a terra, ou ainda sobre o mar durante a entrada de ar frio, por exemplo, pode ser estruturada em: camada superficial, camada de convecção livre¹, camada de mistura e camada interfacial de entranhamento.

Vários pesquisadores encontraram para a região próxima de Manaus, uma profundidade média para a CM de 1200 m em torno das 13 horas local. Fisch (1996) observou que, na região de Ji-paraná em Rondônia, a CM na área de pastagem apresenta-se bem mais desenvolvida e com maior mistura vertical (2000-2200m) do que em regiões de florestas (1000-1200m), pois o aquecimento da superfície é mais intenso, contribuindo assim com um aumento de energia disponível para os processos convectivos.

¹ **Convecção Livre** - Movimentos internos organizados dentro de uma camada de ar, produzindo o transporte vertical de calor. A convecção é essencial para a formação de muitas nuvens, localizadas na atmosfera livre.

Souza (1997) e Tota (1998) determinaram também a altura média da CM em áreas de pastagem e floresta em Ji-Paraná. Os resultados destes estudos mostraram que a CM na área de pastagem é aproximadamente 86% mais espessa do que na área de floresta.

b) Camada Residual (CR)

A CR inicia a sua formação aproximadamente meia hora antes do pôr-do-sol quando o fluxo de calor do solo cessa e começa um processo de decaimento dos grandes turbilhões que formam a CLC. A camada de ar resultante é denominada CR devido às suas variáveis de estado e concentrações iniciais serem as mesmas da CLC previamente existente. A CR não tem contato direto com a superfície terrestre, porém tem sua base modificada pelo avanço da camada estável durante o decorrer da noite. O restante da CR não é afetada pelo transporte turbulento e propriedades relacionadas com a superfície. Isto faz com que esta camada não se adapte completamente às definições de CLP, as quais afirmam que a atmosfera é considerada CLP até a altura na qual há influência da superfície no escoamento do ar.

c) Camada Limite Estável ou Noturna (CLE ou CLN)

Experimentos mostram que meia hora antes do pôr-do-sol o fluxo turbulento de calor torna-se negativo de modo que o forçante básico que mantém a estrutura da CLC desaparece. Em consequência, o resfriamento da superfície da terra, por radiação de ondas longas, torna-se importante e inicia-se a formação de uma CLE.

Na CLE, após a mudança do sinal do fluxo de calor na superfície, a turbulência começa a decair e passa a ser dominada por pequenos turbilhões isotrópicos, resultando em uma estrutura turbulenta estável estratificada, a qual é fortemente influenciada pela taxa de resfriamento radiativo e pela taxa de advecção da turbulência mecânica.

A competição entre estes dois mecanismos de resfriamento, o radiativo e o turbulento, determina de modo relevante os padrões dominantes de uma CLE. Na

situação de domínio do resfriamento radiativo, a inversão de temperatura no topo da camada é acentuada e a turbulência é fraca e intermitente, levando a um desacoplamento entre as diferentes partes da CLE e assim colaborando para a formação de Jatos de Baixos Níveis. Neste caso a CLE é considerada muito estável. Na situação oposta, quando predomina o resfriamento turbulento², a presença de turbilhões tende a gerar uma camada de mistura que acopla as diferentes partes da CLE gerando uma CLE pouco estável.

A presença destes mecanismos forçantes distintos complica de um modo significativo a descrição da CLE. O vento nesta camada tem características muito complexas, já que sua direção é influenciada pela topografia local e sua velocidade é governada pelo efeito da fricção e entranhamento.

2.2 – Jatos de Baixos Níveis

Vários autores têm estudado os JBN, fenômeno com alguns mecanismos peculiares de formação, evolução e dissipação.

A terminologia JBN foi introduzida pela primeira vez por Means (1952) para descrever uma zona de forte escoamento de sul abaixo do nível de 700hPa, em um estudo de distribuição horizontal do vento em baixos níveis na região centro-sul dos Estados Unidos.

Uma definição mais completa dos JBN seria: corrente de movimento do ar rápido com velocidades máximas médias entre 10 e 20m/s, localizada em geral em alturas entre 100 e 2000m, podendo ser observada também em alturas maiores dentro da CLP (BONNER, 1966).

De um ponto de vista dinâmico, os jatos podem ser considerados como uma resposta complexa do escoamento ao ciclo diurno da forçante térmica na CLP, apresentando um máximo bem definido no perfil vertical da velocidade.

Os JBN são fenômenos próprio da CLP e, segundo a classificação de escalas horizontais para diferentes processos atmosféricos proposta por Orlanski

² **Resfriamento Turbulento** - Movimentos irregulares e abruptos na superfície, causados por perda de calor da superfície para o meio, pelo deslocamento de pequenos redemoinhos na corrente de ar.

(1975), esse fenômeno se enquadra na escala Meso- β , ou seja, com duração de 1 hora até 1 dia e estendendo-se de 20km a 200km.

Investigações feitas por diversos autores, mostram que existem vários fatores, isolados ou em conjunto, que podem influir na formação dos JBN. Kraus, et al (1985), citam os seguintes fatores: a baroclinidade em escala sinótica associada às situações meteorológicas, a baroclinidade associada com superfícies inclinadas, acelerações advectadas no campo do vento, divisão brusca, canalização e confluência em torno de barreiras montanhosas, brisa terrestre e marítima, ventos de vale e montanha e oscilações inerciais no campo de vento.

Segundo Stensrud (1996), os mecanismos físicos formadores dos JBN são cinco e dependem diretamente do ambiente:

a) Oscilação Inercial

Durante o dia, o vento na CM é subgeostrófico devido ao forte arrasto friccional no terreno. Após o pôr do sol, quando a turbulência cessa, o gradiente de pressão tende a acelerar o vento da costa tornando-o geostrófico. Entretanto, a força de Coriolis induz uma oscilação inercial no vento, fazendo com que ele se torne supergeostrófico durante a noite (BLACKADAR, 1957). Este autor supôs que é a variação diurna da viscosidade da contracorrente que leva à formação dos JBN.

b) Baroclinidade Superficial

Em regiões onde há uma mudança significativa nas características da superfície, assim como acontece em regiões costeiras, as diferenças horizontais dos fluxos de calor sensível e latente produzem forte baroclinidade em baixos níveis dentro da CLP. Essa região de baroclinidade produz JBN através de forçantes geostróficas, onde os JBN são orientados paralelo ao gradiente horizontal de temperatura em baixos níveis (DOYLE e WARNER, 1993). Os JBN produzidos através desse mecanismo podem ser relativamente constantes durante todo o dia, se associados com gradientes de temperatura constantes encontrados próximos a contrastes térmicos. Entretanto, em regiões onde o fluxo

superficial tem um comportamento diurno, semelhante ao da superfície de contraste térmico, ocorrem mudanças significativas nas velocidades dos JBN.

Os JBN também podem ocorrer devido aos efeitos de baroclinidade produzidos por terrenos complexos, como foi proposto primeiramente por Bleeker e André (1951) e analisado por Holton (1967) e Lettau (1967).

c) Efeito do Terreno

Aquecimento diurno em regiões de terreno complexo produz sistemas de vento de vale que podem gerar JBN. Pamperim e Stilke (1985) mostram um JBN que se desenvolveu na entrada do Vale Inn da Áustria devido a um sistema de vento que desce o vale. Esse JBN atingiu sua velocidade máxima de 14m/s a 200m ao nascer do sol.

Características do terreno também podem criar túneis de vento como os descritos por Wexler (1961) em associação aos JBN das Grandes Planícies Americanas.

d) Forçante Isalobárica

Ao final dos anos 60, tornou-se aparente que há uma relação entre os jatos em altos níveis (JAN) e os JBN (REITER, 1969). Alguns JBN parecem desenvolver-se em associação com uma forçante de escala sinótica e uma oscilação mínima diurna que se estende acima da CLP. Uccellini e Johnson (1979) documentaram um caso onde um JBN desenvolveu-se dentro da parte mais baixa de uma circulação ageostrófica³ transversal à região de saída de um JAN. Os autores identificaram que os JBN se intensificaram devido a um acréscimo da componente isalobárica do vento nas camadas mais baixas.

e) Deslocamento da Parcela Vertical

Uccellini et al (1987), simulando com um modelo numérico um ciclone descobriram que um JBN com velocidades acima de 30 m/s se desenvolvia em

³ **Circulação Ageostrófica** – É chamado assim a circulação vertical que ocorre quando o ar quente ascende na frente da parte dianteira, e o ar frio desce na parte de traz. Este tipo de circulação suporta uma situação do frontogênese.

resposta ao deslocamento vertical da parcela de ar dentro do ambiente baroclínico. À medida que as parcelas de ar se aproximavam do ciclone em desenvolvimento vindo do nordeste, uma mudança na força do gradiente de pressão era observada. Enquanto essa mudança era pequena na horizontal, ela era bem maior na vertical, embora as parcelas de ar se movessem através da região com baroclinidade associada com o sistema frontal costeiro.

Como podemos observar, existem diversos fatores de geração de JBN com características bem diferentes e, em algumas situações, essas forçantes coexistem na formação do JBN.

2.2.1 – Regiões com Ocorrência de JBN no Mundo

De acordo com Stensrud (1996), a ocorrência de JBN é registrada em todos os continentes (FIGURA 3), embora os mais conhecidos e freqüentes ocorram na:

- América do Norte (BONNER, 1968; DOUGLAS, 1995)
- América do Sul (VIRJI, 1981; CARDENAS, 1990; CORREA, 2002)
- África (FINDLATER, 1969; ARDANUY, 1979; KELBE, 1988; JURY e TOSEN, 1989)
- Austrália (WILSON, 1975; BROOK, 1985; KEENAN et al, 1989; MAY, 1995)
- Ásia (FINDLATER, 1969; TAO e CHEN, 1987)
- Antártica (SCHWERDTFEGGER, 1975; CHIBA e KOBAYASHI, 1986).

Estas regiões de freqüente ocorrência dos JBN estão localizadas próximas de regiões montanhosas, regiões onde existem um forte gradiente de temperatura e regiões de contraste térmico (terra-mar).

Vários pesquisadores vêm estudando os JBN desde os anos 50, com o objetivo de melhor entender este fenômeno que atua com bastante freqüência na CLP. Na seqüência alguns destes estudos são citados.

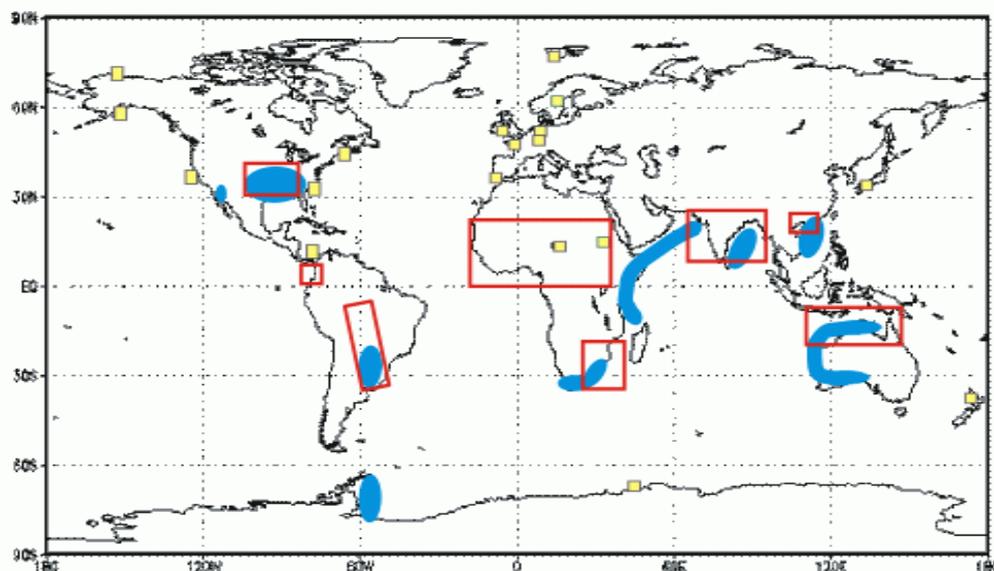


FIGURA 3: Locais de ocorrência de JBN em todo mundo. Fonte: Stensrud, 1996.

Means (1952), foi um dos primeiros pesquisadores a estabelecer uma relação entre a distribuição de tempestades e a ocorrência de JBN sobre terrenos complexos da Grande Planície Central dos Estados Unidos.

Blackadar (1957) observou que se a velocidade do vento é supergeostrófica, isso sugere que uma oscilação inercial é induzida quando a força imposta pela mistura diurna é liberada pela iniciação da inversão após a ocorrência do JBN.

Wexler (1961) mostrou uma relação entre o JBN e a corrente do Golfo do México. Ele sugeriu que as Montanhas Rochosas fazem o papel de uma fronteira oeste para a circulação de alta pressão das Bermudas. Em algumas condições, a formação do JBN é favorecida (forçado pela grande escala) quando a alta subtropical está bem desenvolvida a oeste das Montanhas Rochosas Americanas. Então, o transporte para oeste do ar que provém da região do Caribe é grande, e a corrente de leste será deflectada para norte, perto da barreira montanhosa, fornecendo quantidade abundante de ar para a forte corrente de sul, à leste das Montanhas Rochosas.

Barad (1961) sugeriu a existência de uma associação entre o JBN e a produção de tempestades noturnas e linhas de instabilidade (LI) no meio oeste

dos Estados Unidos. Posteriormente foi feito um estudo da importância deste fato, promovendo regiões com convergência num raio de 450km localizada no estado de Omaha nos EUA.

Gerhardt (1963) discutiu uma associação do JBN com as LI e sistemas frontais na mesoescala. Dados foram utilizados de 12 níveis de temperatura e velocidade do vento sobre uma torre micrometeorológica em Dallas (Texas). Sendo estes dados examinados durante a passagem de uma LI na região.

Bonner (1968) estabeleceu uma climatologia dos JBN para a região das Grandes Planícies dos Estados Unidos. Neste estudo foram utilizados dados de radiossondagens de janeiro de 1959 a dezembro de 1960, de 47 estações espalhadas pelos EUA, as quais foram lançadas em dois horários sinóticos preestabelecidos (00 e 12 UTC), com estes dados foi estabelecida uma climatologia básica e a cinemática dos JBN na Planície do Centro-Oeste Norte-Americano. Essa climatologia mostrou que os JBN são mais frequentes sobre a grande Planície, com frequência máxima de ocorrência sobre as localidades de Oklahoma e Kansas. O jato médio é direcionado de SW, com máxima velocidade entre 18 e 24 m/s abaixo de 500 m e são mais frequentes nos meses de agosto e setembro, no final do verão e início do outono nos EUA. Com esta climatologia este autor estabeleceu um critério de classificação dos JBN baseado em estudos estatísticos de observação. Definiu a ocorrência de um JBN quando o vento máximo é igual ou superior a 12m/s e apresenta um decréscimo de 6m/s ou mais, deste nível até 3km de altura. Posteriormente ele dividiu a CLP em 3 camadas de maior ocorrência dos JBN assim distribuídas: a) 0-500 m, b) 500-1000 m e c) 1000-1500m. Os resultados mostraram que a máxima velocidade do vento ocorre com mais frequência na camada entre 0 e 500m de altura nos Estados Unidos.

Este autor abriu o caminho com a sua climatologia básica para vários estudos de caso e também para outras climatologias com maior resolução espacial e temporal.

Browning et al (1970) observaram em um estudo de incremento da precipitação por sistemas frontais, que a umidade pré-frontal estava confinada em baixos níveis na CLP e era diretamente transportada por um JBN.

Hart et al (1978) observaram um jato noturno de baixo nível no dia 4 de julho de 1977 a partir de medidas feitas usando uma aeronave. O jato noturno estava localizado abaixo de 2km de altura com um máximo de 24m/s e tinha uma forte camada de cisalhamento horizontal à oeste do núcleo, o qual localizava-se perto da costa leste da África.

Djuric et al (1980) observaram a origem de JBN durante o inverno de 1974, com ventos de sul sobre os Altos Planos do Colorado, Kansas, e de oeste em Oklahoma e Texas. As suas características principais são: jatos direcionados de sul, transportando umidade rapidamente em direção ao Golfo, com máxima velocidade do vento próximo de 25m/s.

Brook (1985) encontrou JBN noturnos em 19% das noites de inverno de 1985 na Austrália com picos máximos as 24HL (Hora Local) e às 05HL. Definindo estes jatos quando as suas velocidades ultrapassavam o valor geostrófico.

Parish et al (1988) fizeram um estudo de caso sobre a dinâmica e cinemática da evolução dos JBN, durante o verão de 1983, nas Grandes Planícies Americanas utilizando um radar altimétrico⁴. Os dados indicaram que o desacoplamento friccional e a oscilação inercial foram os principais fatores geradores dos JBN.

Stull (1988) em seu livro, reconhece a existência de um JBN, quando ocorre uma velocidade do vento máximo que seja maior em 2 m/s do que o vento que se encontra acima deste nível e que esteja dentro dos primeiros 1500 m da camada limite.

Savijarvi (1991) analisando a variação diurna do vento utilizando um modelo numérico bidimensional de mesoescala, obteve uma boa aproximação entre os dados observados e os simulados. O modelo indicou que o principal mecanismo de formação dos JBN nas Planícies Americanas, em média, é a oscilação inercial devido ao desacoplamento friccional após o pôr-do-sol.

Kotroni et al (1994) fizeram um estudo dinâmico e termodinâmico dos JBN ocorridos no NW da Europa durante o Experiment FRONTS em 1987 e 1988

⁴ **Radar Altimétrico** - É um radar com alvos meteorológicos detectados pelo feixe em um plano vertical com um determinado azimute ou altura.

(CLOUGH, 1987) e observaram que sua ocorrência estava associada a uma estreita faixa na banda de chuva de uma frente fria, que se estendia por cerca de 150Km com velocidade máxima excedendo os 30m/s localizada a uma altura de 1100m.

Chen et al (1994) observaram que durante os dias 31 de maio a 2 de junho de 1987 um centro de baixa pressão desenvolveu-se próximo a 28°N e 102°E no Platô Tibetano, produzindo muita precipitação sobre o sudeste da China. As 00 UTC do dia 1 de junho, foi detectado um JBN que se encontrava entre os níveis de 850-700hPa com velocidades entre 15 e 20m/s, respectivamente.

May (1995) observou, durante os anos de 1991 e 1992, um JBN noturno na Austrália, de escala continental, ocorrendo no norte australiano em uma região de topografia razoavelmente plana formando uma pista de vento de 100m de largura por 100km de extensão. A sua análise observacional dispôs de um perfilador de vento instalado na região do Monte Isa (nordeste da Austrália), mostrando que este JBN estava claramente associado a uma oscilação inercial sobre o escoamento ageostrófico diurno da CLP. Além disso, houve um amortecimento da intensidade do vento no JBN durante a madrugada após as 4HL, que não é inercial.

Douglas (1995) utilizando dados médios obtidos durante 35 dias de observações com balão piloto durante o projeto (SWAMP-1990), verificou que em 75% dos dias disponíveis observou-se um JBN direcionado de sul bastante intenso, posicionado paralelo ao eixo do Golfo do México com máxima velocidade localizada a 300 m acima da superfície.

Mitchell et al (1995) fizeram um estudo climatológico de ocorrência de JBN sobre as Grandes Planícies na parte central dos Estados Unidos, utilizando dados observacionais de abril a setembro de 1993, onde encontraram jatos com velocidades superiores a 20 m/s e direcionados de sul durante as noites.

Wu et al (1997) fizeram um estudo utilizando um modelo de mesoescala, para o período de 13 a 26/06/1993, para investigar a formação e a estrutura de circulações de mesoescala no norte da Carolina e identificaram que as

características dos JBN gerados numericamente nos experimentos são consistentes com os observados.

Whiteman et al (1997) resumiram um período de dois anos (janeiro de 1959 a dezembro de 1960), no qual foram realizadas oito radiossondagens diárias, a partir da estação observacional (ARM SGP CART), localizada na fronteira entre Kansas e Oklahoma, junto a posição horizontal do máximo climatológico do jato. Neste estudo identificaram as características essenciais do JBN de norte, que foi associado à condição pós-frontal à alta pressão, menores temperaturas e umidade específica.

Parish (2000) encontrou um JBN paralelo à costa Ocidental dos Estados Unidos durante o verão de 1997. Este JBN possuía freqüentes velocidades de vento excedendo 30 m/s situado no topo da camada limite marinha e sua formação estava diretamente ligada ao contraste horizontal de temperatura entre o oceano e o continente.

Chelton et al (2000) utilizando dados de satélite da costa do Pacífico, no período de outubro de 1996 a junho de 1997, para investigar os três jatos ocorridos ao longo da América Central. Em dezembro de 1996, os jatos tornaram-se seqüencialmente de norte e de novembro de 1996 a março de 1997, os jatos do Panamá foram influenciados fortemente pelos fenômenos tropicais.

Edgar et al (2000) estudaram a associação de um JBN e inversões de temperatura próximas à superfície com dados de radiossondagens (de 65 a 70°S Lat. e 50 a 54°W de Log.), nos meses de inverno de 1992. Com estes dados eles verificaram que em 96% das sondagens existia a presença marcante de um JBN com velocidades de 14m/s em uma altitude média de 425m.

2.2.2 – Regiões com Ocorrência de JBN no Brasil

No Brasil, os JBN têm sido observados em diversos estados, em São Paulo (SILVA DIAS, 1983; CÁRDENAS, 1990; OLIVEIRA, 1993; KARAM, 2002), ao longo do Vale do Rio Paraná (STIVARI, 1999), em Candiota, RS (MORAES et al, 1996) e em Porto Alegre, RS (CORREA et al, 2002).

No estado de São Paulo houve dois experimentos onde foram observados jatos noturnos, o primeiro foi o RADASP-II (CARDENAS,1990) realizado em janeiro de 1983 na região de Bauru e o segundo o Experimento Micrometeorológico de Iperó que foi composto de quatro campanhas observacionais, sendo 3 no verão e 1 no inverno (OLIVEIRA, 1993 e MOLNARY, 1993). Os JBN observados na região central do estado de São Paulo foram estudados por Cardenas (1990) com dados de radiossondagens tomadas em Bauru em janeiro de 1983. Nos três casos estudados a velocidade do vento variaram entre 11 e 25m/s e a direção do vento foi de SE e NE, com alturas aproximadamente de 1000m.

Silva Dias et al (1983) estudaram a estrutura termodinâmica da atmosfera sub-tropical em São Paulo para o período de 25 a 31 de julho de 1982 (inverno) e de 21 a 29 de janeiro de 1983 (verão). Nas duas fases do estudo foram observados desenvolvimentos de JBN nos horários noturnos com velocidades acima de 10 m/s na camada limite.

Guedes (1985) em seus estudos sobre os sistemas convectivos de mesoescala (SCM) sobre a América do Sul, observou a presença de JBN provenientes da Amazônia, seguindo paralelo à Cordilheira dos Andes ou sendo canalizado pela mesma. Sendo este JBN o responsável pela advecção de umidade e temperatura para o desenvolvimento dos SCM.

Ferreira (1988) estudando um modelo espectral para a propagação de linhas de instabilidades na Amazônia ocorridas em 1988, observou ventos máximos de 10 m/s na CLP, sendo assim o JBN estaria possivelmente associado a propagação da LI.

Cardenas (1990) descreveu detalhadamente a ocorrência de JBN noturnos observados em janeiro de 1983, em Bauru, durante o projeto RADASP-II. Neste estudo o autor observou que estes JBN poderiam ser considerados como uma resposta efetiva do campo de vento da CLP, por conservação de massa, às frentes frias que se sucederam. O autor caracteriza os JBN em três estágios denominados inicial, maduro e dissipação.

Oliveira et al (1992, 1993) no período de julho de 1992 a março de 1993 identificaram a existência de um ciclo diurno no campo do vento em superfície no platô paulista, com ventos direcionados de NW durante o dia e direcionados de SE à noite. A formação destes JBN poderia estar associada a uma circulação termicamente induzida pelo efeito topográfico.

Karam (1995) testou numericamente a hipótese de que os jatos noturnos estariam sendo induzidos pelo efeito topográfico no interior do estado de São Paulo no período de julho de 1992 a março de 1993. E foi possível observar que a topografia é suficiente para manter uma circulação local com ventos de NW (vento anabático) durante o dia e de SE (catabáticos + giro anti-horário do vento anabático) durante a noite.

Oliveira (1995) comparou os resultados observacionais do experimento de Iperó em São Paulo, com um modelo de fechamento de 2ª ordem, onde estes JBN podem ser explicados em termos de um gradiente horizontal de pressão de 0,25hPa/100km, direcionados de NW-SE, provavelmente induzidos pelo aparecimento diferencial da camada limite devido à inclinação do Planalto Paulista.

Mahrt (1999) apresentou um esquema hipotético da dependência da CLE às condições iniciais diurnas, associadas às fases de aumento da componente ageostrófica do vento, decaimento da turbulência, colapso da turbulência com o aumento da estabilidade e a geração dos JBN (FIGURA 4). Este autor concluiu que o papel principal do JBN é transportar rapidamente calor sensível e latente para as regiões convectivas. A função do JBN é a de criar uma região de instabilidade convectiva na atmosfera onde podem ocorrer tempestades severas.

Corrêa et al (2000) registrou a ocorrência de JBN durante a formação de um complexo convectivo de mesoescala (CCM) no dia 02/11/02, observado sobre o Rio Grande do Sul, com intensidade do vento ultrapassando 13m/s acima de 500m da superfície e orientado de norte para sul, com direção de 360°, a leste e sudeste da propagação do CCM.



FIGURA 4 - Esquema da evolução da CLN com JBN. A região hachurada corresponde à turbulência contínua. FONTE: adaptada de Mahrt (1999), citado por Andrade (2003).

Stivari (2000) analisando 188 sondagens, distribuídas nos meses de setembro a dezembro de 1994 e de julho a novembro de 1995, realizadas a 20km do Lago de Itaipu, no Aeroporto Internacional de Foz de Iguaçu as 12 UTC, identificou a presença de JBN em cerca de 110 dias (58,5%). Os jatos desenvolveram-se em sua maioria entre 300 e 400m com 65,5% dos casos ocorridos do tipo JBN-0, segundo a classificação de Bonner (1968).

Ferreira et al (2002) estudaram a ocorrência de JBN na América do Sul em 1999, com dados de radiossondagens de Rondônia, Foz de Iguaçu, Campo Grande, Porto Velho, Vilhena e estações Argentinas como, Salta e Resistência. Com base no critério proposto por Bonner (1968), foi possível identificar um total de 15 casos de JBN, que na sua maioria eram procedentes de norte e associados a fortes modificações no campo de temperatura, aumento de estabilidade atmosférica, favorecendo o transporte de calor e umidade e possivelmente a manutenção ou extinção do próprio JBN.

Corrêa et al (2002) utilizaram um método de classificação baseado em análise multivariada não hierárquica para agrupar as ocorrências de JBN e de ventos máximos, ocorridos no aeroporto Internacional Salgado filho em Porto

Alegre-RS, entre agosto de 1992 e setembro de 2001. Verificaram que os JBN mais altos ocorreram acima de 600m e eram direcionados de W-NW, com intensidades variando entre 10 e 15m/s.

Karam (2002) utilizando dados dos experimentos de Iperó em São Paulo (1982 e 1983), e também um modelo numérico não hidrostático (TVM) para simular a estrutura espacial do JBN, verificou que os JBN em Iperó ocorrem com bastante frequência nas noites de céu claro, com intensidade variando entre 8 a 10 m/s e localizado em torno de 350 m acima da superfície, com ventos de SE na superfície e de E-NE na região de máxima intensidade.

Marengo et al (2004) desenvolveram uma climatologia dos jato de baixo nível da América do sul (SALLJ) usando dados de reanálises do NCEP-NCAR para o período 1950-2000. Aplicaram o critério 1 de Bonner para localidades na Bolívia, Paraguai e a leste dos Andes para determinar a característica espacial e temporal do SALLJ. Na circulação característica composta de SALLJ durante o verão, mostraram que o transporte meridional de umidade em baixo nível que vem da América do Sul equatorial propaga-se para o Oceano Pacífico Ocidental. Os SALLJs foram detectado na sua maioria durante a estação quente. O ciclo diurno mostra que SALLJs é mais frequente e intenso entre 0600 e 1200 UTC (Verão) e mais ao sul o máximo é as 0000 e 0600 UTC (inverno).

2.2.3 – Critérios de Classificação dos JBN

Na literatura existem vários critérios de classificação dos JBN. A TABELA 1 apresenta alguns destes critérios. Entre eles existem os que são baseados somente na velocidade do vento e altura do núcleo máximo (STULL, 1988, BONNER, 1968 e WHITEMAN et al, 1997) e aqueles baseados tanto no valor e altura da máxima intensidade como também na presença de cisalhamento (OLIVEIRA e FITZJARRALD, 1993 e 1994).

Stull (1988) define de forma pragmática o JBN, quando se encontra um máximo relativo na estrutura vertical da velocidade do vento com intensidade maior que 2m/s nos primeiros 1500m da atmosfera acima da superfície.

TABELA 1 - Critérios de classificação para jatos de baixos níveis.(Fonte: Adaptado de KARAM, 2002)

TIPO	CRITÉRIO DE CLASSIFICAÇÃO	REFERÊNCIAS
Definido de Forma pragmática	Quando se encontra um máximo relativo na estrutura vertical da velocidade do vento com intensidade >2 m/s nos primeiros 1500 m da atmosfera acima da superfície.	STULL (1988: Cap. 12)
J 0	$V_{\max} \geq 10 \text{ m/s}$ e $(V_{\max} - V_{3\text{km}}) \geq 5 \text{ m/s}$	WHITEMAN et al. (1997)
J I	$V_{\max} \geq 12 \text{ m/s}$ e $(V_{\max} - V_{3\text{km}}) \geq 6 \text{ m/s}$	BONNER (1968a)
J II	$V_{\max} \geq 16 \text{ m/s}$ e $(V_{\max} - V_{3\text{km}}) \geq 8 \text{ m/s}$	
J III	$V_{\max} \geq 20 \text{ m/s}$ e $(V_{\max} - V_{3\text{km}}) \geq 10 \text{ m/s}$	
J IV	$V_{\max} \leq 10 \text{ m/s}$ e $(V_{\max} - V_{3\text{km}})$ pelo menos a metade da V_{\max}	STIVARI, 1999
J 1	<p>Presença de cisalhamento direcional (anti-horário) $V_{\max} = 2 \text{ a } 6 \text{ m/s}$ $Z_{\max} = 100 \text{ m}$ (camada de 500 m)</p> $\frac{\partial(\bar{v}/v)}{\partial z} \cong \frac{(\bar{v}_{1\text{km}} - \bar{v}_{\max})}{ \bar{v}_{1\text{km}} - \bar{v}_{\max} } - \frac{1}{500} \geq \frac{0 - \pi/2}{500} \text{ (rad/m)}$ <p>Camada rasa. Rotação horária com direção N à superfície a leste a 600 m. Escoamento perturbado pela circulação dos sistemas locais (brisa fluvial). O rio está localizado a sul do ponto de observação. Em geral, a máxima velocidade do JBN é observada pela manhã. JBN característico da estação seca.</p>	OLIVEIRA E FITZJARRALD (1993-1994)
J 2	<p>Ausência de cisalhamento direcional apreciável. $V_{\max} = 10 \text{ a } 15 \text{ m/s}$ $Z_{\max} = 400 \text{ a } 600 \text{ m}$</p> $\text{Direção} = \frac{(\bar{v}_{1\text{km}} - \bar{v}_{\max})}{ \bar{v}_{1\text{km}} - \bar{v}_{\max} } \cong \pi/2 \text{ (rad)}$ <p>Camada profunda. Direção do escoamento: Leste. Escoamento pouco perturbado pelos sistemas locais e influenciados pelos sistemas da bacia Amazônica (penetração de leste de linhas de instabilidade tropicais). Em geral, tais JBN são observados à noite. JBN característico da estação chuvosa.</p>	

Bonner (1968) estabeleceu uma velocidade mínima para ocorrência do JBN e uma região de diminuição da velocidade desde o núcleo do jato até 3km de altura. A classificação final foi feita escolhendo um razoável e restrito critério que utilizou uma amostra bastante grande de observações sobre os EUA de JBN para dar validade estatística ao estudo. Uma hierarquia de critérios foi então estabelecida:

J I: O vento no seu nível máximo deve ser igual ou maior que 12m/s e deve diminuir pelo menos 6m/s até a altura 3km.

J II: A velocidade do vento no seu nível máximo deve que ser igual ou maior que 16m/s e deve diminuir pelo menos 8m/s até a altura 3km.

J III: A velocidade do vento no seu nível máximo deve ser igual ou maior que 20m/s e deve diminuir pelo menos 10 m/s até a altura 3km.

Whiteman (1997) posteriormente, aos critérios propostos por Bonner (1968), acrescentou um novo tipo de JBN de menor intensidade:

J 0: A velocidade do vento no seu nível máximo deve ser igual ou maior que 10m/s e deve diminuir pelo menos 5 m/s até a altura 3km.

Stivari (1999) com base nos seus estudos de brisa lacustre no Lago de Itaipu observou um JBN de menor intensidade, e assim acrescentou um novo critério de classificação à classificação de Bonner (1968).

J IV: A velocidade do vento no seu nível máximo deve ser igual ou menor que 10m/s e deve diminuir pelo menos a metade da velocidade máxima até a altura 3km.

Oliveira e Fitzjarrald (1993,1994) definem os JBN com presença de cisalhamento direcional ou com ausência de cisalhamento apreciável em uma :

Camada rasa: Rotação horária com direção N à superfície a leste a 600 m.

Escoamento perturbado pela circulação dos sistemas locais (brisa fluvial). O rio está localizado à sul do ponto de observação. Em geral, a máxima velocidade do JBN é observada pela manhã. JBN característico da estação seca.

Camada profunda: Direção do escoamento: Leste.

Escoamento pouco perturbado pelos sistemas locais e influenciado pelos sistemas da bacia Amazônica (penetração de leste de linhas de instabilidade tropicais). Em geral, tais JBN são observados à noite. JBN característico da estação chuvosa.

2.3 – Linhas de Instabilidade na Costa Norte e Nordeste do Pará

As linhas de instabilidade⁵ (LI) na região tropical vem sendo estudadas desde a década de 40 quando Hamilton e Archbold (1945) a descreveram como um fenômeno atmosférico distinto dos demais. Com a execução de alguns experimentos de campo, as LI tropicais puderam ser amplamente estudadas como em Zipser (1969), Betts et al. (1976), Zipser (1977), Houze (1977), Fortune (1980) entre outros.

Gamache e Houze (1982), definem uma linha de instabilidade tropical como sendo uma região da dianteira de um distúrbio que se propaga em mesoescala. Constitui-se basicamente de nuvens do tipo Cumulonimbus (Cb) e em sua retaguarda por uma nuvem na forma de “bigorna” que, em geral, possui bastante precipitação do tipo estratiforme. Os elementos convectivos que compõe a LI são do tipo “torres quentes” (mesmo tipo das discutidas por Riehl e Malkus (1958) e Riehl e Simpson (1979) contendo fluxos ascendentes que, por empuxo, retiram ar úmido da camada limite para a alta troposfera. Em contra-partida, segundo Houze (1977) e Zipser (1977), nas LI existem 2 dois gêneros de fluxos descendentes: o de escala convectiva que ocorre numa pequena faixa de 10 a 20km, na região de intensa precipitação na LI propriamente dita, ocasionando a frente de rajada; enquanto que o outro é mais suave, mas de mesoescala, ocorrendo numa grande faixa de 100 a 500km na região abaixo da bigorna. Esses movimentos descendentes são suficientes o bastante para trazerem ar mais seco dos níveis médios da atmosfera para a camada limite e estão associados a uma fraca alta de mesoescala.

⁵ LI - forma-se como uma linha de [trovoadas severas](#). Às vezes estas linhas de instabilidade acompanham uma frente fria, mas muitas das vezes elas ultrapassam a frente fria de 100km a 300km. As trovoadas de linha de instabilidade antes de uma frente fria podem ser causadas pelo ar no alto, fluindo acima da frente fria formando ondas. O cavado da onda inibe a formação de nuvens, enquanto que a crista da onda, a 100km antes de uma frente fria, favorece uma elevação do ar. Aqui as nuvens e trovoadas são formadas no ar instável.

A FIGURA 5 mostra a estrutura das LI nos trópicos esquematizada por Houze (1977):

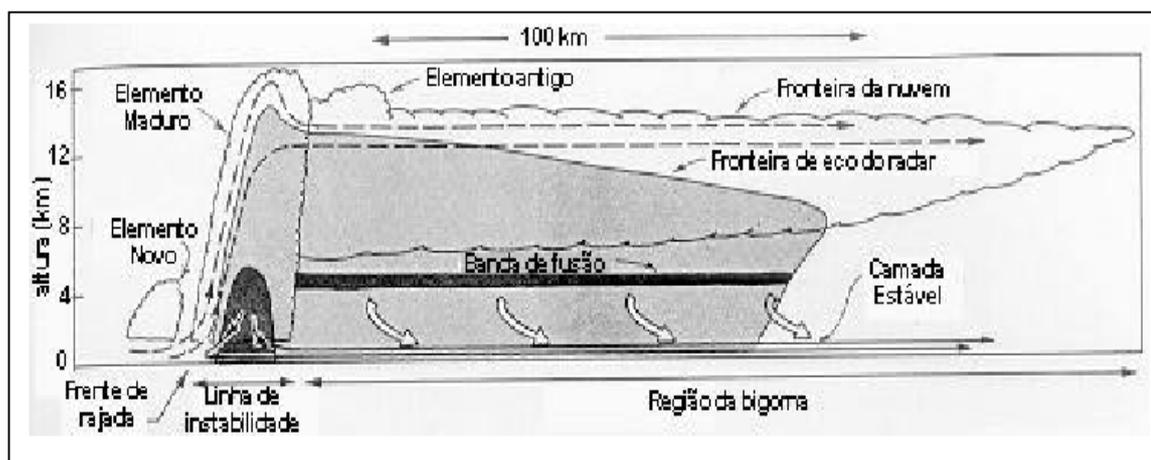


FIGURA 5 – Esquema da seção transversal de uma Linha de Instabilidade tropical. Adaptado de HOUZE (1977).

A primeira indicação de LI na região Amazônica foi dada por Kousky (1980) num estudo observacional, este autor sugeriu que a convecção associada à brisa marítima, na costa atlântica, adentra o continente como uma LI quando o escoamento médio em 850 hPa é perpendicular à costa e quando o mesmo escoamento é paralelo à costa a propagação dessa LI não ocorre.

Com a análise de cinco anos de imagens de satélite, Cavalcanti (1982) fez um estudo observacional sobre a interação das LI formadas junto ao litoral nordeste da América do Sul e a zona de convergência intertropical (ZCIT). Este autor encontrou que a região de formação das LI sofre um deslocamento na direção norte-sul, no mesmo sentido e na mesma época da ZCIT e que a maior frequência destas LI ocorre no período em que a ZCIT está melhor organizada.

Molion (1987) estudou os fenômenos que organizam e promovem precipitação na região amazônica e os dividiu da seguinte maneira: (i) convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de grande escala favoráveis; (ii) linhas de instabilidade originadas na costa norte-nordeste do litoral do Atlântico; (iii) aglomerados convectivos de grande e mesoescala, associados

com a penetração de sistemas frontais da região sul-sudeste do Brasil que interagem com a região amazônica.

Cutrin e Cohen (1987) analisaram os sistemas produtores de chuva no leste paraense no ano de 1987 e encontraram que as LI são um dos sistemas de mesoescala que atuam naquela região.

Cohen (1989) observou, através da análise de imagens do satélite geoestacionário GOES-8 no canal infravermelho no período de 1979 a 1986, que as menores temperaturas observadas no topo das LI na Amazônia, durante o seu ciclo de vida, esteve entre $-63,2$ e $-78,2$ °C, ou seja, estavam num nível entre 150 e 100hPa. Nesse mesmo trabalho a autora esclarece que as LI amazônicas são constituídas por células convectivas individuais que posteriormente se alinham para formar a LI, aspecto esse semelhante ao observado por Houze (1977). De maneira geral as LI estão associadas à circulação de brisa marítima e foram assim denominadas por Cohen (1989): LIP – Linha de instabilidade que se propaga continente adentro; e LIC – Linha de instabilidade costeira, aquela que se forma e se dissipa na costa.

Quanto à estrutura das LI formadas devido a circulação de brisa marítima (LIC), as análises detalhadas de dados de superfície, satélite, radar e aviões, feitas por Garstang et al. (1994), revelaram que essas linhas são compostas de três distintos componentes: uma região pré-tempestade contendo torres de cumulus, uma fronteira líder de convecção (LEC) e múltiplas camadas de nuvens precipitantes na região estratiforme traseira (TSR). Os cálculos de divergência e velocidade vertical para uma das LIC estudadas indicaram ascensão vertical profunda na LEC e em uma região de convergência em níveis médios na TSR. A convergência em níveis médios foi associada a uma fraca corrente ascendente acima de 500hPa e correntes descendentes não saturadas abaixo. Mostraram também que os movimentos verticais na TSR são uma ordem de magnitude menor que aqueles na LEC. Conforme observado, essas características são similares à estrutura dinâmica da LI e de outros sistemas convectivos nos trópicos e em latitudes médias (Houze, 1989). A Figura 6 mostra o modelo conceitual da

estrutura do escoamento de uma LI na Amazônia proposta por Garstang et al (1994).

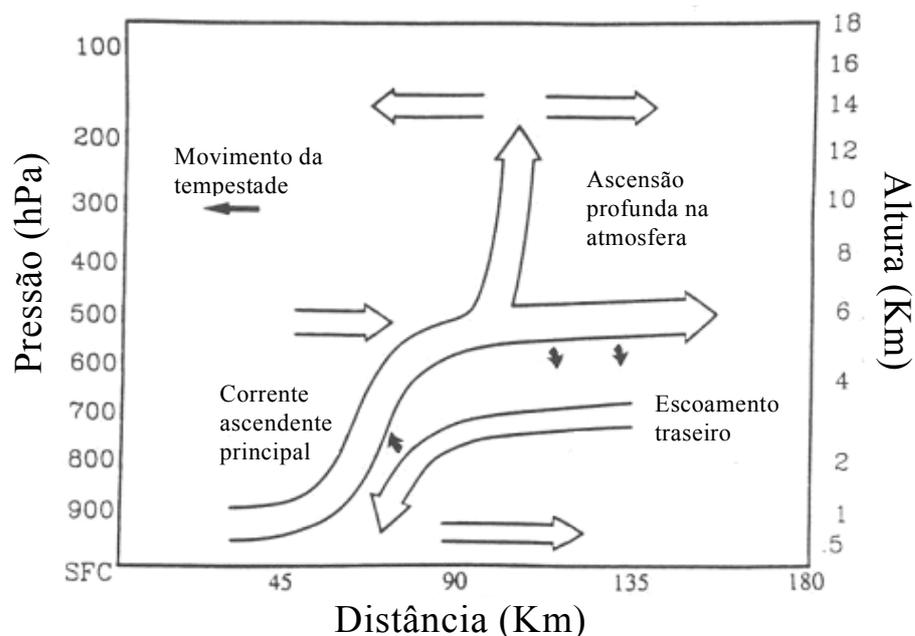


FIGURA 6: Modelo conceitual da estrutura do escoamento de uma LI, em estágio maduro, na Amazônia. Adaptado de GARSTANG et al. (1994).

Quanto às características ambientes associadas à LIC com propagação na Amazônia, Cohen et al. (1995) documentaram as características dos perfis de ventos troposféricos durante a ocorrência de linhas de instabilidade no período de 13 de abril a 13 de maio de 1987, durante o ABLE – 2B. A principal característica associada com dias de LIC foi à magnitude e a espessura do JBN, que também foram observados por Silva Dias e Ferreira (1992).

Analisando ainda o papel da circulação de brisa marítima e dos perfis termodinâmicos antes e após a passagem das LI, Cohen et al. (1995) concluíram que as LIC que se propagam sobre a região Amazônica podem ser um complexo sistema cuja interação de escalas vai das características ambientes de grande escala, até a circulação de mesoescala e na escala de nuvem. Na grande escala, as características mais importantes são a propagação de ondas de leste no

Atlântico e a presença de fontes tropicais de calor no oeste da Amazônia. Em mesoescala, a advecção de umidade durante a formação e evolução da brisa marítima tem um papel fundamental. Por outro lado, as circulações na escala da nuvem mantêm a propagação em um estado quase-estacionário por distâncias de mais de 1000km, e permitem a existência dessas linhas por períodos maiores que 24horas.

Mais recentemente Cohen et al. (2002) estudou as condições de ambiente e, através de simulação numérica utilizando o RAMS, a estrutura associada a formação de uma LI no interior do continente (CSL – continental squall lines) entre os dias 15 e 16 de Abril de 2002 durante o experimento de campo do projeto DESMATA e Milênio LBA – estação chuvosa. Os autores observaram que a região de formação da CSL apresentava contrastes de vegetação e orografia enquanto que o ambiente de grande escala era favorável à formação da CSL. O resultado da simulação numérica mostrou que a estrutura da CSL é semelhante àquela observada para outras LI tropicais como em Zipser (1977).

3. METODOLOGIA

Neste capítulo inicialmente é descrito como foi feita a análise observacional dos JBN que ocorreram na costa norte e nordeste do Pará, no período chuvoso (08 a 22 de abril de 2002) e seco (27 a 31 de outubro a 15 de novembro de 2003), utilizando dados de radiossondagens lançadas durante os experimentos DESMATA-LBA e CiMeLA-LBA, respectivamente.

Posteriormente uma simulação numérica utilizando o modelo BRAMS, de um caso de ocorrência de JBN observado durante o período chuvoso, é descrita.

3.1- Análise Observacional

3.1.1- Sítio Experimental e Experimentos de Campo

O sítio experimental localiza-se no Município de Bragança (00° 50' S, 46° 38' W e 5m), mais precisamente na localidade de Ajuruteua, a cerca de 40km da sede. Esta região está aproximadamente a 210km de Belém, limitada ao norte pelo Oceano Atlântico, ao sul pelos Municípios de Santa Luzia do Pará e Viseu, a leste pelos Municípios de Augusto Correa e Viseu e a oeste pelos Municípios de Tracuateua, ambos municípios do Estado do Pará (FIGURA 7).

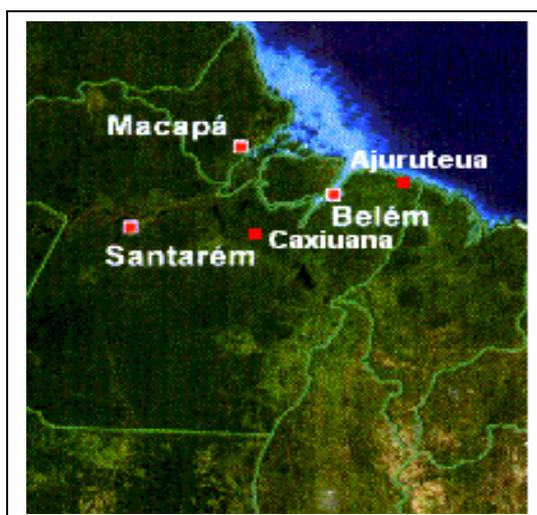


FIGURA 7 – Localização de Ajuruteua.(LOUREIRO, 2004)

O clima da região é equatorial superúmido, com temperatura máxima de 33 °C e mínima de 18 °C e tendo em média durante o ano a temperatura de 27 °C. As estações do ano nesta região não são bem definidas, com períodos de chuva nos primeiros seis meses do ano e após tendo um período de estiagem.

Os experimentos de campo DESMATA-LBA e CiMeLA-LBA, realizados no sítio experimental descrito acima, tiveram por finalidade a coleta de dados de ar superior em áreas de floresta e litoral. Encontrava-se instalados nas bases experimentais equipamentos para monitoramento contínuo de variáveis meteorológicas, situadas em torres micrometeorológicas com 27m de altura e acima do dossel das árvores em ambos locais. O experimento DESMATA-LBA ocorreu no período de 08 a 22 de abril de 2002 e o experimento CiMeLA-LBA ocorreu no período de 27 a 31 de outubro a 15 de novembro de 2003 e durante os mesmos foram feitos lançamentos de radiossondas na costa (Ajuruteua) e no interior do continente (Caxiuana) e coleta de dados intensiva de superfície nos ecossistemas de manguezal natural (Ajuruteua), manguezal degradado (Ajuruteua), campo (Soure), Floresta (Caxiuana) e agricultura (Igarapé Açu).

A FIGURA 8 apresenta a localização da base de lançamento das radiossondagens em ambos experimentos (SOUSA, 2003).

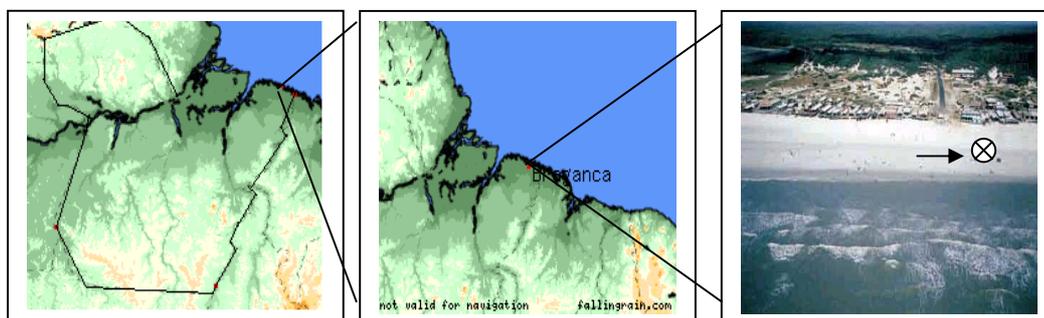


FIGURA 8: Localização da base de lançamento de radiossondagens dos experimentos.

3.1.2- Dados de Radiossondagens

As informações meteorológicas de ar superior foram coletadas pelo sistema de radiossondagens VAISALA, através de lançamentos da radiossonda modelo RS80. Esta radiossonda possui sensores de temperatura do ar (termistor – THERMOCAP), de umidade relativa (capacitor – HUMICAP) e de pressão atmosférica (cápsula barométrica – BAROCAP), a qual ao ser lançada na atmosfera, emite sinais com taxa de amostragem de 0,5Hz, os quais são compactados em média de 5s. As informações relativas ao vento (direção e velocidade) foram obtidas através do sistema OMEGA de localização, permitindo a obtenção de informações a cada 5s. As radiossondas eram acopladas em um balão meteorológico que possuía, em média, uma taxa de ascensão de 4,5m/s. Ao ser lançada, a radiossonda era calibrada com valores medidos na superfície por instrumentos convencionais independentes: psicrômetro para a temperatura e umidade relativa do ar, barômetro para a pressão atmosférica e um sistema de anemômetros sônicos para a obtenção da velocidade e direção do vento. Normalmente as radiossondagens duravam, em média, 2 horas e atingiam uma altitude de 23km. Os dados coletados durante a ascensão livre do balão eram transmitidos na frequência de 402-403MHz. Ligado ao sistema DIGICORA havia um computador PC que armazenava as informações após o final de cada radiossondagem. Segundo o fabricante, a resolução do sensor de temperatura é de 0,1°C, a do sensor de umidade é de 1% e a resolução do sensor de pressão é

de 1hPa. Com relação à resolução na determinação do vento, o equipamento determina uma resolução mínima de 0,5m/s para a velocidade e de 1° para a direção do vento.

A FIGURA 9 mostra o equipamento de radiossonda RS80 utilizado, e a figura 10 ilustra o lançamento na base experimental.

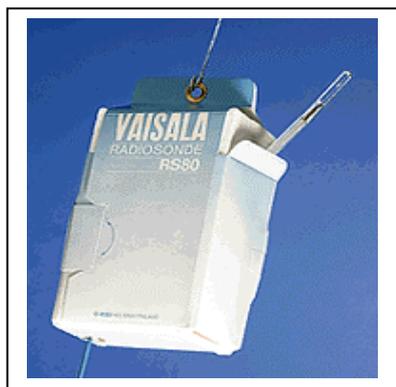


FIGURA 9: Radiossonda Vaisala RS80.



FIGURA 10: Lançamento na base experimental.

No desenvolvimento deste trabalho foram utilizados dados de radiossondagens lançadas na costa Norte e Nordeste do Estado do Pará, nos períodos de 08/04/02 a 22/04/02 (período chuvoso) e de 27/10/03 a 15/11/03 (período seco). Para os dois períodos, os lançamentos foram feitos nos horários sinóticos pré-estabelecidos (00, 06, 12 e 18 UTC), exceção ocorrida no período compreendido entre 13 de novembro as 09 UTC e 15/11 as 18 UTC, cujos lançamentos ocorreram a cada 3 horas.

Os dois experimentos totalizaram 35 dias de coletas de dados, nos quais foram lançadas 130 radiossondagens, assim distribuídas: 55 no período chuvoso e 75 no período seco (TABELA 2).

Uma análise de consistência dos dados das 130 radiossondagens obtidas nos dois experimentos foi feita. Esta análise de consistência foi feita utilizando um método observacional de comparação dos dados das radiossondagens com os dados observados. Logo após os dados consistidos, foi feita uma interpolação linear destes dados de 50 em 50m, usando um programa em linguagem *basic*, visando a obtenção dos perfis verticais dos dados igualmente espaçados em todas as sondagens.

Após os dados estarem uniformizados, foram calculados os parâmetros cinemáticos (u e v), primeiro para o período chuvoso e em seguida para o período seco até 3km de altura, topo aproximado da CLP, visando detectar a ocorrência de JBN.

3.1.3- Seleção dos dias com ocorrência de JBN

Para selecionar os casos de ocorrência de JBN analisou-se os perfis dos campos de vento (u, v) das 130 radiossondagens, utilizando os critérios de classificação propostos por Bonner (1968), modificados por Whiteman et al (1997) e Stivari (1999) a partir daqui designado por B&W. B&W sugeriram dois critérios de classificação que devem ser satisfeitos simultaneamente: (a) o primeiro especifica o valor máximo da velocidade do vento “núcleo do jato”, (b) e o segundo especifica a diminuição do valor da velocidade do vento acima do seu núcleo máximo até atingir a velocidade mínima abaixo de 3km. Na FIGURA 11 são mostrados os dois exemplos de aplicação deste critério. Na parte (a) a diferença entre o valor da velocidade no núcleo máximo ($V_{max} = 10,5\text{m/s}$) e o seu valor em 3KM é ($V_{3km} = 2,3\text{m/s}$) é maior do que a metade da V_{max} que é ($8,2\text{m/s}$), portanto pode-se considerar que nesta sondagem há a ocorrência de um JBN do tipo JBN-0 (ver TABELA 1). Já a parte (b) da FIGURA 11, a diferença do ($V_{max} - V_{3km} = 1,2\text{m/s}$) é menor do que a metade da V_{max} , portanto não há ocorrência de JBN nesta sondagem.

Após a seleção dos casos, inicialmente foi determinada a direção predominante, altitude média e a intensidade do total de JBN observados nos períodos chuvoso e seco. Em seguida, com base na climatologia dos JBN obtida

por Bonner (1968a,b) que identificou a maior ocorrência de JBN entre 300 e 800m de altura, os JBN detectados foram separados em função de sua ocorrência ser abaixo ou acima de 500m de altura, tanto para as sondagens diurnas (09,12,15 e 18UTC) como para as noturnas (21,00,03 e 06UTC), nos dois períodos.

Após esta etapa foi realizada a seguinte análise para cada período (chuvoso e seco): Tipo de JBN observado, sua intensidade, altura de ocorrência e direção do JBN. Também foi calculado para cada período, para as sondagens diurnas e noturnas acima e abaixo de 500m a intensidade média dos JBN e a altura média de ocorrência.

Após a seleção dos dias com ocorrência de JBN, foi iniciada a análise dos perfis termodinâmicos utilizando um programa em linguagem *basic*, que permitiu calcular o comportamento médio para as (00, 06, 12 e 18UTC) da temperatura potencial (θ) e razão de mistura (R_m) para os JBN que ocorreram no período chuvoso e seco, visando determinar a altura média da CLP para cada período e horário.

Por fim um caso de ocorrência de JBN observado no período chuvoso foi selecionado para um estudo de caso.

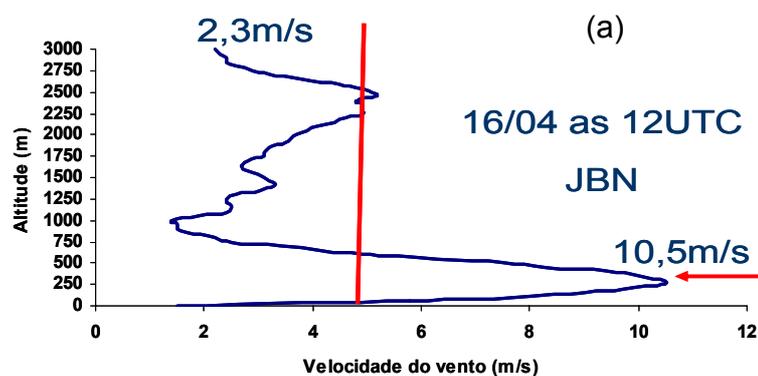


FIGURA 11: Exemplo dos critérios de classificação dos JBN segundo Bonner (1968): (a) exemplo de JBN;

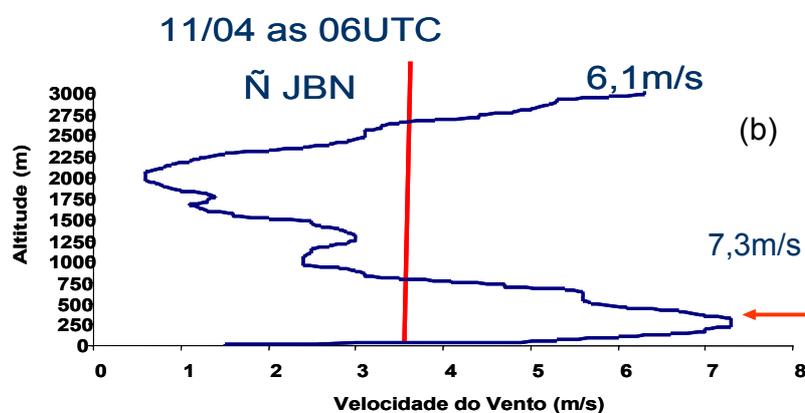


FIGURA 11: Continuação, (b) exemplo de Não JBN.

3.2 - Estudo de Caso: 22/04/02

O caso do dia 22/04/02, que foi o JBN mais intenso observado no período chuvoso, e que estava associado a uma LI, foi simulado utilizando o modelo BRAMS, visando entender à mecânica de formação evolução e dissipação deste JBN.

Para este estudo foram utilizados:

- imagens do Satélite Meteorológico GOES-8 de 30 em 30 minutos, no canal infravermelho com realce, cedidas pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), do período compreendido entre os dias 21/04/02 as 12 UTC e 22/04/02 as 12 UTC, para acompanhar o ciclo de vida da LI observada na região costeira;
- Boletim de Monitoramento e Análise Climática (Climanálise) referente ao mês de abril de 2002, para obter as características do ambiente de grande escala associados ao evento;
- Campos de vento e temperatura, transporte de umidade e vento e magnitude fornecidos pelos modelos Global (dia 21/04/02 às 00, 06 e 12UTC e 22/04/02 às 00, 06 e 12UTC) com resolução horizontal de 100km

e ETA (dia 21/04/02 às 00 e 12UTC e 22/04/02 às 00 e 12UTC) com resolução horizontal de 40km cedidos pelo CPTEC/INPE. Através destes dados foi possível fazer uma análise da situação sinótica e uma descrição geral das condições de mesoescala associadas à ocorrência da LI e ao JBN.

- d) radiossondagens dos dias 21/04/02 das 18UTC até 22/04/02 as 06UTC para o período de persistência do JBN. Os perfis verticais de θ , R_m e u e v obtidos pelas sondagens das 00 e 06UTC do dia 22/04 foram analisados para fins de comparação com os mesmos perfis oriundos do modelo Global (00 e 06UTC) e ETA (00UTC).

Como foi mencionado anteriormente, o JBN selecionado foi observado na radiossondagem do dia 22/04/02 às 00UTC. As saídas dos modelos Global (de 6 em 6 horas, com resolução horizontal de 100km) e ETA (de 12 em 12 horas, com resolução horizontal de 40km) não permitiam uma análise bem detalhada da fase de formação do JBN (21/04/02 aproximadamente às 18UTC). Por essa razão utilizou-se o modelo meteorológico BRAMS (versão 2.0) para simular o JBN e analisar a sua estrutura.

3.2.1 – Modelos Global e ETA

O Modelo Global é processado operacionalmente no Centro de Previsões de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), é um modelo hidrostático que cobre todo o globo. O Modelo Global apresenta uma resolução horizontal de 100km e resolução vertical de 28 camadas. É processado nos horários 00 e 12 UTC, com previsão para sete dias. Os horários intermediários 06 e 18 UTC, são processados para previsão de 12 horas, para produzir um ciclo de assimilação de 6 horas. O Modelo Global é fornecido pelo Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies (COLA) onde possui condições iniciais e de contorno, baseadas e encontrada na descrição de Kinter et al (1997).

O modelo ETA é um modelo de mesoescala, em ponto de grade, de equações primitivas. A versão do modelo ETA que roda operacionalmente no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) é hidrostático e cobre a maior parte da América do Sul e oceanos adjacentes. A resolução horizontal atual é de 40 km e a vertical de 38 camadas (BLACK, 1994). As previsões são fornecidas duas vezes ao dia, uma com condição inicial às 0000 e outra às 1200 UTC. A condição inicial é proveniente da análise do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) e as condições de contorno lateral são provenientes das previsões do modelo global do CPTEC e atualizadas a cada 6 horas. O prazo de integração é de 72 horas. A grade horizontal é a grade E de Arakawa e a coordenada vertical é a coordenada eta. A letra grega eta (η) dá o nome ao modelo. A topografia é representada em forma de degraus. As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura do ar, componentes zonal e meridional do vento, umidade específica, água líquida da nuvem, pressão à superfície e energia cinética turbulenta.

3.2.2 – Modelo BRAMS

3.2.2.1- Etapas e processos de inicialização do BRAMS

A simulação com o modelo BRAMS compreende três etapas, a saber: pré-processamento, processamento e visualização (FIGURA 12).

No pré-processamento, inicialmente os dados de entrada requeridos para inicializar o BRAMS (temperatura do ar, geopotencial, umidade do ar e

vento horizontal em diferentes níveis da atmosfera) que são provenientes neste trabalho do modelo ETA, são gerados (arquivos dp). Ainda nesta fase são gerados os arquivos de solo, vegetação e TSM. Para isto o modelo é iniciado na opção MAKESFC. Em seguida roda-se o modelo na opção MAKEVFILE para interpolação dos dados contidos nos arquivos dp's nas grades de simulação escolhidas.

O processamento, propriamente dito, começa quando o BRAMS inicia as integrações no tempo das variáveis nas grades selecionadas. Nesta fase o modelo roda na opção INITIAL, gerando os arquivos de análise que contém os dados simulados para as grades escolhidas e horários solicitados. Na fase de visualização os dados contidos nos arquivos de análise são transformados para arquivos que possam ser visualizados graficamente, feitos com uma plataforma de interface, neste trabalho foi usado o Revu.

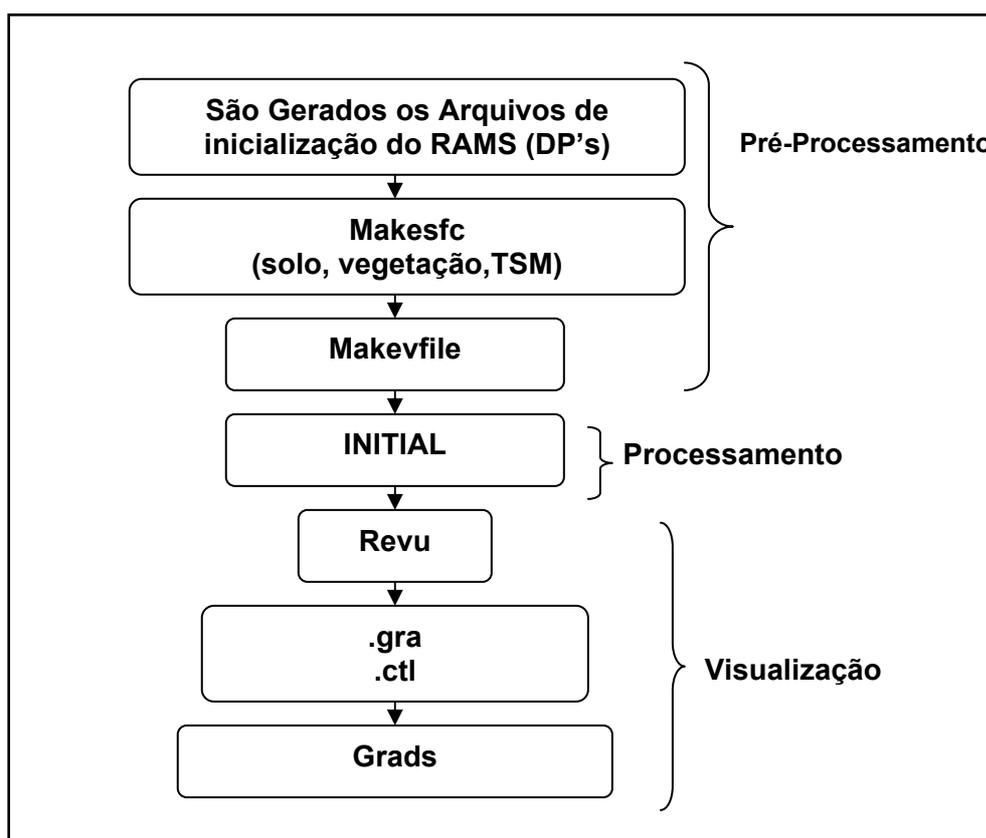


FIGURA 12 – Fluxograma de funcionamento do modelo de mesoescala BRAMS.

3.2.2.2- Característica do Cluster utilizado

O modelo BRAMS, a cada dia, incorpora novas ferramentas se tornando cada vez mais dependente da capacidade de processamento, em compensação apresenta resultados cada vez mais confiáveis. As máquinas convencionais (IBM/RISC, SUN, etc.) com alto poder de processamento requerem investimento financeiro elevado. Alternativamente, dado o baixo custo relativo dos PC's, vem-se utilizando a composição de vários microcomputadores interligados, compartilhando seus processadores e controlados por uma unidade principal (Administradora), constituindo-se numa unidade para processamento paralelo. Esse conjunto recebe o nome de Arranjo ou "cluster" de PC's. Fisicamente são interligados pelo switch e logicamente pela interface MPI - Message Passing Interface. Desenvolvida para ambientes de memória distribuída, máquinas paralelas massivas, NOWs (network of workstations) e redes heterogêneas. O MPI define um conjunto de rotinas para facilitar a comunicação (troca de dados e sincronização) entre processos paralelos. A biblioteca MPI é portátil para qualquer arquitetura, tem aproximadamente 125 funções para programação e ferramentas para se analisar a performance. Possui rotinas para programas em Fortran e ANSI C, portanto, pode ser usada também para Fortran e C++. Os programas são compilados e "linkados" à biblioteca MPI. A seguir serão descritas as informações sobre o Cluster utilizado:

O cluster montado no laboratório do Grupo de Estudos em Previsão Regional Atmosférica (GEPRA) da Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG), foi projetado para oferecer a melhor relação custo/benefício para rodar o BRAMS, possuindo as seguintes características de hardware:

- 32 nodos com processador Athlon XP de 1.5Ghz, 512MB de RAM, Interface de rede Fast-Ethernet com ROM de boot;
- 1 máquina administradora, 1 Processador Athlon XP de 1.5Ghz, 1GB de RAM, 160GB de disco, Unidade de fita DDS3 , Monitor de 17'', 2 interfaces de rede Fast-Ethernet;
- 2 Switches 3COM de 24 portas cascadeados.

Rodam com Debian GNU Linux e a comunicação através MPI, rodando sobre o protocolo TCP/IP.

Para o pleno funcionamento do cluster, foi montada uma estrutura, incluindo:

- Sala específica para os nodos com sistema de ar condicionado adequado para manter a temperatura abaixo de 20°C;
- Sistema de No-break capaz de manter o cluster em funcionamento em caso de queda de energia por até 30 minutos;
- Rack para montagem dos nodos;

Infra-estrutura de rede.

3.2.2.3- Descrição da simulação com o BRAMS

Dentre os modelos regionais mais usados no mundo, está o Regional Atmospheric Modelling System (RAMS), um modelo de circulação prognóstico desenvolvido na Universidade do Estado de Colorado – EUA a partir de um modelo de mesoescala (PIELKE, 1974) e de um modelo de nuvens (TRIPOLI e COTTON, 1982).

O RAMS é fundamentado na integração das equações diferenciais de conservação de momentum, de massa e de energia, com referência a um sistema de coordenadas que segue o terreno. Por sua complexidade, o modelo RAMS simula qualquer situação de escoamento e pode ser aproveitado em diversas situações.

O modelo BRAMS 2.0 é baseado na versão 5.02 do modelo RAMS com diversos aperfeiçoamentos numéricos e de parametrizações físicas. Um diferencial significativo entre as versões BRAMS 2.0 e RAMS 4.4 encontra-se na parametrização de convecção, a qual sofreu profundas inovações na versão atual. O BRAMS 2.0, além da antiga parametrização convectiva de Kuo, acrescentou ao leque de parametrizações para convecção profunda os esquemas de Grell (GRELL e DEVENYI, 2002) e de cumulus rasos (SOUZA, 1999)

A simulação com o modelo BRAMS foi realizada com uma grade aninhada e fixa (FIGURA 13), sendo a maior (grade 1) com 57x66 pontos de grade e

resolução horizontal de 36km (centrada em 0° de latitude e 50°W de longitude, cobrindo uma área de aproximadamente 2.400x2.000km²), e a menor (grade 2) com 78x78 pontos de grade e resolução horizontal de 9km (centrada em 1°S de latitude e 47°W de longitude, cobrindo uma área de aproximadamente 400x600km²). A grade 1 abrange a área onde a LI se encontra durante todo o seu ciclo de vida, desde sua formação até a sua dissipação. A grade 2 está centrada na região onde foram lançadas as radiossondagens durante o experimento DESMATA. Utilizou-se 32 níveis na vertical em ambas as grades, com um espaçamento de 100m junto à superfície estendendo-se com uma razão vertical de 1,2 até a altura de 1000m. A partir de 1000m o espaçamento foi mantido constante com o valor de 1000m, alcançando o topo do domínio em 14km. Os passos no tempo nas grades 1 e 2 foram de 60 e 20s, respectivamente. A simulação teve início às 12UTC do dia 21/04/02 e terminou às 12UTC do dia 22/04/02, compreendendo um total de 24 horas com saídas de 1 em 1 hora. O BRAMS foi inicializado com dados do modelo ETA. Estes dados foram analisados sobre superfícies isentrópicas e depois interpolados para a grade do modelo.

Os dados de contorno foram informados ao modelo a cada 3 horas através do esquema de nudging nos limites laterais da grade maior. Para as duas grades foram utilizadas as seguintes opções: topografia com resolução de 10km; diferenciação na fronteira lateral de Klemp e Wilhelson (1978), parâmetros de radiação segundo Chen e Cotton (1983), parametrizações dos coeficientes de difusão segundo Mellor e Yamada (1974); parametrização convectiva de Grell (GRELL e DEVENYI, 2002). Estas parametrizações foram utilizadas, tendo em vista que já são usadas na região de estudo e mostram melhores resultados (Saulo Freitas – Comunicação Pessoal).

Localização das Grades

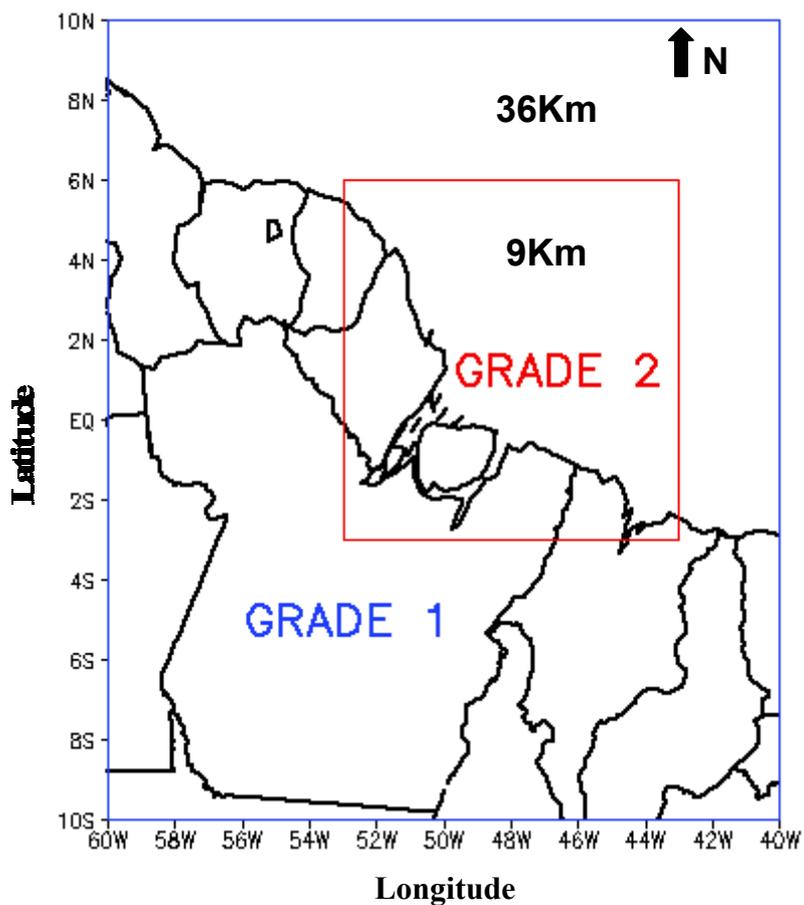


FIGURA 13 – Localização das grades de estudo.

3.2.3- Análises realizadas

A análise sub-sinótica associada à ocorrência do episódio de JBN foi feita utilizando os campos: vento e umidade específica, vento e temperatura e vento e magnitude, todos no nível de (850hPa).

- a) Inicialmente foi feita uma comparação dos perfis de velocidade do vento, temperatura potencial e umidade específica gerados pelos modelos Global, ETA, BRAMS (G1 e G2) com os dados observados pela radiossondagem lançada em Bragança (Lat. -1°S e Lon. -47°W);

- b) Em seguida comparou-se os campos de vento e umidade específica e vento e temperatura em 850hPa, gerados pelos modelos Global, ETA e BRAMS (G1) nos horários antes (12UTC do dia 21/04), durante (00UTC do dia 22/04) e após (12UTC do dia 22/04) do episódio de JBN, possibilitando assim uma melhor visualização das características da ocorrência do JBN;
- c) Por fim, analisou-se os campos de vento e umidade específica, vento e temperatura e vento e magnitude, gerados pelo o BRAMS (G2) nos horários das 18UTC do dia 21/04, 00UTC do dia 22/04 e 06UTC do dia 22/04 que corresponde aos horários de persistência do episódio de JBN.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1- Resultados Observacionais

A aplicação dos critérios de B&W (descritos no item 2.2.3 da Revisão Bibliográfica), aos dados coletados nos experimentos DESMATA (55 radiossondagens) e CiMeLA (75 radiossondagens) permitiu a seleção dos seguintes dias com ocorrência de JBN: (a) 08, 09, 14, 16, 21 e 22 de abril de 2002, (b) 27 a 31 de outubro e 08 a 12 de novembro de 2003, ambos referentes aos períodos chuvoso e seco, respectivamente. Na seqüência, uma descrição detalhada dos resultados obtidos para cada período é apresentada.

4.1.1- Período chuvoso

Analisando os perfis verticais de velocidade do vento dos sete casos de JBN detectados (FIGURA 14), pôde-se observar que todos os perfis tem sua base, pico e topo bem definidos. Mostrando camadas com a atuação dos JBN que atingiram profundidades desde 500m até 1900m de espessura (FIGURA 14c), respectivamente.

A TABELA 3 sumariza o total de ocorrências de JBN observados no período chuvoso abaixo e acima de 500m. Neste período foram detectados 7 casos de JBN, sendo que no dia 22/04/02 houve a ocorrência de 2 JBN, um as 00UTC e outro as 06UTC. Portanto em 12,7% das sondagens analisadas no período chuvoso foi detectada a presença de JBN.

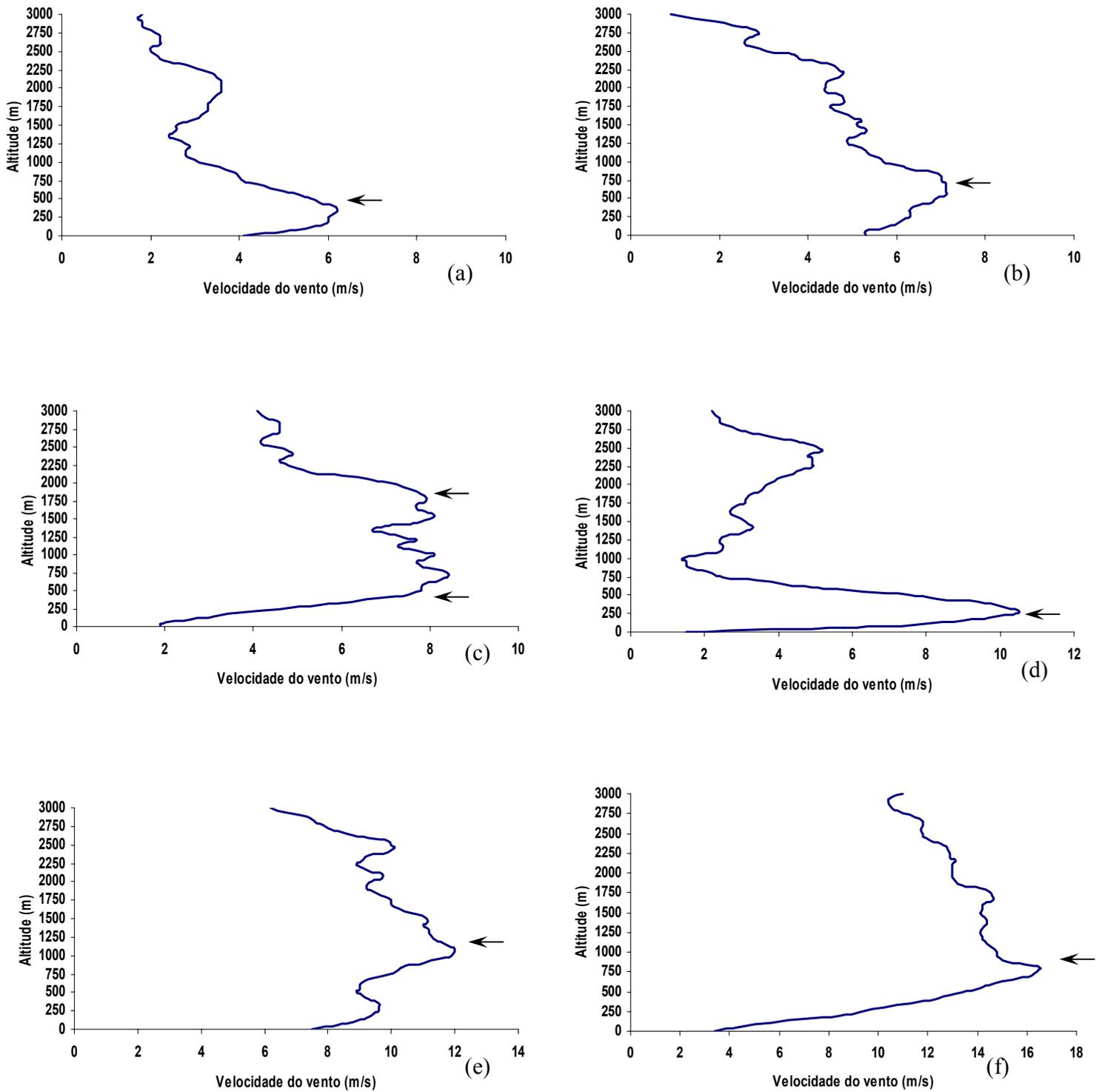


FIGURA 14: Perfis verticais de velocidade do vento para os dias: (a) 08/04/02 as 18UTC, (b) 09/04/02 as 00UTC, (c) 14/04/02 as 00UTC, (d) 16/04/02 as 12UTC, (e) 21/04/02 as 18UTC, (f) 22/04/02 as 00UTC;

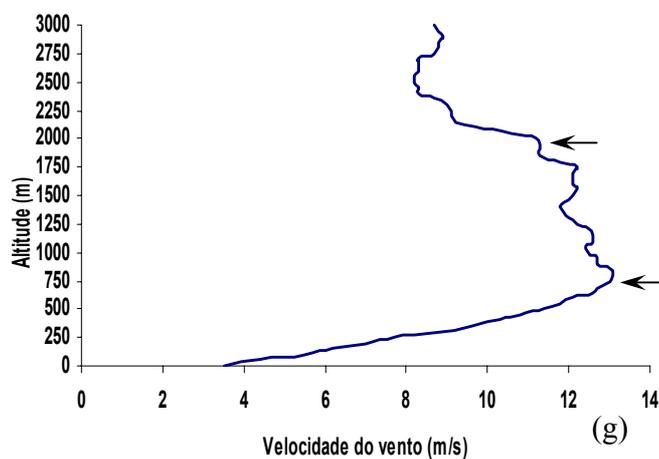


FIGURA 14: Continuação, (g) 22/04/02 as 06UTC.

TABELA 3 - Total de ocorrências de JBN observados no período chuvoso abaixo e acima de 500m.

Abaixo de 500 m (00 e 06 UTC)							
Data	Hora	Inten.(m/s)	Alt.(m)	Dir. (°)	Tipo	Média vv	Média Alt
Não houve JBN							
Acima de 500 m (00 e 06 UTC)							
Data	Hora	Inten.(m/s)	Alt.(m)	Dir. (°)	Tipo	Média vv	Média Alt
09/04/02	00	7,1	600	NE	JBN-IV		
14/04/02	00	8,4	750	NE	JBN-IV	11,25	750
22/04/02	00	16,5	800	E	JBN-I		
22/04/02	06	13,0	850	E	JBN-0		
Abaixo de 500 m (12 e 18 UTC)							
Data	Hora	Inten.(m/s)	Alt.(m)	Dir. (°)	Tipo	Média vv	Média Alt
08/04/02	18	6,1	390	NE	JBN-IV	8,3	345
16/04/02	12	10,5	300	SW	JBN-0		
Acima de 500 m (12 e 18 UTC)							
Data	Hora	Inten.(m/s)	Alt.(m)	Dir. (°)	Tipo	Média vv	Média Alt
21/04/02	18	12,1	1100	SE	JBN-I	12,1	1100

Também pode-se observar que no período chuvoso, em 40% dos dias do experimento (6 dias) houve a ocorrência de JBN. Observou-se também que os sete JBN detectados no período chuvoso apresentaram direção predominante entre NE-SE (FIGURA 15), altitude média de ocorrência de 684m e máxima velocidade em torno de 10,5m/s. De acordo com Whiteman et al (1997) os JBN encontrados nas Planícies Americanas tem em média altitudes próximas de 600m para a estação de inverno. Em geral o padrão de ocorrência dos JBN sobre a América do Sul é similar àquele encontrado nas observações nas Planícies Americanas para o mesmo período.

Pode-se observar na TABELA 3 que os JBN mais freqüentes neste período foram os do tipo JBN-IV, correspondendo a 42,9% dos JBN observados. Para o período de verão no Hemisfério Norte (HN), Whiteman et al (1997) encontraram que os JBN mais freqüentes neste período são do tipo JBN-IV. Sendo assim, observou-se na estação chuvosa (equivalente inverno) um comportamento similar ao observado por Whiteman et al (1997).

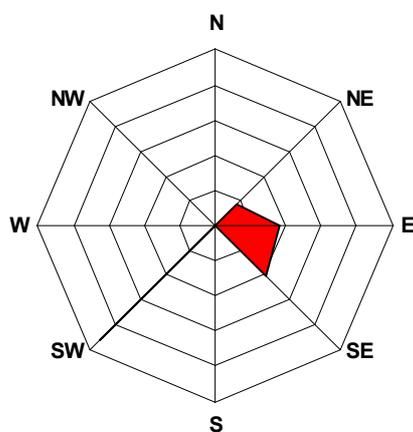


FIGURA 15- Predominância do vento para os dias com ocorrência de JBN durante o período chuvoso.

Outra informação que pode ser retirada da TABELA 3 foi referente à diferença de altitude de ocorrência e velocidade máxima entre os JBN noturnos (00 e 06UTC) e diurnos (12 e 18UTC), onde é possível observar que a altitude média de ocorrência dos JBN foi de 750m e 597m (FIGURA 16), com velocidade máxima de 11,25m/s e 9,6m/s para os períodos noturnos e diurnos,

respectivamente. Estes resultados estão de acordo com a climatologia feita por Bonner (1968) onde ele determinou a altitude média de ocorrência dos JBN em 785m acima da superfície no HN. A FIGURA 16 mostra que em sua maioria os JBN ocorreram no período noturno com aproximadamente 57% dos casos. No geral segundo alguns autores (WHITEMAN et al 1997; ANDERSON e ARRIT, 2001 e MARENGO et al, 2004) os JBN são mais freqüentes a noite em ambas estações, mas a preferência noturna é mais pronunciada no verão em ambos hemisférios.

Outra observação que pode ser feita foi com relação ao tipo de JBN detectado neste período nas sondagens noturnas e diurnas. Pode-se observar na FIGURA 17a que para as sondagens noturnas o tipo de JBN mais freqüente foi do tipo JBN-IV correspondendo a 50% dos casos. Já para as sondagens diurnas não houve um tipo de JBN predominante. Ocorrendo a mesma porcentagem de casos do tipo JBN-0, I e IV.

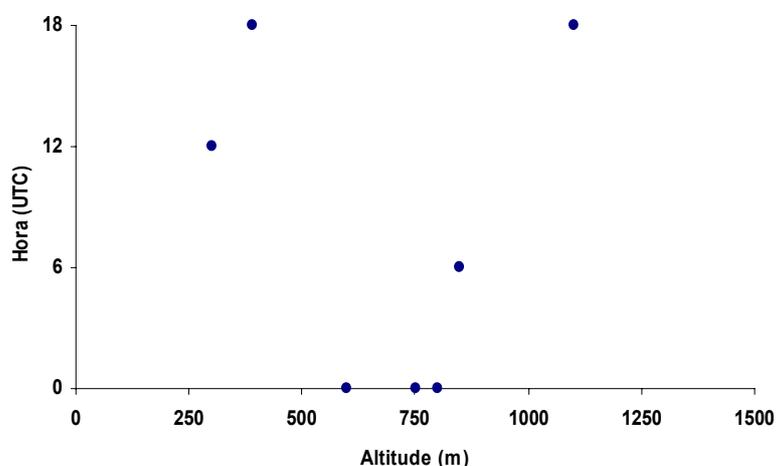


FIGURA 16 – Distribuição da altura dos JBN em função do horário de ocorrência dos JBN durante o período chuvoso.

Conforme mencionado na metodologia, os JBN diurnos e noturnos foram separados em função de sua ocorrência ser abaixo ou acima de 500m de altura. Assim, pode-se verificar (TABELA 3 e FIGURA 17b) que para o período chuvoso

28,6% dos JBN ocorreram abaixo de 500m de altura, sendo, portanto a maioria dos JBN observados acima de 500m (71,4%). Também foi possível verificar que o horário que apresentou maior frequência de ocorrência de JBN foi o das 00UTC correspondendo a 42,9% do total de ocorrência, correspondendo aos JBN localizados acima de 500m (FIGURA 17c). Ainda assim, pode-se constatar que a estrutura deste fenômeno é comparável àquela apresentada por Edgar (2000), para o período de inverno de 1992, onde em 96% das sondagens existia a presença de JBN próximo a 500m de altitude.

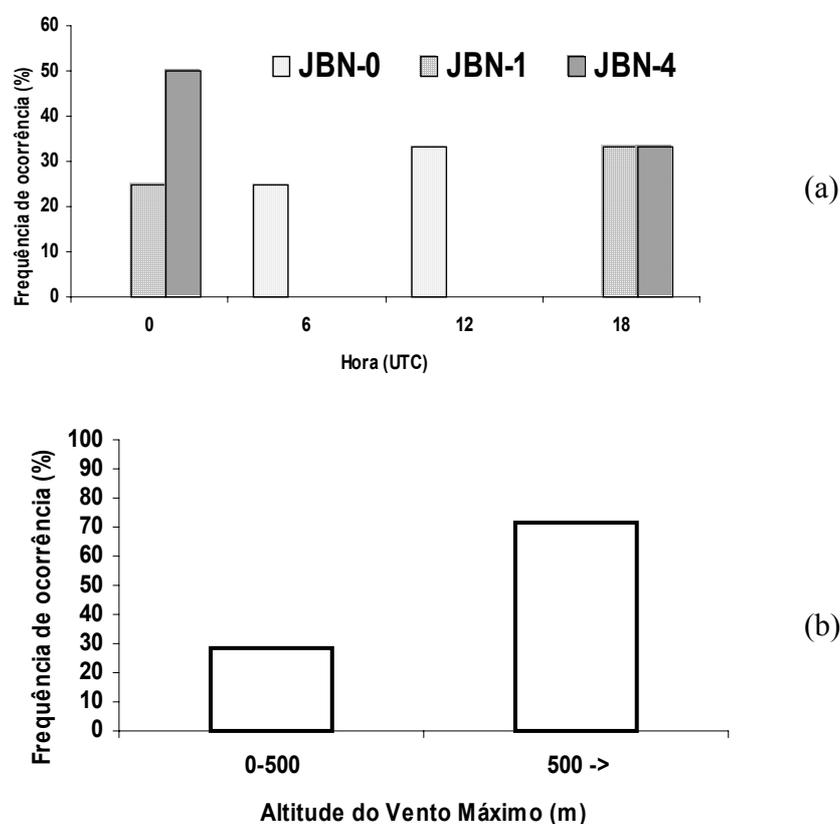


FIGURA 17 – Distribuição da frequência de ocorrência para o período chuvoso: (a) do tipo de JBN observado no período noturno e diurno, (b) JBN observados abaixo e acima de 500m;

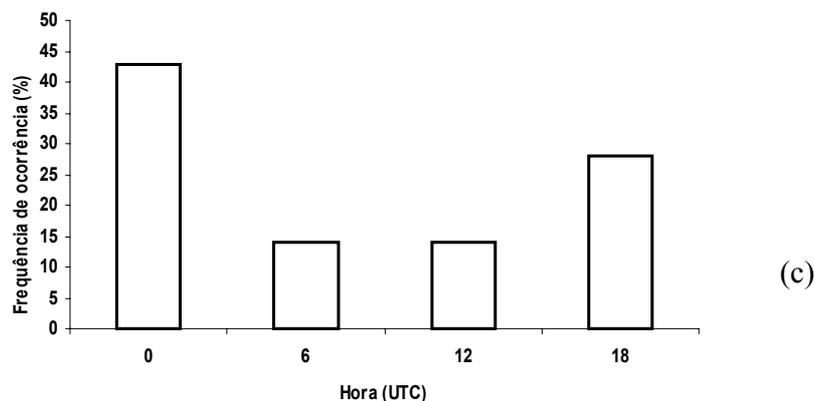
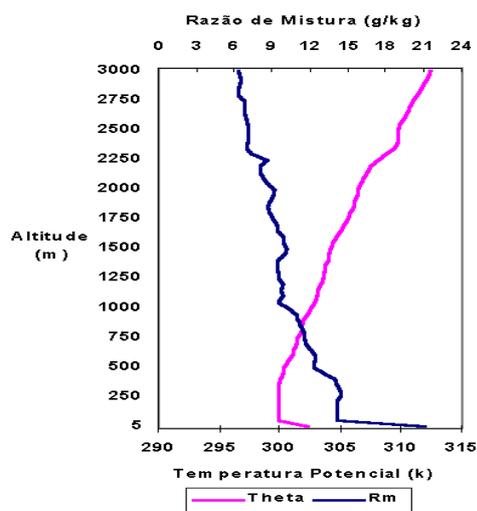


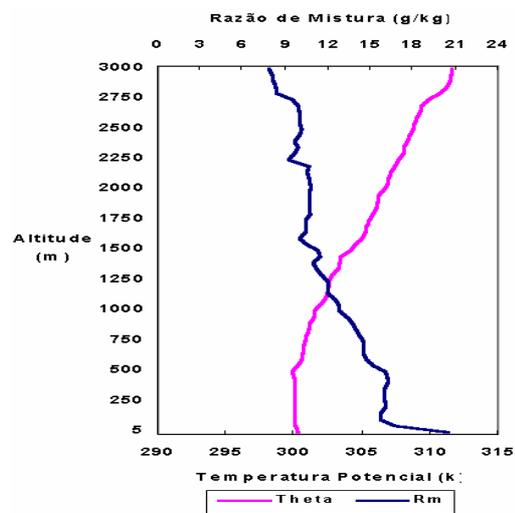
FIGURA 17: Continuação, (c) horário de ocorrência dos JBN.

Também observou-se que abaixo de 500m não houve ocorrência de JBN no período noturno. A velocidade média dos JBN observados abaixo de 500m foi de 8,3m/s com uma altura média de 345m. Já os JBN observados acima de 500m apresentaram velocidade média de 11,42m/s e altitude média de 820m. Para o mesmo mês de abril, Douglas et al (1998) encontraram que as mínimas ocorrências de JBN no HS (a leste dos Andes) estão localizadas neste mês, porém com máxima intensidade próximo de 800hPa.

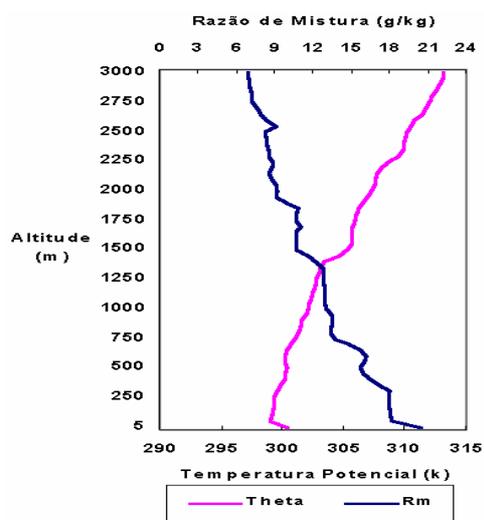
Em seguida foi iniciada a análise do comportamento dos perfis termodinâmicos das sondagens dos 7 casos de JBN detectados. A FIGURA 18 mostra os perfis verticais de θ e R_m destes 7 casos. Estes perfis mostraram uma variação diurna, com máximos no final da tarde e mínimo ao amanhecer, associada ao aquecimento da superfície que propiciou o surgimento de uma camada com valores quase constantes até aproximadamente 500m nos horários noturnos (FIGURA 18b e f) caracterizando uma região de mistura. Observa-se também que a camada de mistura diurna atingiu sua altura máxima próximo às 18UTC (FIGURA 18a e e) ficando em torno de 600m. Decaindo rapidamente após esse horário para iniciar o processo de formação da inversão térmica nas primeiras horas da noite (FIGURA 18b e g) aproximadamente na altura de 600m.



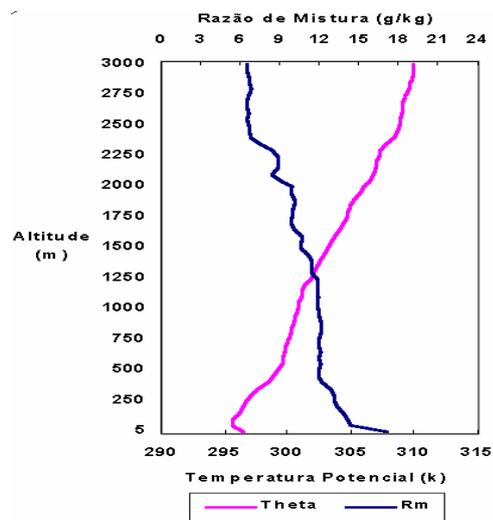
(a)



(b)



(c)



(d)

FIGURA 18: Perfis verticais de temperatura potencial (—) e razão de mistura (—) para os dias: (a) 08/04/02 as 18UTC, (b) 09/04/02 as 00UTC, (c) 14/04/02 as 00UTC, (d) 16/04/02 as 12UTC;

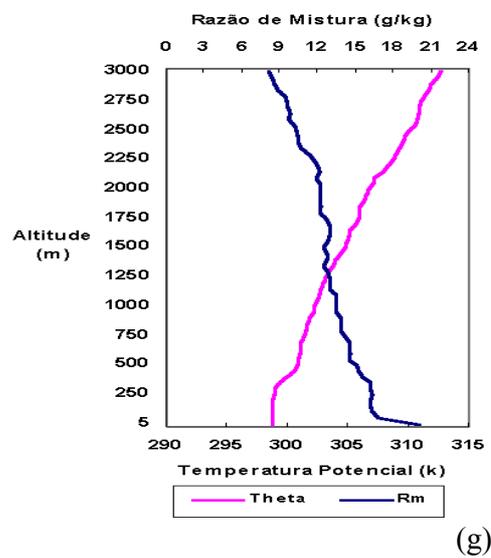
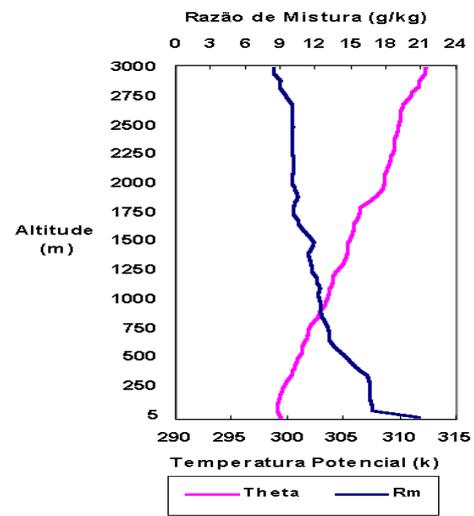
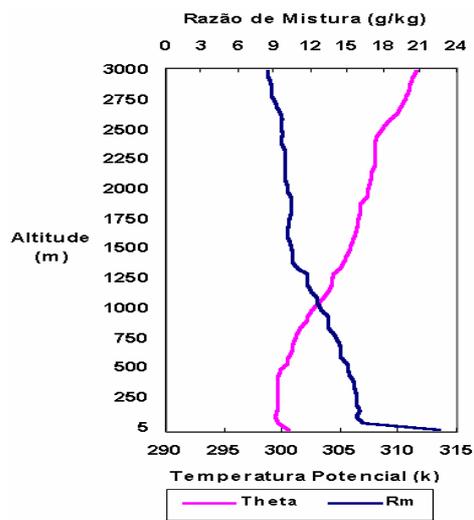


FIGURA 18: Continuação, (e) 21/04/02 as 18UTC, (f) 22/04/02 as 00UTC; (g) 22/04/02 as 06UTC.

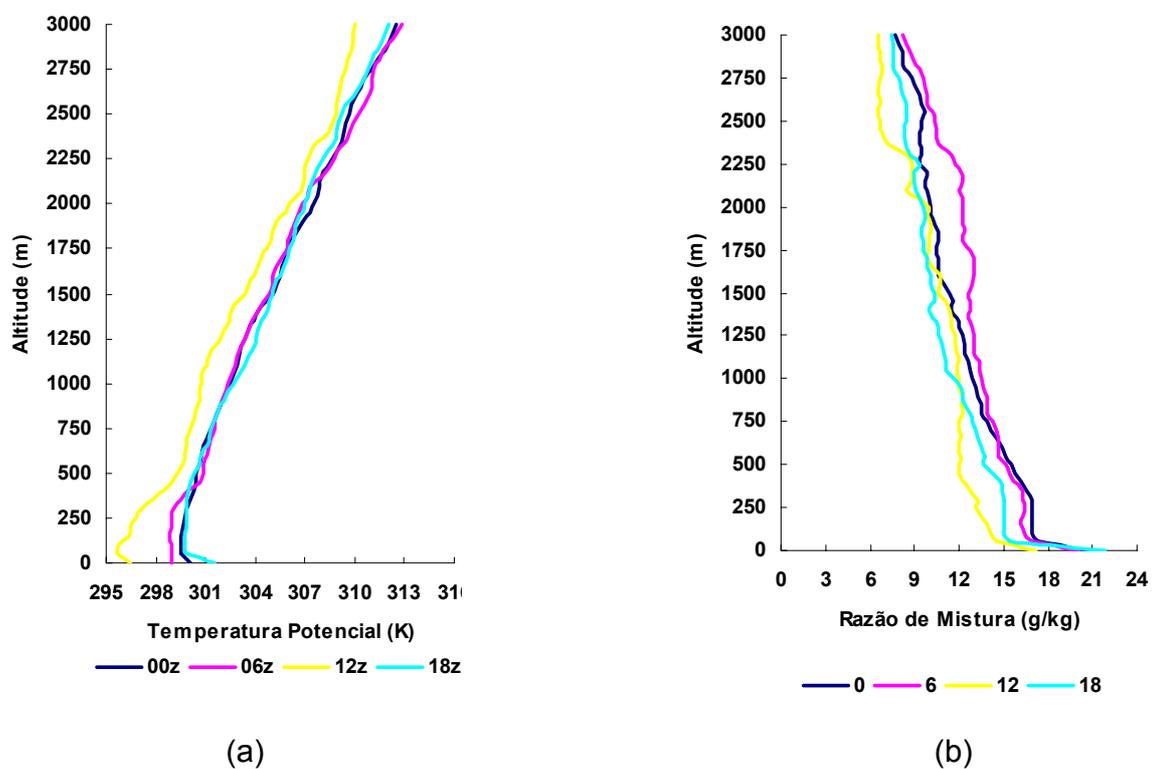
Comparando as FIGURAS 14 e 18, observamos que todos os perfis dos JBN ocorreram acima do nível de inversão dado pelas FIGURAS 18 e TABELA 4. Bonner (1968) mostrou também que não houve associação e nem influência do JBN com a inversão ou vice-versa.

Para identificar a estrutura média horária (00, 06, 12 e 18UTC) da CLP, durante os dias de ocorrência dos JBN, foi calculado o perfil médio horário de θ e R_m (FIGURA 19). No perfil médio de θ pode se visualizar uma camada próxima à superfície com temperatura potencial de 299K constante até uma altura de 300m no horário das 18UTC (FIGURA 19a) sendo que esta camada deteriora-se com a inversão do fluxo de calor ocorrida ao anoitecer. Na FIGURA 19b nota-se a presença marcante da CLE no horário das 00 e 06UTC caracterizada pelo perfil aproximadamente constante de R_m até 300m de altitude. Também observa-se nesta FIGURA que a atmosfera manteve-se úmida durante a atuação da CLE (em torno de 16g/kg às 00 e 06UTC) ressecando-se após este horário, como pode ser visto na FIGURA 19b para às 12UTC até atingir o valor de 14g/kg. O comportamento médio horário de ambas as variáveis mostrou que a média temporal tende a suavizar a altura da CLP, como pode ser visto no horário das 18UTC que atingiu aproximadamente 500m de altitude. Ainda assim, pode-se constatar que a estrutura média de ocorrência dos JBN é comparável àquela apresentada por (BONNER, 1968).

As FIGURAS 19 estão de acordo com os resultados encontrados por Sousa (2003) para o período chuvoso desta localidade no litoral do Estado do Pará, onde ele mostrou que em média a altitude da CLP nesta época do ano localiza-se próxima de 550m.

TABELA 4: Confronto entre a altitude do JBN e a Inversão de Temperatura

DIA	ALTITUDE JBN (m)	ALTITUDE INVERS. (m)
08/04/2002	390	300
09/04/2002	600	500
14/04/2002	750	190
16/04/2002	300	50
21/04/2002	1100	500
22/04/2002	800	250
22/04/2002	850	300

FIGURA 19 - Perfil vertical médio horário de θ (a) e R_m (b) para o período chuvoso.

4.1.2 – Período Seco

Analisando os perfis verticais de velocidade do vento dos vinte e quatro casos de JBN detectados (FIGURA 20), pode-se observar que todos os perfis têm sua base, pico e topo bem definidos. Mostrando camadas com a atuação dos JBN que atingiram profundidades desde 400m até 2400m de espessura (FIGURA 20 f e i).

A TABELA 5 sumariza o total de ocorrências de JBN observados no período seco abaixo e acima de 500m. Neste período foram detectados 24 casos de JBN, sendo que no período de 27 a 31 de outubro houve a ocorrência de JBN duplos, ou seja, ocorrência de mais de 1 JBN na mesma sondagem. Portanto em 32% das sondagens analisadas no período seco foi detectada a presença de JBN.

TABELA 5 - Total de ocorrências de JBN observados no período seco abaixo e acima de 500m.

Abaixo de 500 m (00 e 06 UTC)							
Data	Hora	Inten.(m/s)	Alt.(m)	Direção	Tipo	Média vv	Média Alt
11/11/03	00	10,5	300	NE-E	JBN-0	10,6	225
12/11/03	00	10,8	150	NE	JBN-0		
Acima de 500 m (00 e 06 UTC)							
	Hora	Inten.(m/s)	Alt.(m)	Direção	Tipo	Média vv	Média Alt
28/10/03	00	9,9	800	E	JBN-IV		
28/10/03	06	9,8	550	E	JBN-IV		
29/10/03	00	12,6	700	E	JBN-I		
29/10/03	06	13,3	800	E	JBN-I		
30/10/03	00	14,4	900	E	JBN-I		
30/10/03	06	13,1	950	E	JBN-I	12,5	940
31/10/03	00	10,2	700	E	JBN-0		
09/11/03	00	15,2	1200	NE	JBN-I		
09/11/03	06	15,1	1650	NE	JBN-I		
11/11/03	06	9,5	1150	E	JBN-IV		
12/11/03	06	14,3	950	NE	JBN-I		
Abaixo de 500 m (12 e 18 UTC)							
	Hora	Inten.(m/s)	Alt.(m)	Direção	Tipo	Média vv	Média Alt
Não houve JBN							
Acima de 500 m (12 e 18 UTC)							
	Hora	Inten.(m/s)	Alt.(m)	Direção	Tipo	Média vv	Média Alt
27/10/03	18	10,6	600	NE	JBN-0		
28/10/03	12	12,5	750	E	JBN-I		
28/10/03	18	11,9	2250	SE	JBN-0		
29/10/03	12	13,1	1050	E	JBN-I		
29/10/03	18	11,2	800	SE	JBN-0		
30/10/03	12	11,9	1050	E	JBN-0	12,4	1277
30/10/03	18	10,7	2250	SE	JBN-0		
08/11/03	12	13,0	1100	E	JBN-I		
09/11/03	12	13,6	950	NE	JBN-I		
10/11/03	12	15,0	2250	SE	JBN-I		
11/11/03	12	12,6	1000	E	JBN-I		

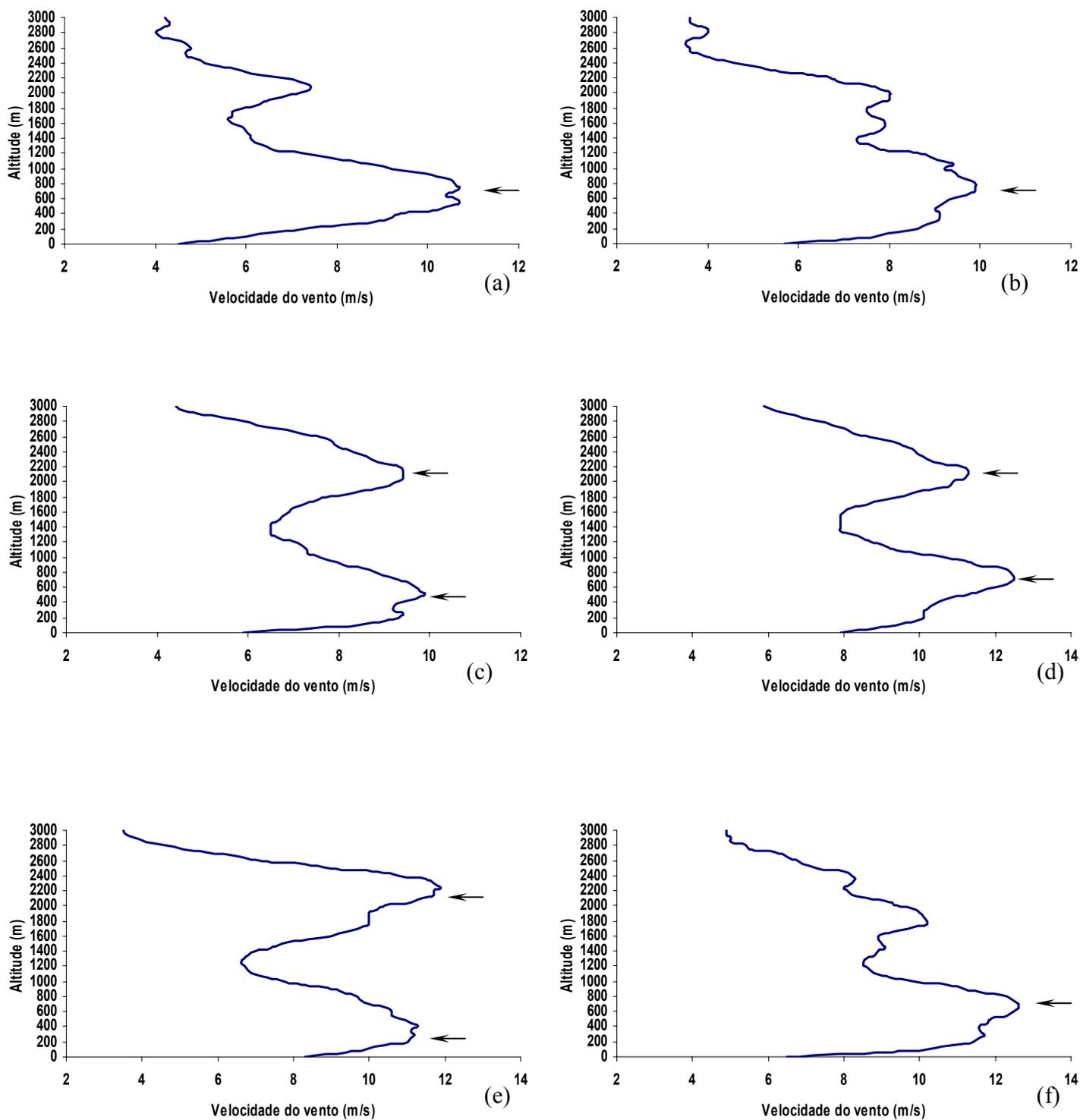


FIGURA 20: Perfis verticais de velocidade do vento para os dias: (a) 27/10/03 as 18UTC, (b) 28/10/03 as 00UTC, (c) 28/10/03 as 06UTC, (d) 28/10/03 as 12UTC, (e) 28/10/03 as 18UTC, (f) 29/10/03 as 00UTC;

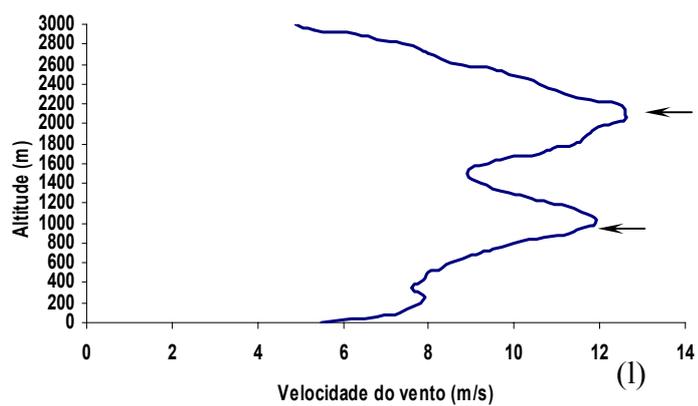
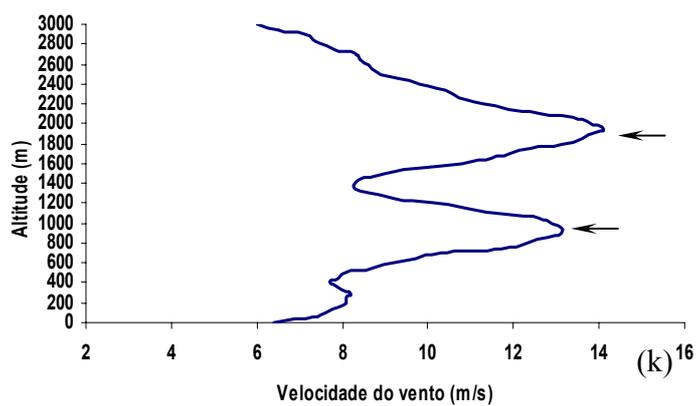
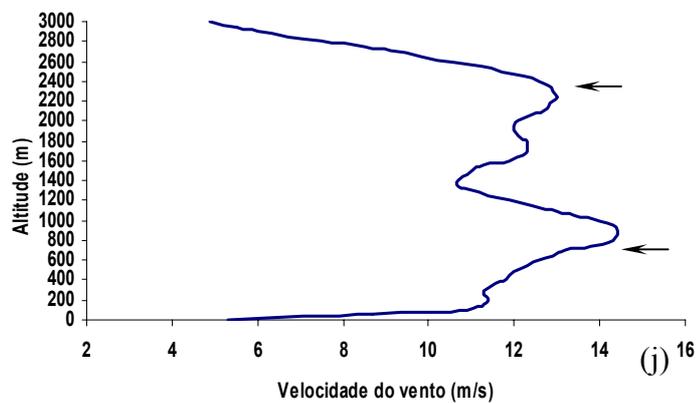
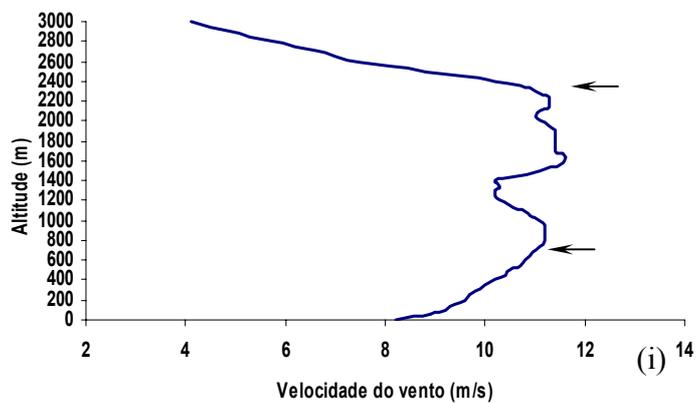
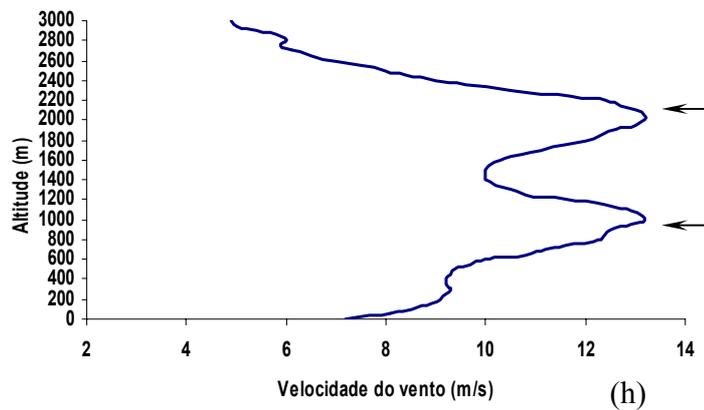
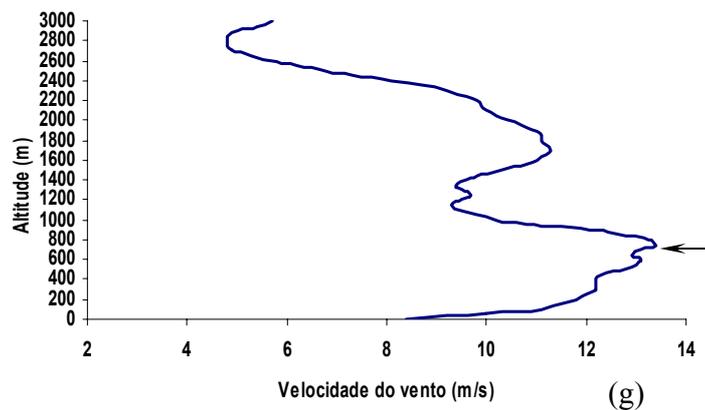


FIGURA 20: Continuação, (g) 29/10/03 as 06UTC, (h) 29/10/03 as 12UTC, (i) 29/10/03 as 18UTC, (j) 30/10/03 as 00UTC, (k) 30/10/03 as 06UTC, (l) 30/10/03 as 12UTC;

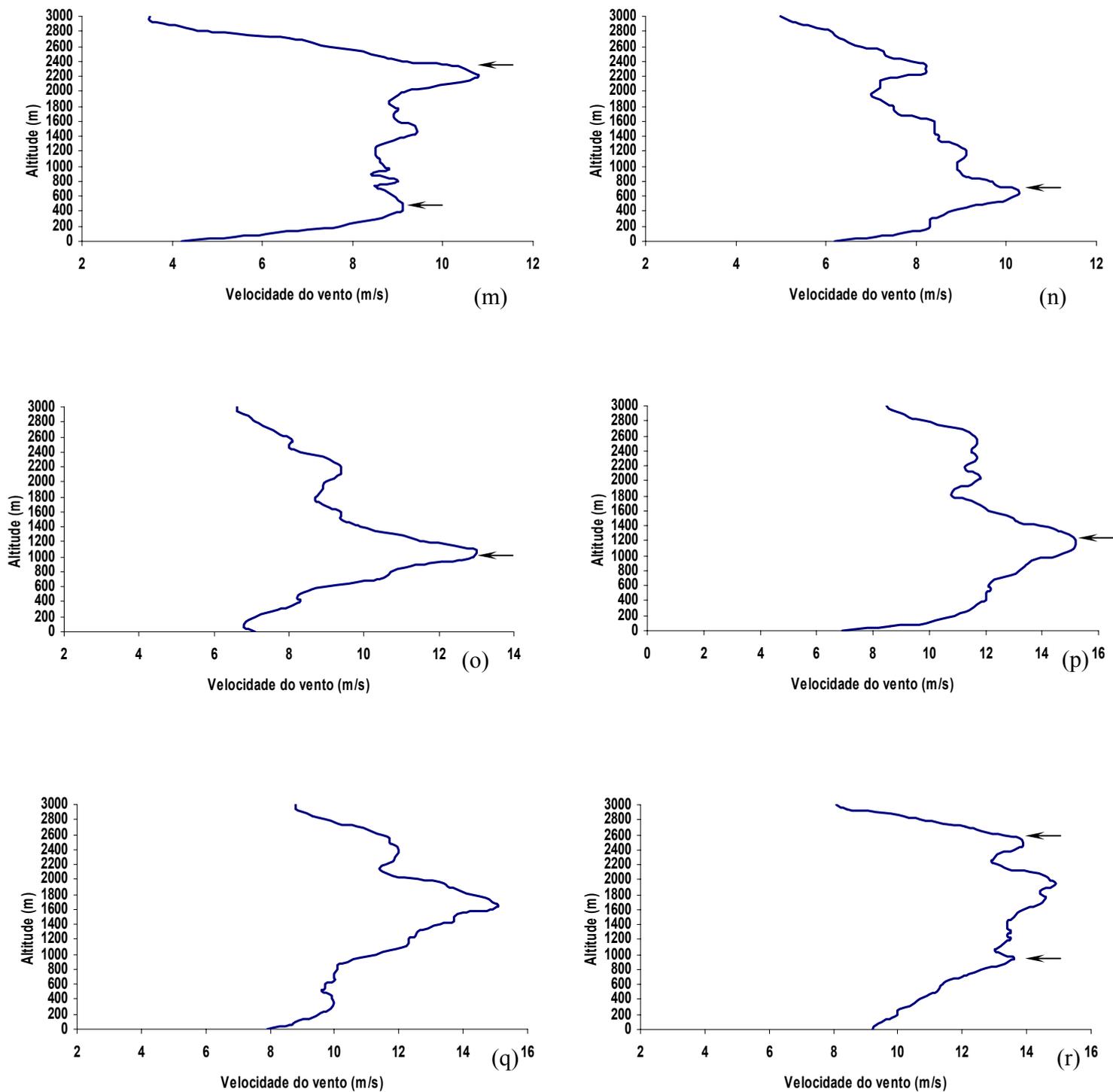


FIGURA 20: Continuação, (m) 30/10/03 as 18UTC, (n) 31/10/03 as 00UTC, (o) 08/11/03 as 12UTC, (p) 09/11/03 as 00UTC, (q) 09/11/03 as 06UTC, (r) 09/11/03 as 12UTC;

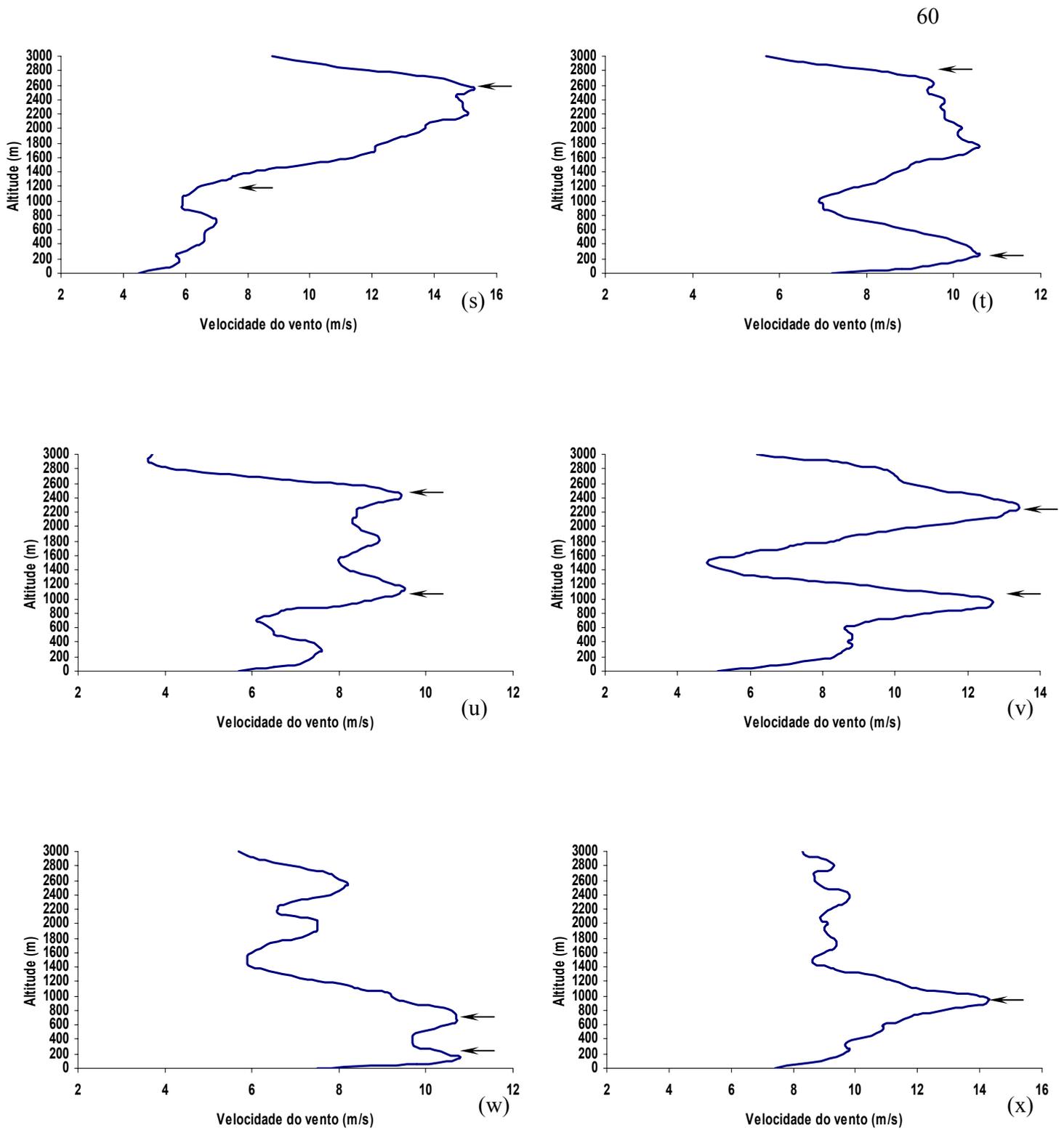


FIGURA 20: Continuação, (s) 10/11/03 as 12UTC, (t) 11/11/03 as 00UTC, (u) 11/11/03 as 06UTC, (v) 11/11/03 as 12UTC, (w) 12/11/03 as 00UTC, (x) 12/11/03 as 06UTC.

Também se pode observar que no período seco, em 50% dos dias do experimento (10 dias) houve a ocorrência de JBN. Observou-se na FIGURA 21 que os vinte e quatro JBN detectados no período seco apresentaram direção predominante entre NE-SE com uma altitude média de ocorrência de 1035m e pico de máxima velocidade em torno de 12,3m/s. Pode-se observar ainda pela TABELA 5 que os JBN mais freqüentes neste período foram os do tipo JBN-I, correspondendo a 54,2% dos JBN observados. Essas características peculiares encontradas no Norte e Nordeste do Pará são bem parecidas àquelas encontradas nos meses de verão do HN por Whiteman (1997), com JBN mais fracos durante os meses de verão. Também Marengo (2004) no seu estudo para o HS verificou que os JBN podem ser encontrados durante todo ano, mas as suas maiores ocorrências são nos meses de verão (NDJF), comparados àqueles ocorridos nos EUA (BERBERY et al, 2002).

No verão as circulações em baixos níveis dos Ventos Alísios são predominantemente de NE próximo ao Equador, e o escoamento característico é de E-W do oceano para o continente com velocidades típicas de 10m/s (VIRJI, 1981; BERBERY e COLLINI, 2000; MARENGO et al, 2004). Porém pode-se constatar que este escoamento é comparável aquele descrito acima para a região litorânea do Estado do Pará.

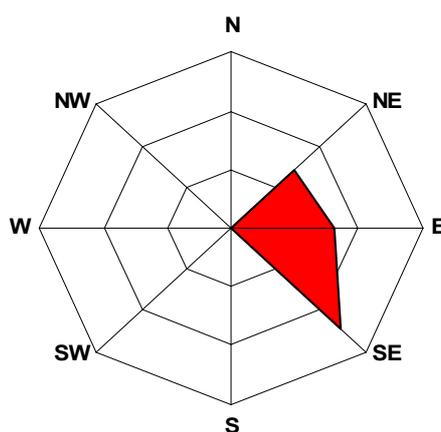


FIGURA 21 - Predominância do vento para os dias com ocorrência de JBN durante o período seco.

Outra informação que pode ser retirada da TABELA 5 foi referente à diferença de altitude de ocorrência e velocidade máxima entre os JBN noturnos (00 e 06UTC) e diurnos (12 e 18UTC), onde é possível observar que a altitude média de ocorrência dos JBN foi de 830m e 1277m, com velocidade máxima de 12,2m/s e 12,3m/s para os períodos noturnos e diurnos, respectivamente. A FIGURA 22 mostra que em sua maioria os JBN ocorreram no período noturno, aproximadamente 54% dos casos. De acordo com Mitchell et al (1995), nos meses de verão do HN, a altitude média de ocorrência dos JBN foi de 1000m na região central dos USA. Este padrão foi similar ao encontrado para a região litorânea do Pará.

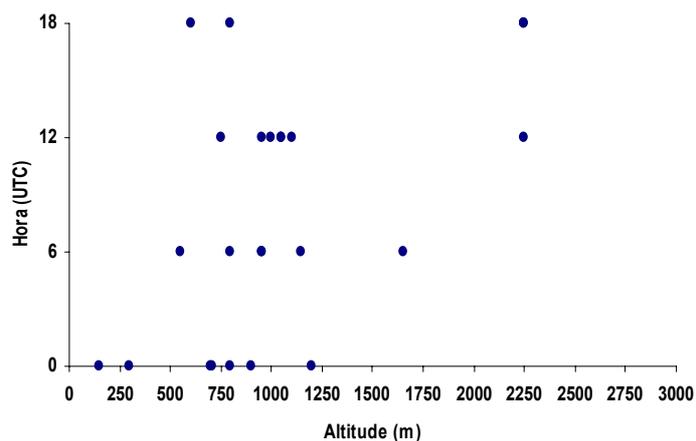


FIGURA 22 – Distribuição da altura dos JBN em função do horário de ocorrência dos JBN durante o período chuvoso.

Outra observação que pôde ser feita foi com relação ao tipo de JBN detectado neste período nas sondagens noturnas e diurnas. Pode-se observar na FIGURA 23a que para as sondagens noturnas o tipo de JBN mais freqüente foi do tipo JBN-I correspondendo a 53,89% dos casos. Para as sondagens diurnas houve dois tipos de JBN predominante, sendo do tipo JBN-0 com 45,5% e do tipo JBN-I com 54,5% de ocorrências.

Os JBN neste período também foram separados em função de sua ocorrência ser abaixo ou acima de 500m de altura. Assim, pode-se verificar na (TABELA 5 e FIGURA 23b) que no período seco 8,3% dos JBN ocorreram abaixo de 500m de altura, sendo na sua maioria observados acima de 500m (91,7%). Também foi possível verificar que o horário que apresentou maior frequência de ocorrência de JBN foram nos horários das 00 (29,2%) e 12UTC (29,2%). Nos dois casos os JBN ocorreram com mais frequência acima de 500m (FIGURA 23c). Também se observou que abaixo de 500m não houve ocorrência de JBN nos horários diurnos. Os resultados acima descritos estão de acordo com os encontrados por alguns autores (WHITEMAN, 1997; ANDERSON e ARRITT, 2001; MARENGO et al, 2004), para os meses de verão dos HN e HS. De acordo com estes autores (BROOK, 1985 e HIGGINS et al,1997) os máximos picos de JBN são encontrados nos horários das 00 e 06UTC, com mínimos às 18UTC. Estes resultados são similares aos descritos acima para os horários 00 e 18UTC no litoral N e NE do Estado do Pará.

A velocidade média dos JBN observados abaixo de 500m foi de 10,6m/s com uma altura média de 225m. Já os JBN observados acima de 500m apresentaram velocidade média de 12,43m/s e altitude média de 1156,8m. Em geral o padrão de ocorrência dos JBN no litoral Norte e Nordeste do Estado do Pará durante os meses de verão é similar àquele encontrado nas observações (BONNER, 1968; HIGGINS, 1997; MARENGO et al, 2004).

Segundo Marengo et al (2004) a configuração dos ventos alísios nos meses de verão no HS (NDJF), são de NE próximo ao Equador e com velocidades próximas de 12m/s. Para os meses de inverno (MJJA) os ventos alísios são fraco próximo do Equador, sendo os mesmo de NE no litoral Norte do estado do Pará. Sendo assim, os resultados descritos acima para o período seco estão de acordo com a climatologia feita por este autor com 50 anos de dados de reanálises.

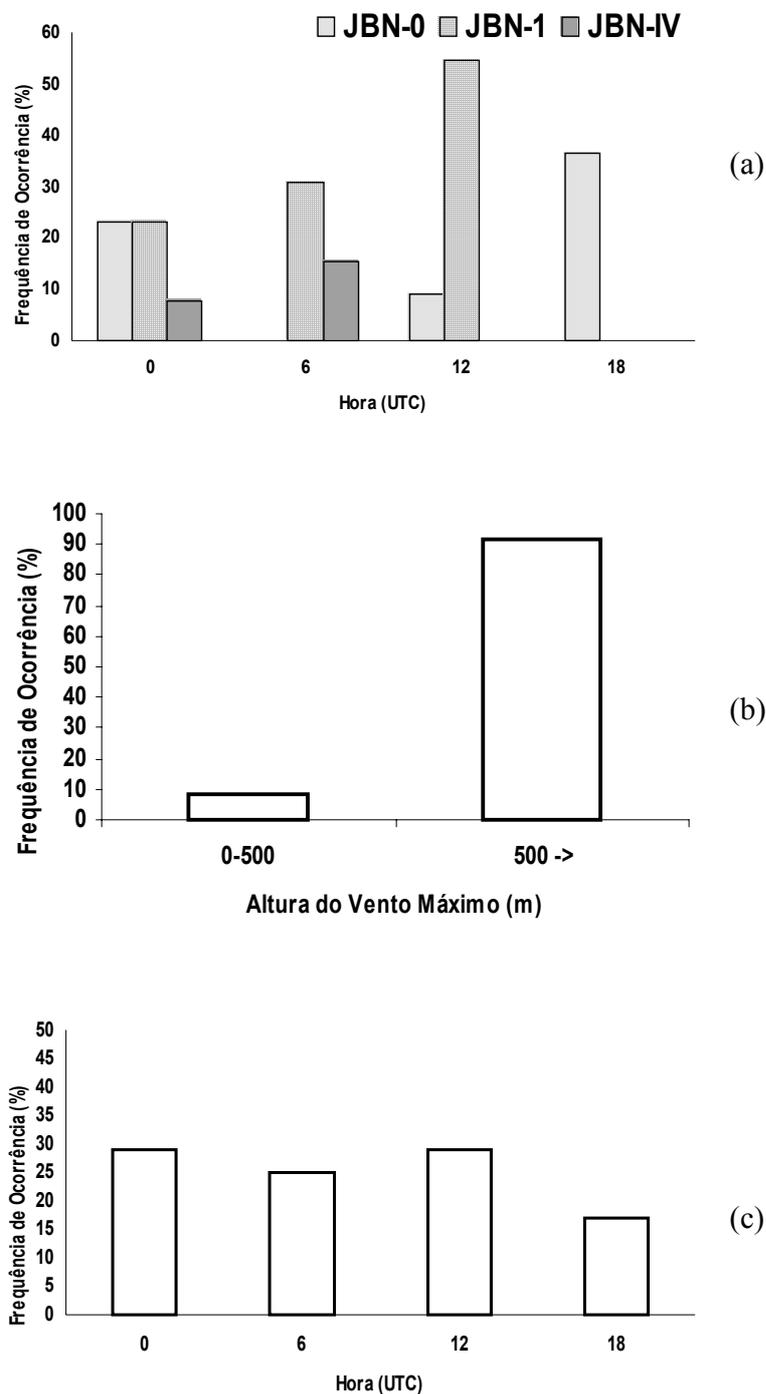


FIGURA 23 – Distribuição da frequência de ocorrência para o período seco: (a) do tipo de JBN observado no período noturno e diurno, (b) JBN abaixo e acima de 500m e (c) horário de ocorrência dos JBN.

Os perfis de θ e R_m mostraram uma variação diurna, com máximos no final da tarde e mínimos ao amanhecer, associada ao aquecimento da superfície que proporcionou o surgimento de uma camada com valores quase constantes até aproximadamente 750m nos horários diurnos e noturnos (FIGURA 24a, c e e) caracterizando uma região de mistura. Observa-se também que uma camada com valores constantes nas sondagens das 18UTC atingiu sua altura máxima em torno de 1100m (FIGURA 24c).

Através de uma análise visual dos dados de temperatura potencial e razão de mistura (FIGURA 24) para os dias com ocorrências de JBN foram observados, entre os períodos noturno e diurno:

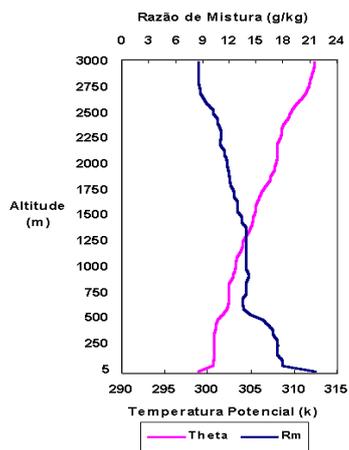
- 1 – Temperatura potencial aproximadamente constante na vertical em média próximo de 1000m,
- 2 – Razão de mistura aproximadamente constante na vertical em média aproximadamente 800m; e
- 3 – Camada próxima à superfície superadiabática (ou seja, gradiente vertical de temperatura potencial negativo).

Ainda comparando as FIGURAS 20 com as FIGURAS 24, que correspondem aos perfis de vento, temperatura potencial e razão de mistura para o período seco, pode-se verificar que aproximadamente 92% dos casos de JBN ocorreram acima do nível* de inversão e que 8% (ou dois casos) foram abaixo deste nível (TABELA 6 e FIGURA 20f e w). Segundo Bonner (1968), os JBN ocorreram acima do nível de inversão nos dois anos de seus estudos nos USA.

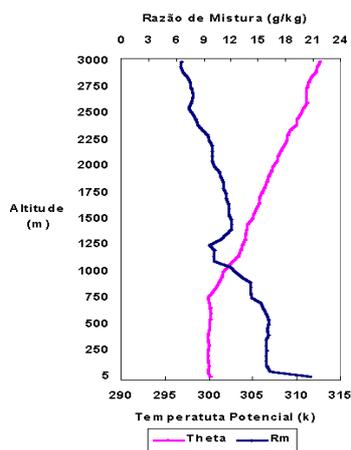
TABELA 6: Confronto entre a altitude do JBN e a Inversão de Temperatura

Dia	Alt. JBN (m)	Alt. Inversão (m)	Dia	Alt. JBN (m)	Alt. Inversão (m)
27/10/03	600	500	31/10/03	700	600
	850	750		08/11/03	1100
28/10/03	550	450	09/11/03	1200	600
	750	600		1650	750
	2250	500		950	600
	700*	800*		10/11/03	2250
29/10/03	800	750	11/11/03	300	250
	1050	750		1150	700
	800	700		1000	600
	900	720		12/11/03	150*
30/10/03	950	740	950		750
1050	850				
2250	450				

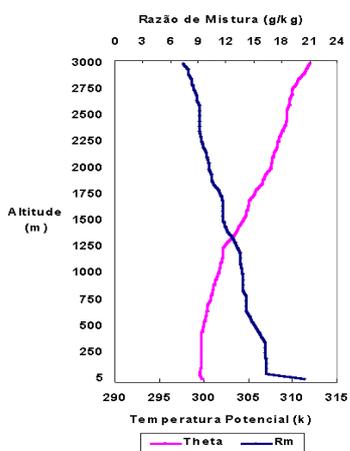
* Casos que os JBN ocorreram abaixo da inversão de temperatura.



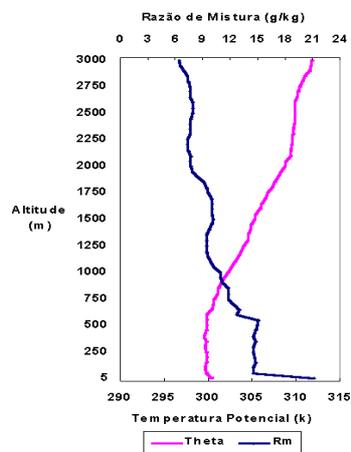
(a)



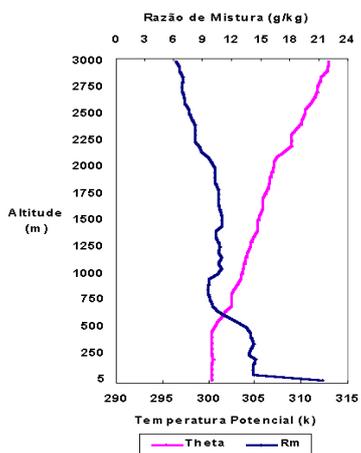
(b)



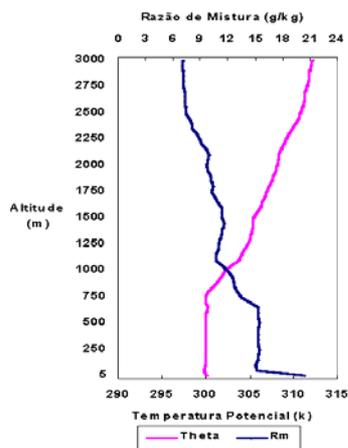
(c)



(d)

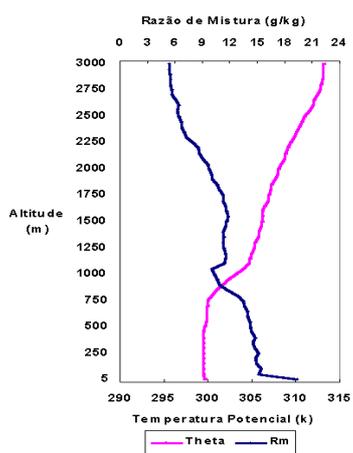


(e)

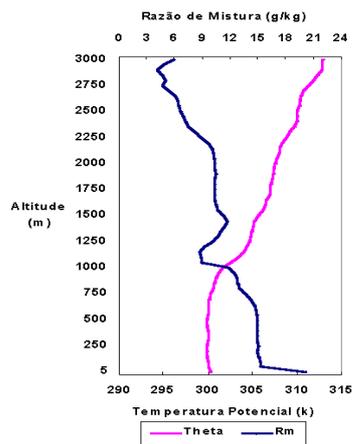


(f)

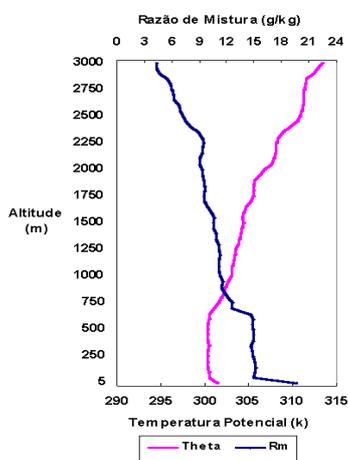
FIGURA 24: Perfis verticais de temperatura potencial (—) e razão de mistura (—) para os dias: (a) 27/10/03 as 18UTC, (b) 28/10/03 as 00UTC, (c) 28/10/03 as 06UTC, (d) 28/10/03 as 12UTC, (e) 28/10/03 as 18UTC, (f) 29/10/03 as 00UTC;



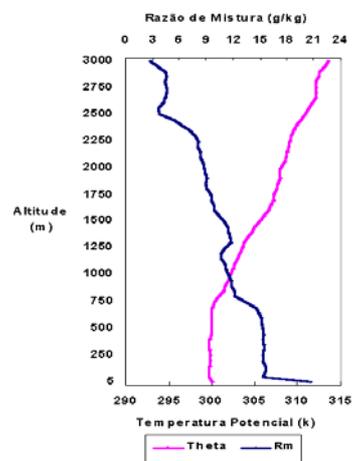
(g)



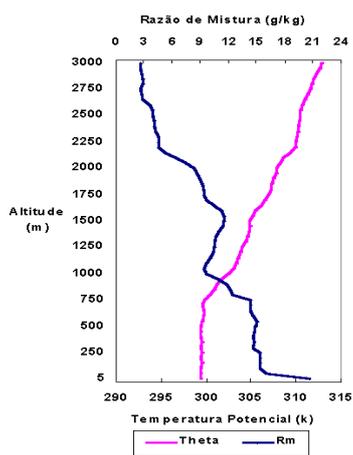
(h)



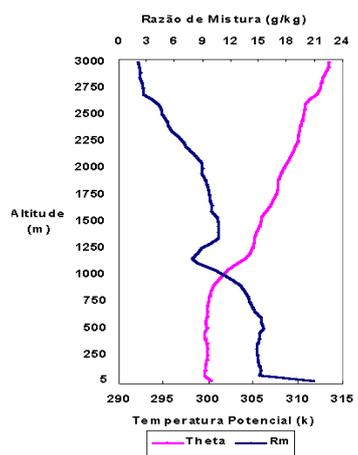
(i)



(j)

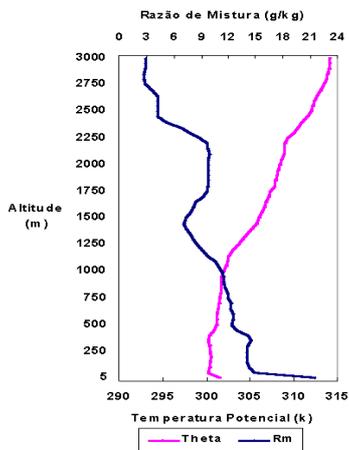


(k)

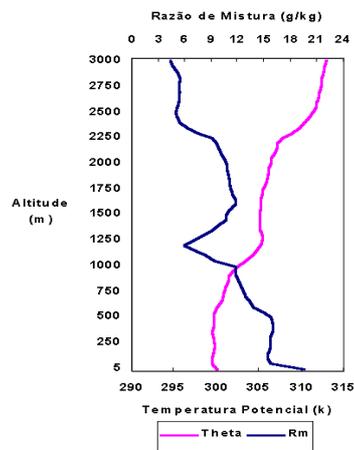


(l)

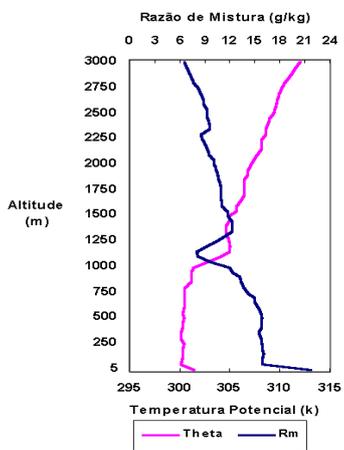
FIGURA 24: Continuação, (g) 29/10/03 as 06UTC, (h) 29/10/03 as 12UTC, (i) 29/10/03 as 18UTC, (j) 30/10/03 as 00UTC, (k) 30/10/03 as 06UTC, (l) 30/10/03 as 12UTC;



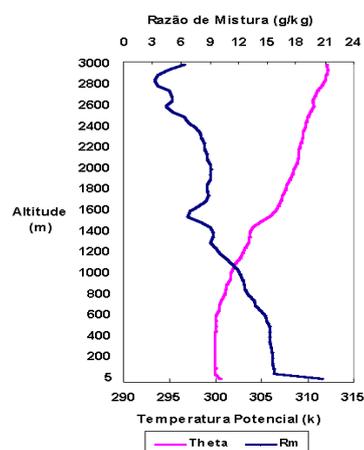
(m)



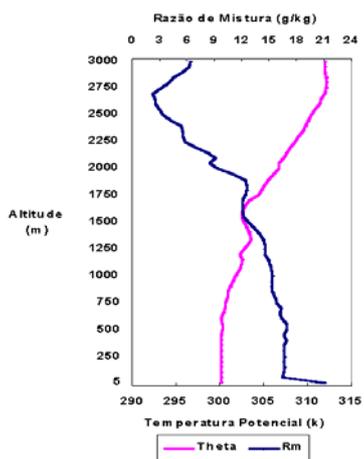
(n)



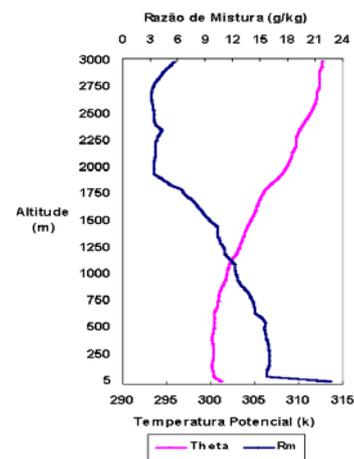
(o)



(p)

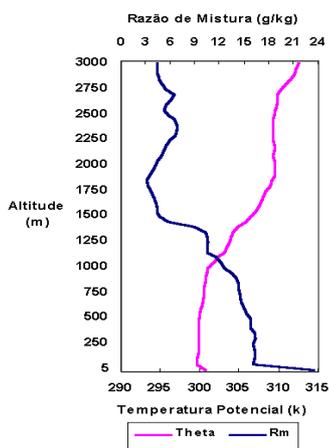


(q)

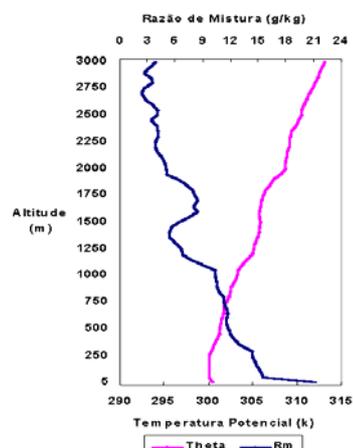


(r)

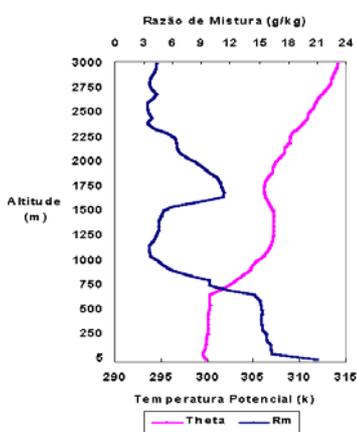
FIGURA 24: Continuação, (m) 30/10/03 as 18UTC, (n) 31/10/03 as 00UTC, (o) 08/11/03 as 12UTC, (p) 09/11/03 as 00UTC, (q) 09/11/03 as 06UTC, (r) 09/11/03 as 12UTC;



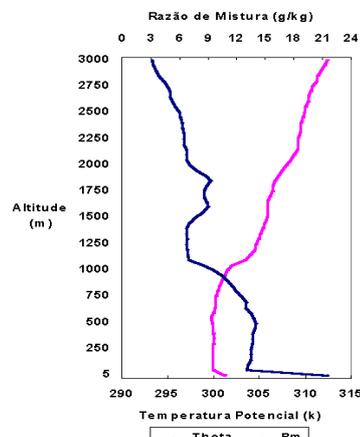
(s)



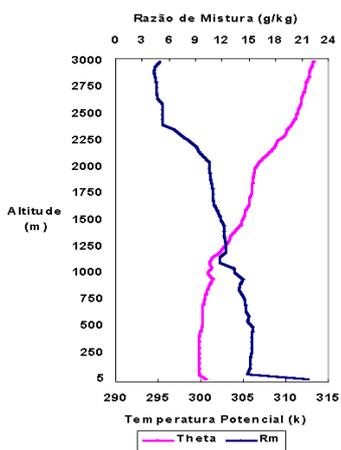
(t)



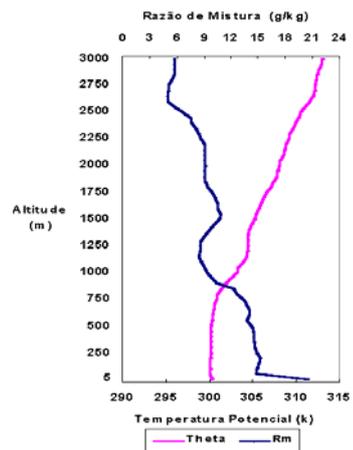
(u)



(v)



(w)



(x)

FIGURA 24: Continuação, (s) 10/11/03 as 12UTC, (t) 11/11/03 as 00UTC, (u) 11/11/03 as 06UTC, (v) 11/11/03 as 12UTC, (w) 12/11/03 as 00UTC, (x) 12/11/03 as 06UTC.

Para identificar a estrutura média horária (00, 06, 12 e 18UTC) da CLP, durante os dias de ocorrência dos JBN, foi calculado o perfil médio horário de θ e R_m (FIGURA 25). Na FIGURA 25 são mostrados os perfis médios de temperaturas potenciais e razão de mistura para os horários de ocorrência dos JBN, onde pode-se visualizar uma camada próxima à superfície com temperatura potencial e razão de mistura constante até aproximadamente 750m e uma outra camada imediatamente acima, onde estes parâmetros começam a apresentar gradientes verticais significativos.

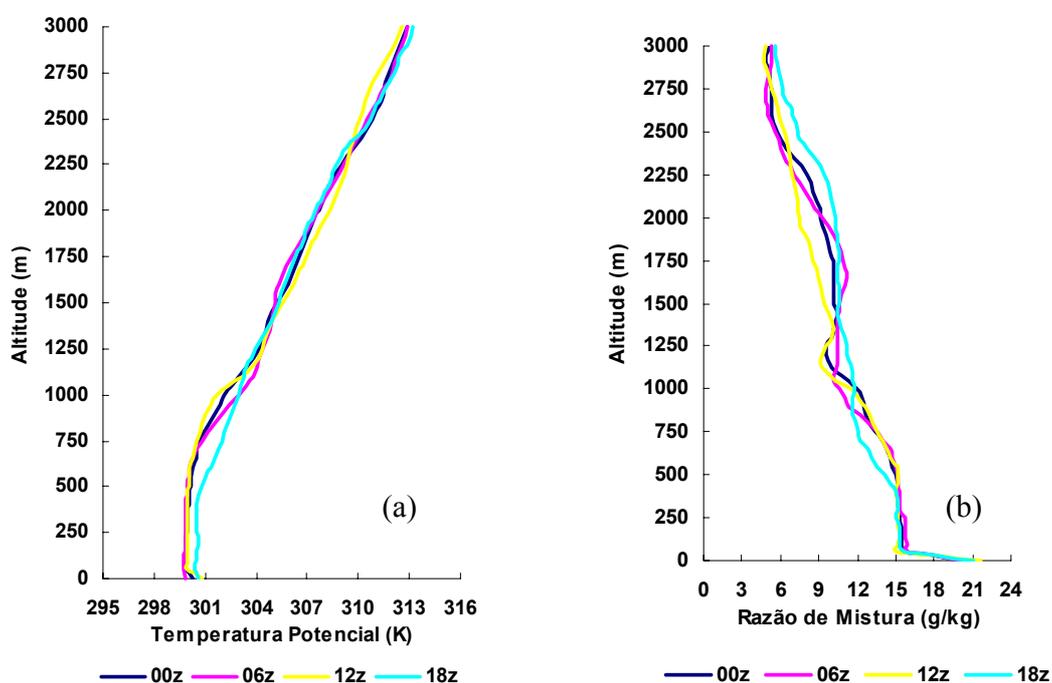


FIGURA 25 - Perfil vertical médio horário de θ (a) e R_m (b) para o período seco.

De um modo geral a CLP apresentou um ciclo diurno, durante os dias de ocorrência dos JBN, com uma espessura de 750m às 12UTC (FIGURA 25a), sendo que em alguns dias esta espessura atingiu 1100m aproximadamente (FIGURA 24o). O crescimento da espessura da CLP ocorreu de forma associada a um progressivo aquecimento e uma secagem de toda a camada (FIGURA 25b). Essa espessura da CLP no período de verão é bem similar as características descritas por Sousa (1997) para o período seco na região amazônica.

4.1.2.1 – Ocorrência de JBN Duplos.

Um tipo de JBN pouco visto na literatura é o JBN duplo, ou seja, ocorrência de 2 JBN na mesma sondagem em níveis diferentes. Casos de JBN duplos detectados durante este estudo são descritos na seqüência. A TABELA 7 mostra a altitude, direção, velocidade e o nível de ocorrência da diminuição da velocidade do vento dos JBN duplos ocorridos durante os meses de outubro e novembro de 2003.

TABELA 7: Dias e horas de ocorrências de JBN duplos durante o período seco

Dia/Hora	JBN	Altitude (m)	Direção (°)	Velocidade (m/s)	Cisalh. V(m)
	1º	550	78	9,8	
28/10 às 06	2º	2150	130	9,4	1300
	1º	750	90	12,5	
28/10 às 12	2º	2150	138	11,3	1400
	1º	400	85	11,3	
28/10 às 18	2º	2250	122	11,9	1200
	1º	1050	89	13,1	
29/10 às 12	2º	2050	122	13,2	1400
	1º	950	82	13,1	
30/10 às 06	2º	1950	133	14,1	1400
	1º	1050	81	11,9	
30/10 às 12	2º	2150	116	12,6	1500
	1º	250	68	10,6	
11/11 às 00	2º	1800	117	10,5	1000
	1º	1150	90	9,5	
11/11 às 06	2º	2250	104	9,4	1600
	1º	1000	90	12,6	
11/11 às 12	2º	2300	125	13,4	1500
	1º	150	70	10,8	
12/11 às 00	2º	750	79	10,7	400*†
	1º	730	82	11,5	
Média	2º	1980	118	11,7	~ 1370

† O caso do dia 12/11/03 às 00UTC foi retirado para o cálculo da média, por ele está muito abaixo dos outros valores dos dias anteriores.

Durante o período seco foi detectado a ocorrência de 10 casos de JBN duplos, que persistiram por até 12h no litoral norte e nordeste do Pará, e que serão descritos abaixo.

Caso do dia 28/10/03

No dia 28 de outubro teve início às 06UTC e prolongou-se até às 18UTC do mesmo dia (FIGURA 26a e b). O primeiro máximo (núcleo), estava localizado numa altitude média de 566m acima da superfície, e direcionado de E com velocidades médias de 11,2m/s nos 3 horários. O segundo núcleo foi localizado próximo de 2200m acima da superfície, com direção predominante de SE e velocidade média de 10,9m/s. Os 3 horários tinham uma característica em comum, uma região de forte diminuição da intensidade do vento no nível de 1300m, assim caracterizando um cisalhamento direcional de E entre os dois núcleos de JBN.

Caso do dia 29/10/03

O caso do dia 29 de outubro ocorreu no horário das 12UTC (FIGURA 26b). Neste horário foi caracterizado a ocorrência deste JBN duplo identificado no perfil da radiossonda, com o primeiro núcleo localizado a 1050m, direcionado de E e com velocidade de 13m/s. O segundo núcleo foi detectado a 1000m acima do primeiro núcleo e estava com velocidade de 13,1m/s e sua direção era de SE. Ainda assim, pode-se observar que no nível de 1400m havia uma forte desaceleração no campo do vento, caracterizando a ocorrência do JBN duplo.

Caso do dia 30/10/03

O caso do dia 30 de outubro teve início às 06UTC e foi até às 12UTC (FIGURA 26c). Nos 2 JBN a altitude do primeiro núcleo ficou em torno de 1000m e do segundo de 2000m aproximadamente. É importante notar que o primeiro (segundo) núcleo nos dois horários estava direcionado de E (SE) aproximadamente, e em média a sua velocidade era de 13,5m/s. Também pode-se observar o forte cisalhamento direcional de SE no nível de 1450m entre os dois horários.

Caso do dia 11/11/03

O caso do dia 11 de outubro teve início às 00UTC e foi até às 12UTC (FIGURA 26d), assim mantendo-se por 12 horas na região. Nos 3 horários o primeiro núcleo estava direcionado no 1º quadrante e o segundo núcleo no 2º quadrante. Os 2 JBN duplos ocorridos a noite tiveram velocidades iguais e inferiores a 10,6m/s nos 3 horários. Ainda pode-se notar no horário das 06UTC que este JBN duplo estava mais enfraquecido, porém manteve-se no mesmo nível e direção dos anteriores.

Caso do dia 12/11/03

O caso do dia 12 de novembro foi o JBN duplo mais baixo entre os dez casos ocorridos, tendo o seu primeiro núcleo abaixo de 150m de altitude e direcionado de NE-E com velocidade de 10,8m/s. O segundo núcleo estava localizado a 600m acima do primeiro núcleo e também estava direcionado de NE-E e com velocidade de 10,7m/s (Figura não mostrada).

Em geral os 10 casos de JBN duplos ocorridos no litoral norte e nordeste do Estado do Pará, estavam localizados em média a 730m acima da superfície (1º núcleo) e 1980m (2º núcleo), porém o primeiro núcleo estava no 1º quadrante e o segundo núcleo no 2º quadrante. A sua velocidade não variou muito sempre esteve próximo em média de 12m/s. O importante ressaltar foi o nível em que ocorreu a diminuição da intensidade da velocidade do vento, pois foi indiferente para os 9 casos, aproximadamente em torno de 1370m. Para esta média citada acima, o caso do dia 12 de novembro foi retirado, pois estava muito próximo à superfície e sempre se manteve no primeiro quadrante.

Cabe salientar aqui, que maiores discussões sobre a ocorrência de JBN duplos não foi possível tendo em vista a quase inexistência desse tipo de estudo na literatura.

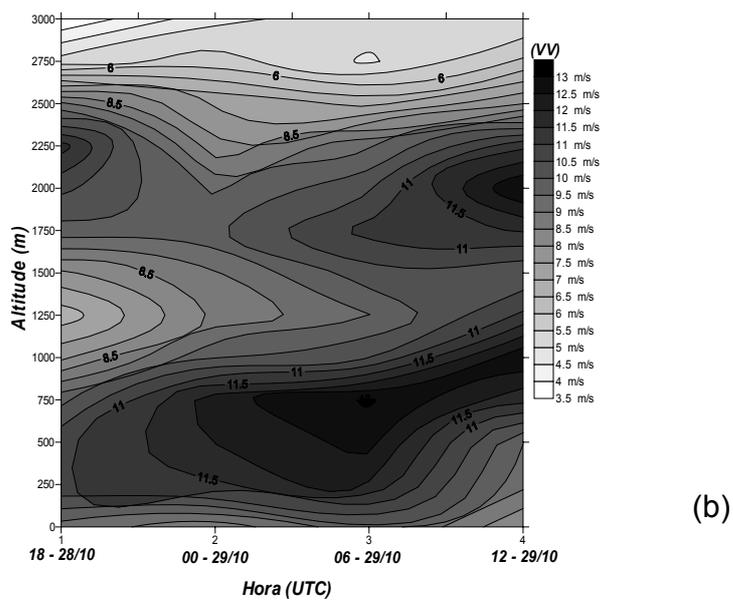
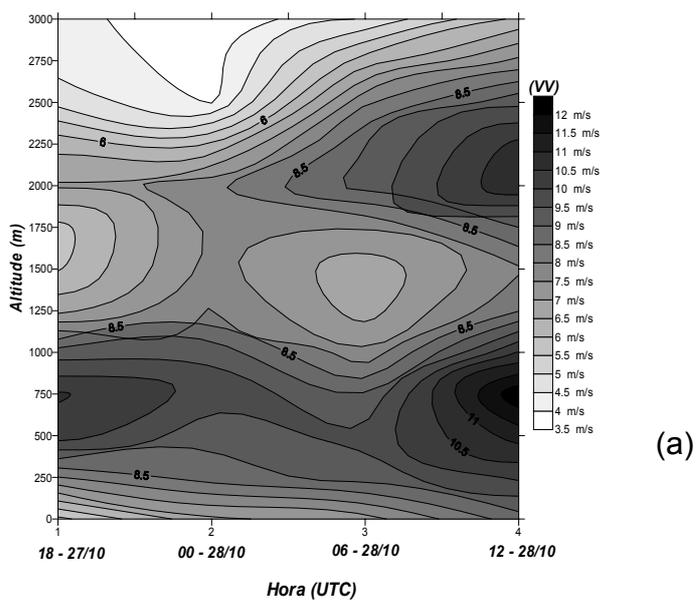
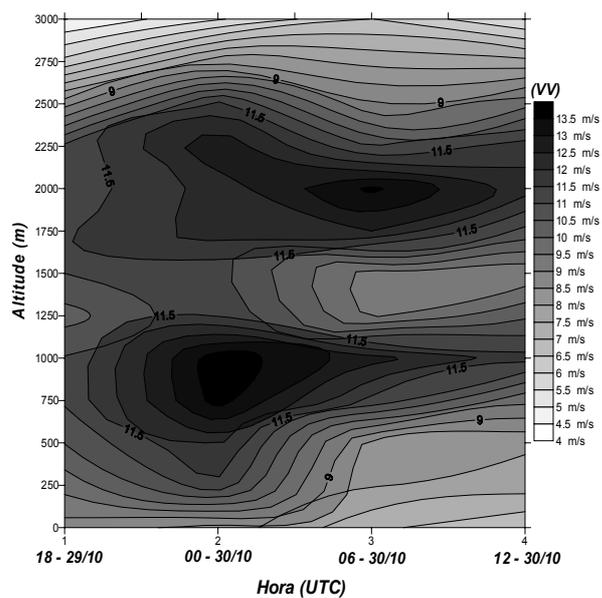
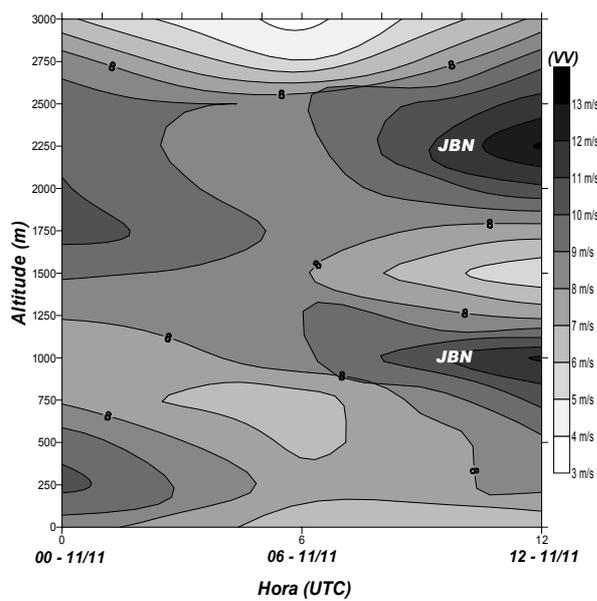


FIGURA 26 - Evolução dos JBN Observados entre os dias (a) 27/10/03 as 18UTC a 12UTC do dia 28/10/03, (b) 28/10/03 as 18UTC a 12UTC do dia 29/10/03;



(c)



(d)

FIGURA 26: Continuação, (c) 29/10/03 as 18UTC a 12UTC do dia 30/10/03, (d) 11/11/03 as 00UTC a 12UTC.

4.1.3 – Período Chuvoso X Seco

Comparando os dois períodos estudados, verifica-se que para o período seco houve 3 vezes mais casos de JBN do que no período chuvoso, sendo os JBN ocorridos nos período seco mais intensos e elevados. Em ambos períodos os JBN foram direcionados na sua maioria de NE-E e SE no seu nível de máxima velocidade. Vale ressaltar que estes resultados são comparáveis com àqueles encontrados para o mesmo período por alguns autores (VIRJI, 1981; WHITEMAN et al, 1997 e MARENGO et al, 2004).

De acordo com Marengo et al (2004), no mês de abril (período chuvoso) os ventos alísios são fracos próximo ao Equador, sendo assim, possivelmente o menor número de ocorrência de JBN. Já para o período seco, 75% dos casos de ocorrências de JBN são detectados nos meses (NDJF). Os resultados encontrados no litoral Norte e Nordeste do estado do Pará estão de acordo com os descritos na climatologia, onde temos que 75% dos JBN ocorrem no período de verão (seco) e 25% no período de inverno (chuvoso).

Comparando os perfis de vento, temperatura potencial e razão de mistura para ambos períodos, pode-se verificar que aproximadamente 92% dos casos de JBN ocorreram acima do nível de inversão e que 8% (ou dois casos) foram abaixo deste nível (correspondendo ao período seco). Este comportamento foi contrário no período chuvoso: os sete casos de JBN neste período foram acima do nível de inversão. Bonner (1968) também encontrou JBN na sua maioria acima do nível de inversão na Planície Americana.

4.2 – Estudo de caso: 22/04/02

4.2.1- Análise observacional

A configuração dos perfis de vento revelaram que a geração deste JBN iniciou-se as 18UTC do dia 21/04/02 (FIGURA 14e), tendo seu início em torno de 250m e seu topo próximo de 1750m, com seu ponto de máxima velocidade em torno de 1100m direcionado de SE com velocidade de 12m/s. No dia 22 de abril de 2002 as 00UTC foi detectado o JBN mais intenso ocorrido em todo período de estudo. Esse JBN apresentou intensidade de 16,5m/s, estava localizado em uma altitude de 800m (FIGURA 14f) e estava direcionado de E (FIGURA 27), situando-se acima de uma camada de inversão térmica (com um topo de 250m) como pode-se notar na FIGURA 18f. Às 00UTC do dia 22/04/2002 (FIGURA 14f) o JBN evoluiu atingindo seu estágio máximo. Após 6 horas, (06UTC 22/04/02) este mesmo JBN ainda foi detectado em torno de 850m com uma intensidade de 13m/s (FIGURA 14g).

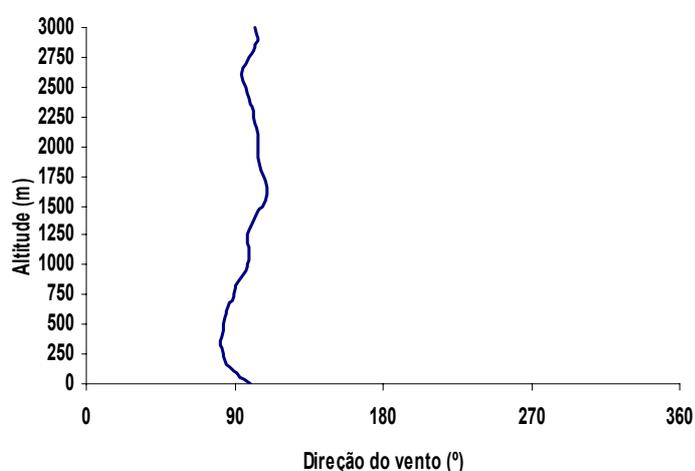


FIGURA 27 – Direção do vento durante a ocorrência do JBN do dia 22/04/02 as 00UTC.

Os perfis de temperatura potencial mostram a evolução de uma camada convectiva em torno de 500m às 18UTC. Após 6 horas este perfil neutro aparece mais baixo em torno de 250m até a região do ponto de máxima aceleração do JBN às 00UTC. Esta camada é homogeneizada pela mistura turbulenta devido ao

cisalhamento vertical gerado anteriormente pelo JBN, que nas 06UTC pode-se observar já o crescimento desta camada com 300m de altitude, onde o JBN já estava dissipando-se (FIGURA 18e, f e g).

Utilizando os diagramas Skew-T Log P das sondagens das 18, 00 e 06UTC dos dias 21/04/02 e 22/04/02, mostra que no perfil vertical há uma inversão de temperatura cuja base esta um pouco abaixo do pico máximo do JBN, com o topo da camada de inversão localizada aproximadamente no nível de 950hPa (FIGURA 28b).

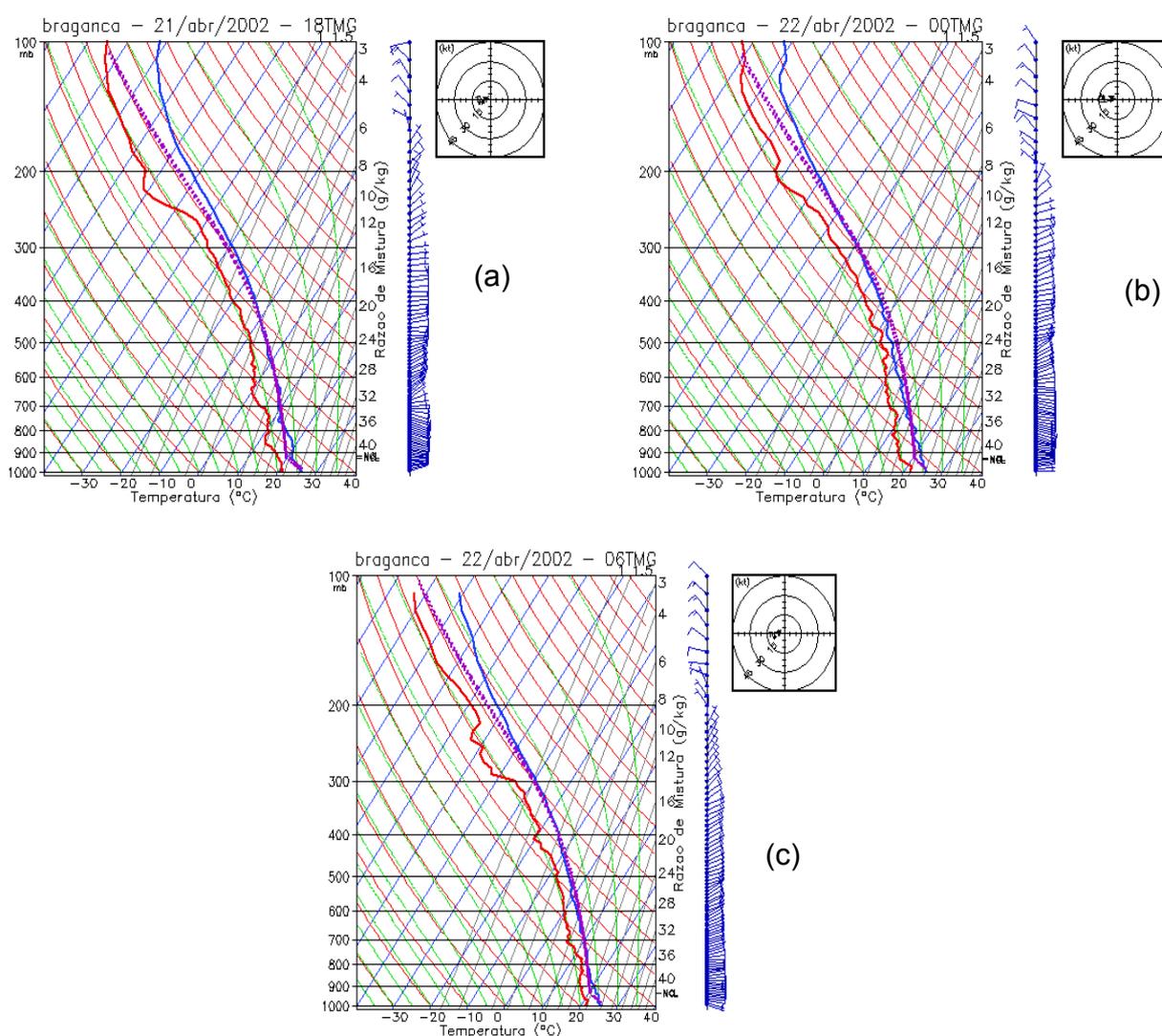


FIGURA 28 – Diagramas SKEW-T LOG-P para os dias (a) 21/04/02 as 18UTC, (b) 22/04/02 as 00UTC e (c) 22/04/02 as 06UTC.

A FIGURA 29 mostra a curva hodógrafa resultante do pico de máxima velocidade do JBN nos níveis (TABELA 8) para o dia 22/04/02, apresentando um formato quase elíptico, com seu eixo principal orientado na direção SE-NW no horário das 18UTC e orientação de NE-SW nos horários das 00UTC e 06 UTC, sendo que no horário das 06UTC esta curva sofreu uma menor variação no seu eixo E-O. Esta orientação indica qual é a direção e sentido predominante da ocorrência deste JBN na região de Bragança-Ajuruteua. De acordo com Anderson e Arritt (2001), os JBN encontrados no período noturno na sua maioria tem sentido horário de rotação durante os meses de verão no HN. No presente estudo observou-se comportamento similar a este para a estação chuvosa (equivalente ao inverno).

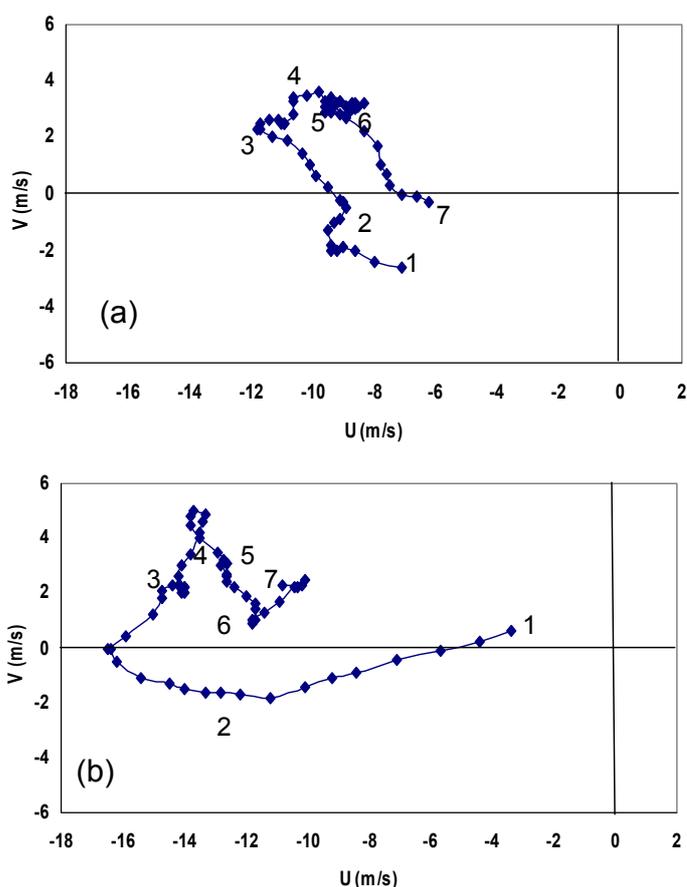


TABELA 8: Níveis relativos aos valores de altitude.

1	SUP
2	500
3	1000
4	1500
5	2000
6	2500
7	3000

FIGURA 29 – Curvas hodógrafas para os dias (a) 21/04/02 às 18UTC, (b) 22/04/02 às 00UTC;

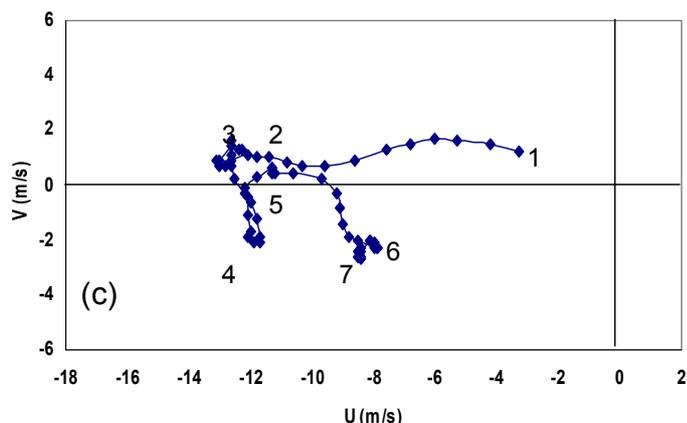


FIGURA 29: Continuação, (c) 22/04/02 às 06UTC.

De acordo com a climatologia feita por Marengo et al (2004), onde ele mostrou que nos meses de inverno (MJJA) os ventos alísios são menos pronunciados próximo ao Equador, implicando assim segundo Douglas et al (1998) na América do Sul, a mínima ocorrência de JBN é encontrada no mês de abril, com máxima intensidade próximo de 800hPa.

A ocorrência do JBN foi observada na seqüência temporal da velocidade do vento, onde nota-se que este JBN manteve-se durante 12 horas com a sua espessura aumentando consideravelmente com o decorrer da noite. No horário das 18UTC do dia 21/04/03 já é possível notar ventos acima de 12m/s no nível de 1000m. No horário das 00UTC do dia 22/04/02 observou-se o núcleo com velocidade superior a 16m/s e sua espessura ultrapassando 1500m da base até o topo. Com o passar de 12 horas este JBN se encontrava dissipando-se com velocidades próximas de 14m/s abaixo de 750m no ponto de máxima velocidade (FIGURA 30). Em geral a FIGURA 30 mostrou uma evolução típica com núcleos de vento acima do nível da inversão térmica mostradas pelos perfis de θ e RM. Colocando assim em ênfase os mecanismos geradores deste JBN (oscilação inercial e desacoplamento friccional - noturno), que é comparável àquele apresentado por Savijarvi (1991).

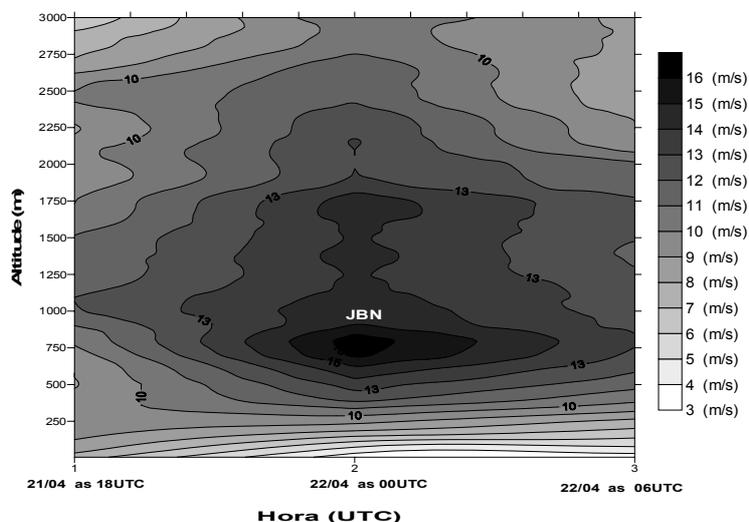


FIGURA 30 – Evolução temporal dos JBN dos dias 21/04/02 às 18UTC à 22/04/02 às 06UTC.

Em síntese este JBN apresentou um comportamento gradual e típico na evolução temporal visto na literatura (BONNER, 1968a), tendo sua formação no final da tarde (18UTC 21/04/02) onde o decaimento da mistura vertical é provocado pela inversão térmica, em seguida a fase de maior intensificação, às 00UTC do dia 22/04/02, onde os valores máximos de velocidade do vento foram observados. Na fase seguinte observou-se o enfraquecimento e dissipação do JBN, próximo às primeiras horas do dia (06UTC 22/04/02), quando o aquecimento radiativo impõe a destruição da inversão térmica que suporta a estrutura do JBN (MAHRT, 1999).

4.2.2- Imagens de satélite

A LI a qual o JBN do dia 22/04/02 estava associado, foi acompanhada através das imagens de satélite meteorológico GOES-8, no canal infravermelho, desde 12UTC a 2345UTC do dia 21/04/02 (FIGURA 31) até às 1315UTC do dia 22/04/02 (FIGURA 32). Na seqüência das imagens pode ser observado o desenvolvimento de uma LI sobre todo o litoral norte da América do Sul, desde do Maranhão até a Venezuela e que posteriormente deslocou-se continente adentro até o estado do Tocantins, como uma LIP2 (ver item 2.3) segundo Cohen (1989).

É possível também acompanhar as fases do ciclo de vida desta LI, antes, durante e depois da sua passagem pelo litoral em (BRAGA, 2004).

O horário de formação da LIP2 foi próximo às 17:45UTC (FIGURA 31g) e a sua melhor caracterização a partir das 20:45UTC (FIGURA 31h). Essa LI se propagou de maneira paralela à linha da costa e a sua dissipação ocorreu por volta das 07:15 UTC do dia seguinte (FIGURA 32k).

Através de imagens de satélite sobre a América do sul (não apresentadas) observaram-se intensos núcleos convectivos no oeste da Amazônia e outros próximos à cordilheira dos Andes, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) bem definida sobre o atlântico próximo a região de formação da LIP2 e uma frente fria em dissipação sobre o atlântico sul. A boa caracterização da ZCIT sobre o atlântico favorece a formação de LIP2 como apontado por Cavalcanti (1982).

4.2.3- Análise com o Climanálise

Com base no Boletim de Monitoramento e Análise Climática (Climanálise) para o mês de abril de 2002, a região norte apresentou uma atividade convectiva acima da média em relação à climatologia. A maior atividade convectiva da ZCIT foi observada próximo ao Equador aproximadamente entre 2°N e 2°S, próximo a costa norte e nordeste do Brasil, porém contribuindo para o aumento da ocorrência de chuvas no Amapá, Pará, Maranhão e Ceará. Em vários dias observou-se que a ZCIT interagiu com vórtices ciclônicos e os cavados em altos níveis, assim como, com as LI ao longo da costa norte do Brasil.

Em abril, configuraram-se oito linhas de cumulonimbus ou LI ao longo da costa norte do Brasil, porém com intensidade moderada a fraca. Dentre estas ocorrências no dia 21 de abril às 17:45UTC configurou-se a formação de uma LI junto à costa atlântica que se propagou como uma LIP2 até às 09UTC do dia seguinte, ou seja, originada em associação à brisa marítima.

Neste dia houve a formação desta LI que se propagou 590km continente adentro, similar àquelas estudadas na região amazônica por Garstang et al (1994) e Cohen et al. (1995). Esta LI propagou-se de maneira paralela à costa e a sua dissipação ocorreu por volta das 07:15UTC do dia seguinte (BRAGA, 2004).

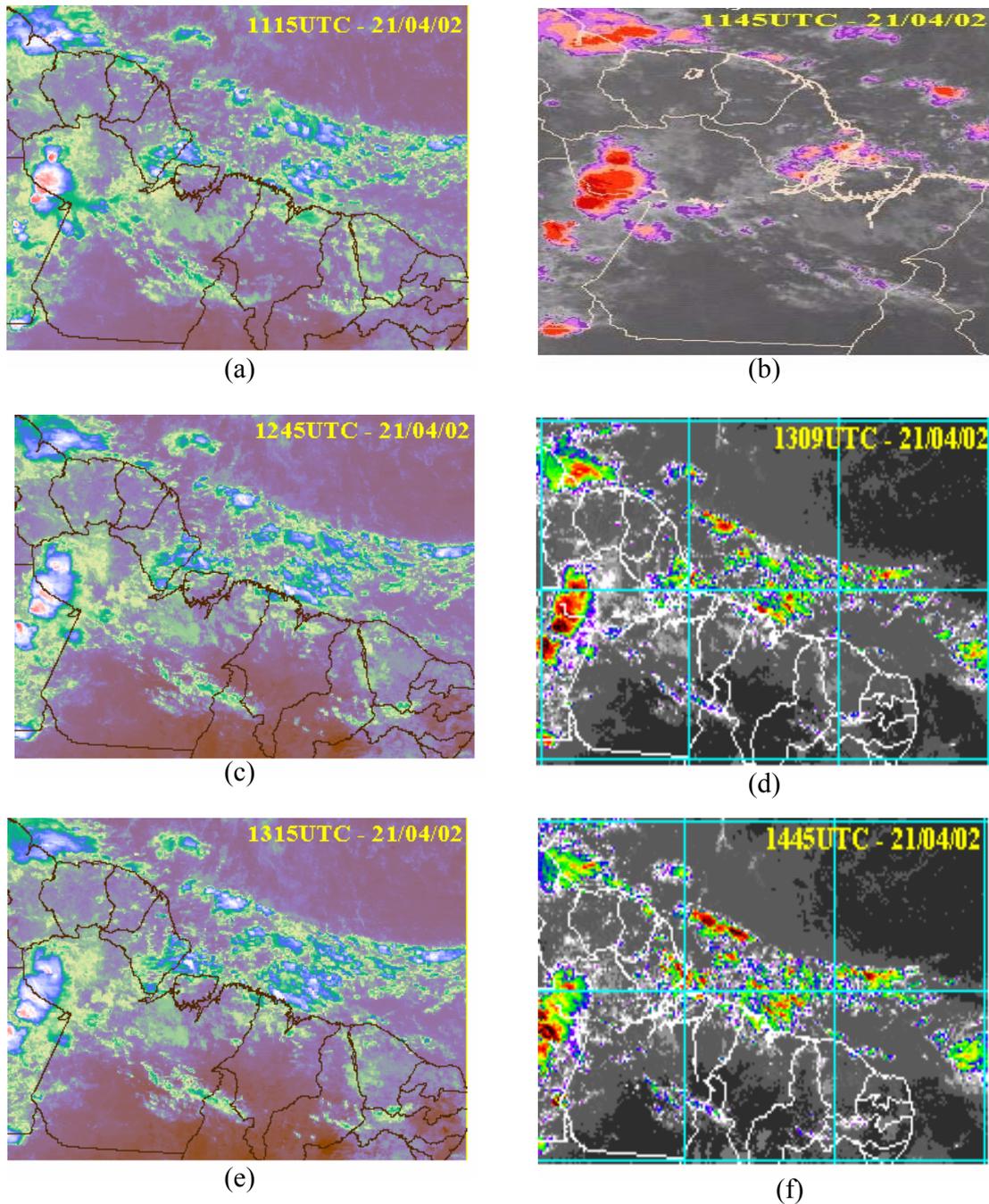


FIGURA 31 - Imagens de satélite no canal IR para o dia 21/04: (a) as 1115UTC, (b) as 1145UTC, (c) as 1245UTC, (d) as 1309UTC, (e) as 1315UTC, (f) 1445UTC;

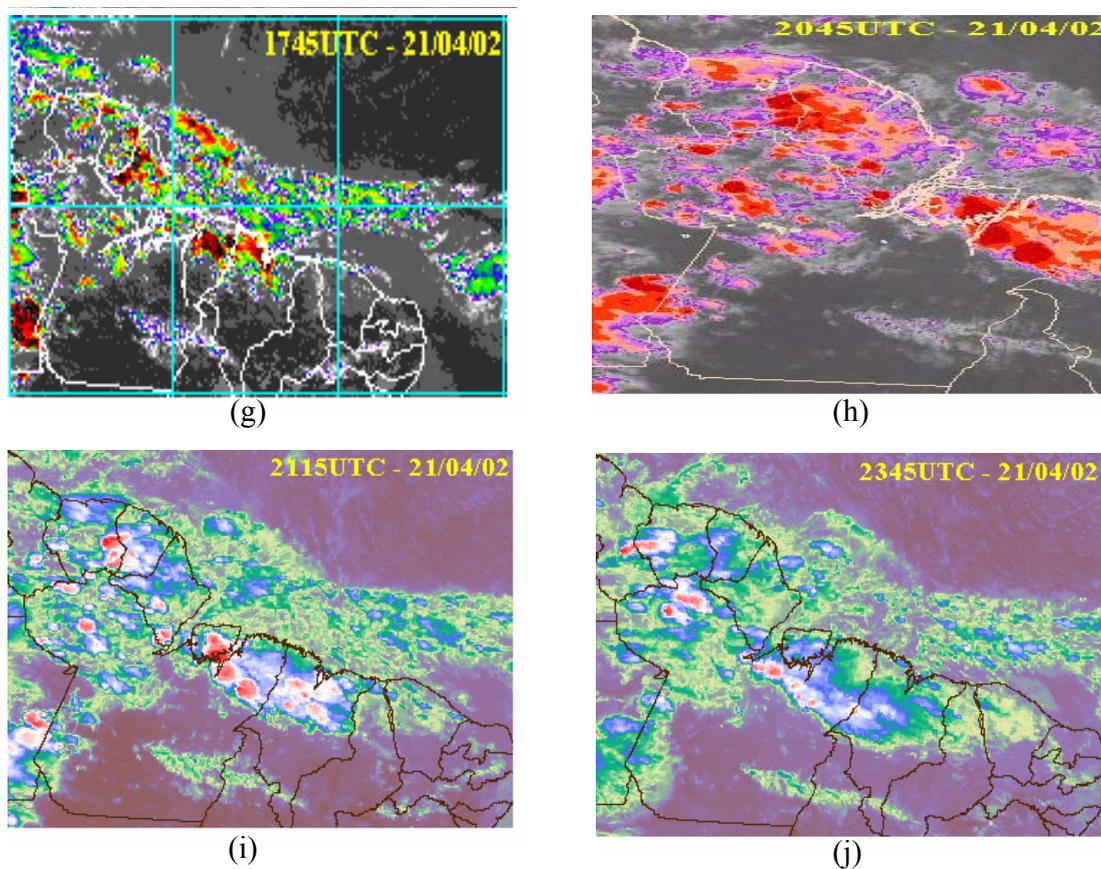


FIGURA 31: continuação, (g) as 1745UTC, (h) as 2045UTC, (i) 2115UTC, (j) as 2345UTC.

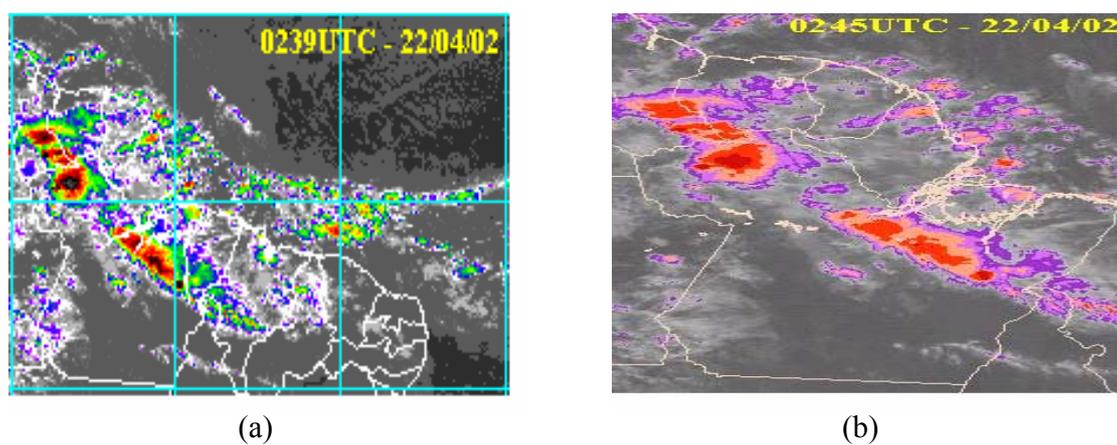
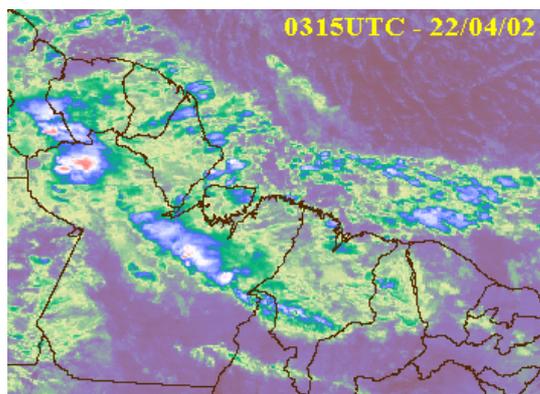
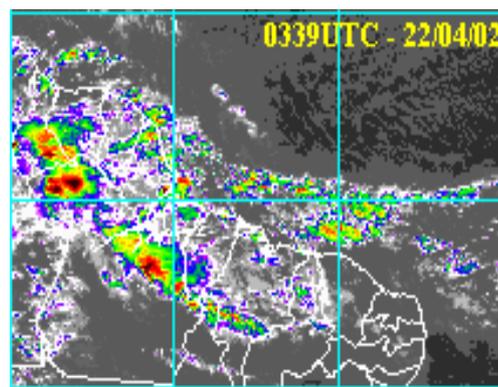


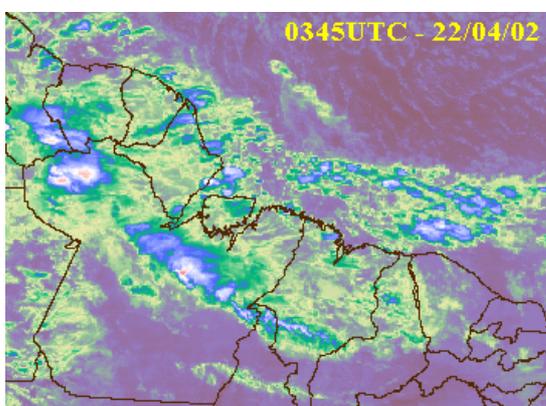
FIGURA 32 - Imagens de satélite no canal IR para o dia 22/04: (a) 0239UTC, (b) 0245UTC;



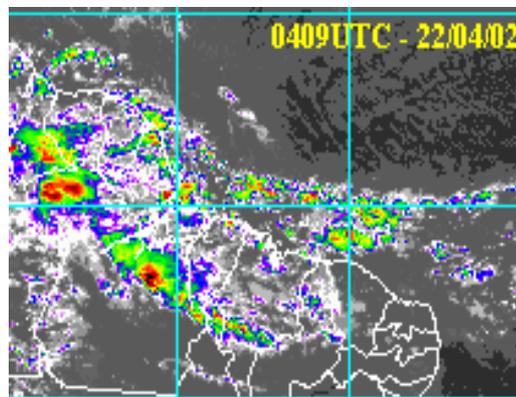
(c),



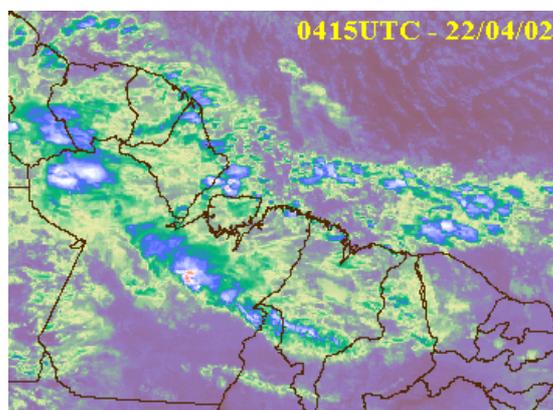
(d)



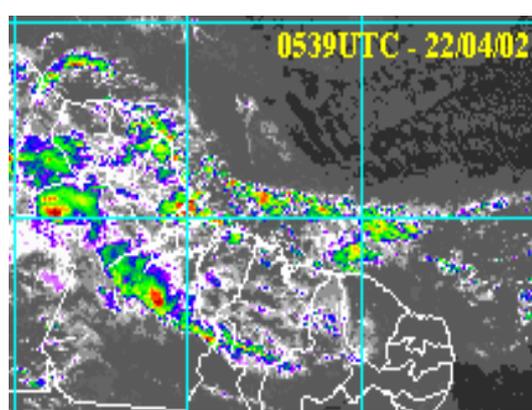
(e)



(f)



(g)



(h)

FIGURA 32: continuação, (c) as 0315UTC, (d) as 0339UTC, (e) as 0345UTC, (f) as 0409UTC, (g) as 0415UTC, (h) as 0539UTC;

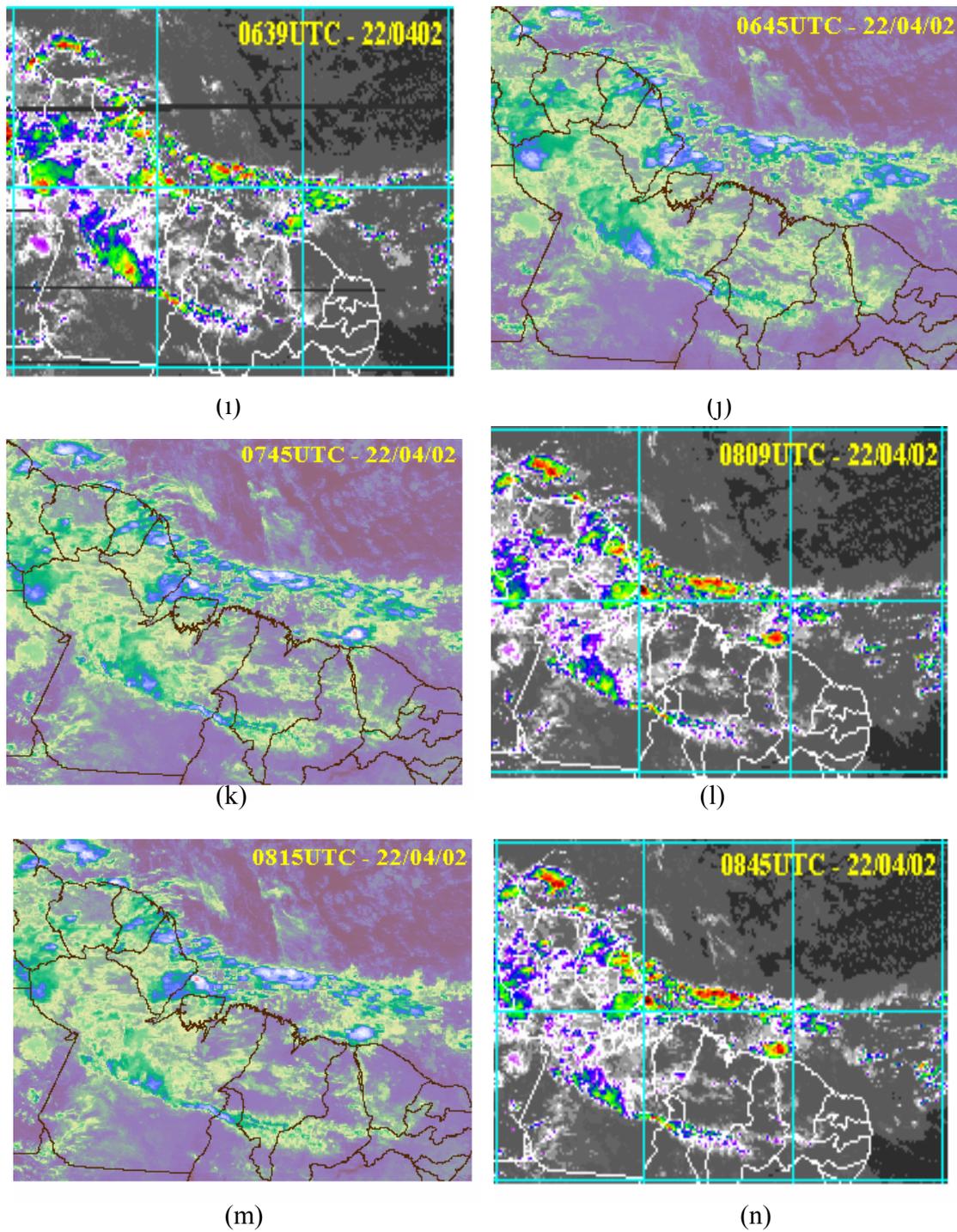


FIGURA 32: continuação, (i) as 0539UTC, (j) as 0645UTC, (k) 0745UTC, (l) as 0809UTC, (m) as 0815UTC, (n) as 0845UTC;

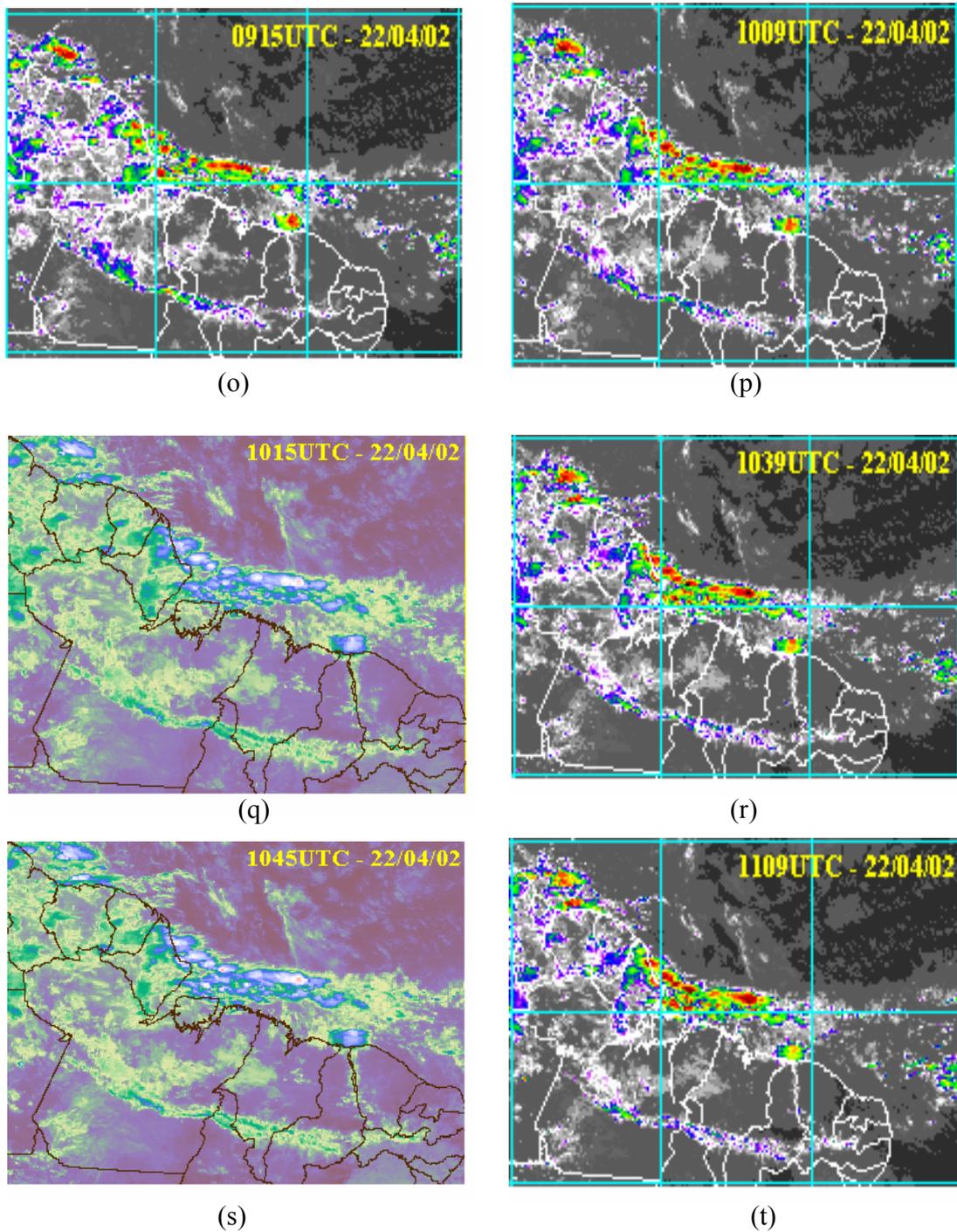
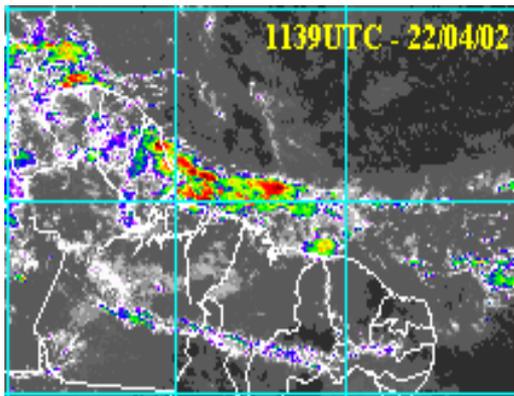
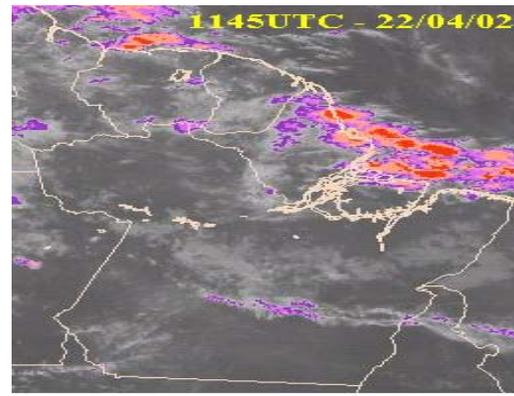


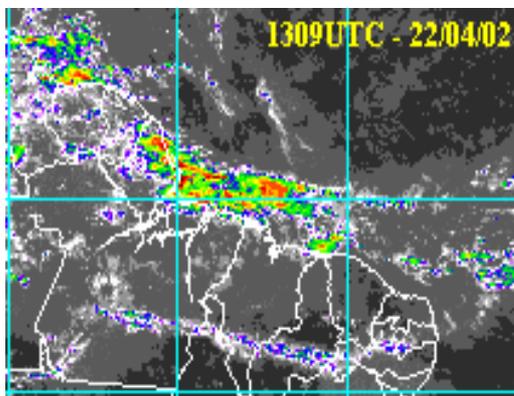
FIGURA 32: continuação, (o) as 0915UTC, (p) as 1009UTC, (q) 1015UTC, (r) as 1039UTC, (s) as 1045UTC, (t) as 1109UTC;



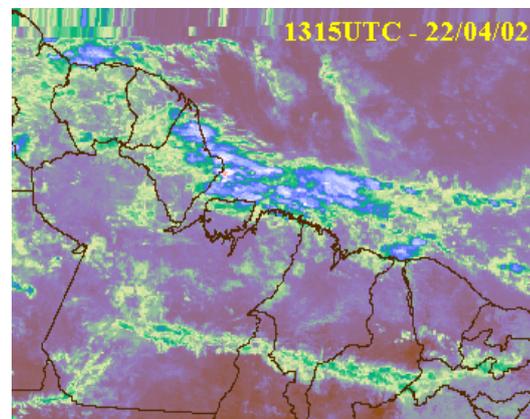
(u)



(v)



(w)



(x)

FIGURA 32: continuação, (u) as 1139UTC, (v) as 11455UTC, (w) 1309UTC, (x) as 1315UTC

4.2.4 – Comparação entre os perfis simulados pelos modelos Global, ETA e BRAMS (G1 e G2) e aqueles observados

Nesta etapa, foi feita a análise comparativa entre os perfis simulados pelos modelos e aqueles observados (descrita no item 3.2.4a) para os horários antes, durante e após a ocorrência do JBN mais intenso do período chuvoso, a fim de comparar os resultados de modelagem com os observados.

A FIGURA 33 mostra o perfil vertical de velocidade do vento para os horários (12UTC do dia 21/04, 00UTC do dia 22/04 e 12UTC do dia 22/04) antes, durante e após o JBN mais intenso do período chuvoso, respectivamente. Nota-se no horário das 12UTC do dia 21/04 (FIGURA 33a), os modelos subestimaram a velocidade do vento em 48% e superestimaram a altitude de ocorrência em 87,6%. Verificou-se para a grade 2 do BRAMS que acima do nível de 800hPa, o modelo superestimou o ponto de máxima velocidade colocando-o mais acima do que os outros modelos. Vale ressaltar que neste horário não existia a ocorrência de JBN.

No horário das 00UTC do dia 22/04 (FIGURA 33b) foi detectado na radiossondagem o JBN mais intenso classificado no critério 1 de Bonner (1968), com velocidades acima de 16,5m/s no nível de 850hPa. Os modelos Global e ETA subestimaram a sua velocidade em 6,6% e o modelo BRAMS superestimou esta velocidade em 3%. Os 3 modelos superestimaram a altitude de ocorrência do JBN em 7,7%.

Para o horário após a ocorrência do JBN mais intenso (FIGURA 33c) os 3 modelos representaram bem a velocidade comparada ao valor observado, sendo a altura de ocorrência superestimada pelos 3 modelos em torno de 6,6%. O modelo BRAMS a partir 850hPa apresentou um aumento na velocidade do vento na região em que o campo observado tenderia a diminuir.

Os resultados das análises feitas acima para os 3 modelos comparados com o campo observado, revelam características semelhantes aquelas descritas por Marengo et al (2004). O autor mostrou com resultados de reanálises que o

máximo (núcleo) do JBN está localizado próximo de 850hPa, com este valor sendo também subestimado pelos modelos.

A FIGURA 34 representa o campo de temperatura potencial para os horários antes, durante e após a ocorrência do JBN mais intenso do período chuvoso. Notou-se que nos horários das 00 e 12UTC do dia 22/04 os 3 modelos representaram bem o campo observado, com exceção do horário das 12UTC do dia 21/04, onde os modelos superestimaram em 1K todo o perfil vertical.

A FIGURA 35 representa o campo de umidade específica para os horários antes, durante e após a ocorrência do JBN mais intenso do período chuvoso. Pode-se observar para os três horários que os modelos superestimaram em torno de 10% o campo de umidade específica comparado com o campo observado. Na FIGURA 35b é importante notar que no nível de ocorrência do JBN (920hPa), toda a região acelerada pelo JBN tendeu a um ressecamento da atmosfera em torno de 4g/kg com relação aos níveis mais baixos.

Comparando as FIGURAS 33b e 34b, observa-se uma estratificação no perfil de temperatura potencial onde revela uma camada noturna intensa de resfriamento radiativo estendendo-se do nível do JBN (920hPa) até aproximadamente 880hPa.

Vale ressaltar para o horário de ocorrência do JBN mais intenso, que os 3 modelos superestimaram a altura de ocorrência, sendo esta possivelmente causada por instabilidade superficial e problemas de rugosidade nos modelos.

Os resultados das análises feitas acima para os 3 modelos comparados com o campo observado, revelam características semelhantes às aquelas descritas por Parish (1988) para regiões das Planícies Americanas e Marengo et al (2004) para o Hemisfério Sul.

4.2.5 – Análise dos campos dos modelos Global, ETA e BRAMS (G1)

Para investigar o transporte e a mudança zonal de massas de ar e sua variabilidade diurna antes, durante e após os episódios de JBN, são apresentadas as FIGURAS 36 e 37 (antes), 38 e 39 (durante) e 40 e 41 (após), que mostram o

transporte de umidade e o contraste de temperatura ao longo da costa norte e nordeste do Pará no nível de 850hPa, nível que foi detectado o JBN pela sondagem.

No dia 21/04 às 12UTC, antes do estabelecimento do JBN, pode-se observar na FIGURA 36 que o transporte de umidade simulado pelos 3 modelos era paralelo a costa no sentido leste para oeste, com seus maiores valores junto ao litoral norte. Na FIGURA 36c verificou-se que o modelo BRAMS subestimou a umidade específica em 3g/kg em toda a grade 1 em relação aos modelos Global e ETA.

Por outro lado, a FIGURA 37 mostra os campos de vento e temperatura para os 3 modelos. Verificou-se que o escoamento de leste trará ar quente do oceano, causando assim um pequeno contraste térmico entre o oceano e o continente. Notou-se que os 3 modelos representaram bem o escoamento e as características atmosféricas neste horário e nível.

Para o período em que o JBN se estabeleceu, 22/04 às 00UTC pode-se observar no campo de vento e umidade específica (FIGURA 38), um aumento da entrada de ar úmido proveniente do oceano com o JBN paralelo a costa, sendo observado durante a fase madura da LIP. Esta característica foi observada nos 3 modelos, sendo que o modelo BRAMS, na região litorânea, subestimou o campo de umidade em torno de 4g/kg em relação aos outros 2 modelos.

Neste mesmo horário pode-se observar na FIGURA 39 o contraste térmico continente-oceano com temperaturas próximas de 21°C e 17°C, respectivamente. Para a região continental os 3 modelos representaram as características da área coberta pela LIP quando comparou-se com a imagem de satélite (FIGURA 31j). Esta característica também foi observada por Parish (2000), onde o JBN estava diretamente ligado ao contraste horizontal de temperatura continente-oceano.

Após a ocorrência do JBN detectado pelas sondagens (22/04 às 12UTC), observou-se na FIGURA 40 a evidência de uma faixa de ar úmido localizada no litoral norte bem representada pelas FIGURAS 40a e b e também observada nas imagens de satélite (FIGURA 32u e v). Porém novamente o modelo BRAMS

subestimou em relação aos modelos Global e ETA esta faixa de ar úmido em torno de 4g/kg.

Com relação ao campo de vento e temperatura (FIGURA 41), os 3 modelos mostraram a entrada de ar frio e úmido do oceano. À medida que este ar penetra o continente há um aumento significativo da temperatura. Conforme mencionado anteriormente o modelo BRAMS novamente subestimou os campos de umidade e temperatura e neste horário a temperatura foi subestimada em 2 °C.

Com base nos resultados apresentados acima, pode-se notar que os modelos simularam o fluxo de leste no horário das 00UTC que intensificou-se durante a madrugada do dia 22/04 e que diminuiu às 12UTC do mesmo dia. O campo de umidade mostrou uma variação entre os três horários. No horário das 00UTC do dia 22/04 esse campo apresentou valores superiores ao horário das 12UTC do dia 21/04, da ordem de 4g/kg. Com relação aos modelos Global e ETA, o BRAMS apesar de subestimar o valor de umidade nos 3 horários, ainda assim foi capaz de simular a entrada de uma massa de ar frio e úmido durante a fase de desenvolvimento da LIP e no horário de máximo do JBN.

Este sistema apresentou muito bem um escoamento de ar zonal a LI convectiva muito similar a características descritas e documentadas anteriormente por Cohen (1989), e mais recentemente Marengo et al (2004) mostrou que este escoamento no litoral norte e nordeste do Pará é similar a este, descrito acima.

Os resultados das análises feitas acima para os 3 modelos, estão de acordo com as características encontradas para outras regiões descritas por Welex (1961), Parish (1988), Marengo et al (2002), entre outros; e mostram que os 3 modelos foram capazes de obter uma reprodução adequada das características atmosféricas antes, durante e depois do episódio de JBN mais intenso.

Vale ressaltar ainda que o modelo BRAMS subestimou em média 4g/kg o campo de umidade e 2 °C o campo de temperatura, para os horários analisados em relação aos outros 2 modelos.

4.2.6 – Análise dos campos do modelo BRAMS (G2) para o período de ocorrência do JBN

Nesta fase foi feita a análise da simulação gerada pelo modelo BRAMS para a grade 2, conforme descrito no item 3.2.4c, para os horários de persistência do JBN (18UTC – 21/04, 00UTC – 22/04 e 06UTC – 22/04).

No dia 21/04 às 18UTC, no início do estabelecimento do JBN, pode-se observar nas FIGURAS 42a e b a presença de um JBN zonal a costa norte nordeste do Pará, trazendo ar quente e úmido do oceano para o continente. A presença deste JBN é melhor visualizada na FIGURA 42c, onde detectamos um núcleo de velocidade acima de 15m/s bem próximo a costa norte do estado do Pará localizado entre 0,5° e 1°S. Observa-se no campo de velocidade que o modelo representou o cisalhamento entre o oceano e o continente simulando velocidades com decréscimo de até 50% em relação a superfície do campo observado (FIGURA 33a).

Em seguida para o dia 22/04 as 00UTC, no horário de ocorrência do JBN mais intenso, pode-se observar no litoral norte e nordeste do Pará (FIGURA 43) que houve um umedecimento na atmosfera de 2g/kg, acompanhada de uma queda de temperatura na região bragantina. Neste horário a LIP encontrava-se na sua fase madura acompanhada de um JBN em toda a sua área traseira (FIGURA 31j). Em geral no estudo de Ferreira (1988), ela detectou também essa mesma configuração para LI e os JBN na região amazônica no ano de 1988.

A FIGURA 43c mostrou bem que o modelo BRAMS simulou este JBN colocando seu núcleo bem na área de sua ocorrência (lat. -1°S e lon. -47°W), com seu núcleo principal deslocado para oeste localizado na Ilha do Marajó. Para este horário o modelo BRAMS superestimou a magnitude deste JBN em torno de 3%, colocou o seu núcleo na região de ocorrência do episódio de JBN observado na sondagem.

Para o dia 22/04 às 06UTC, horário em que detectou-se o enfraquecimento do JBN, observou-se nos campos de umidade específica e temperatura não houve

um contraste térmico entre o continente-oceano, sendo o escoamento mantido de leste em toda a grade do modelo (FIGURA 44a e b).

Na FIGURA 44c observou-se que o JBN manteve-se na região litorânea bragantina, mas com sua velocidade reduzida e seu núcleo deslocado para oeste com velocidades superiores a 13m/s.

Com base na análise dos campos de transporte de umidade específica, vento e temperatura e vento e magnitude no nível de 850hPa e nos horários de persistência dos JBN (FIGURA 42 à 44). Pôde-se verificar que os modelos foram capazes de obter uma boa reprodução das características atmosféricas que se assemelharam às condições observadas antes, durante e após a ocorrência do JBN nos três horários de observação.

Em geral o padrão do escoamento dos JBN no litoral norte, próximo ao Equador é similar àquele encontrado nas observações para o mesmo período (BONNER, 1968 e HIGGINS, 1997). Ainda pode-se concluir que o ar quente e úmido advectado da região tropical pelos ventos Alísios de NE é um fator fundamental para esta umidade ser levada para continente adentro, este resultado é similar ao encontrado por Garreaud e Wallace (1998).

Vale ressaltar que, ao contrário dos modelos Global e ETA, o modelo BRAMS, por apresentar uma melhor resolução espacial e temporal, foi capaz de simular com mais precisão as características do JBN na sua área de ocorrência.

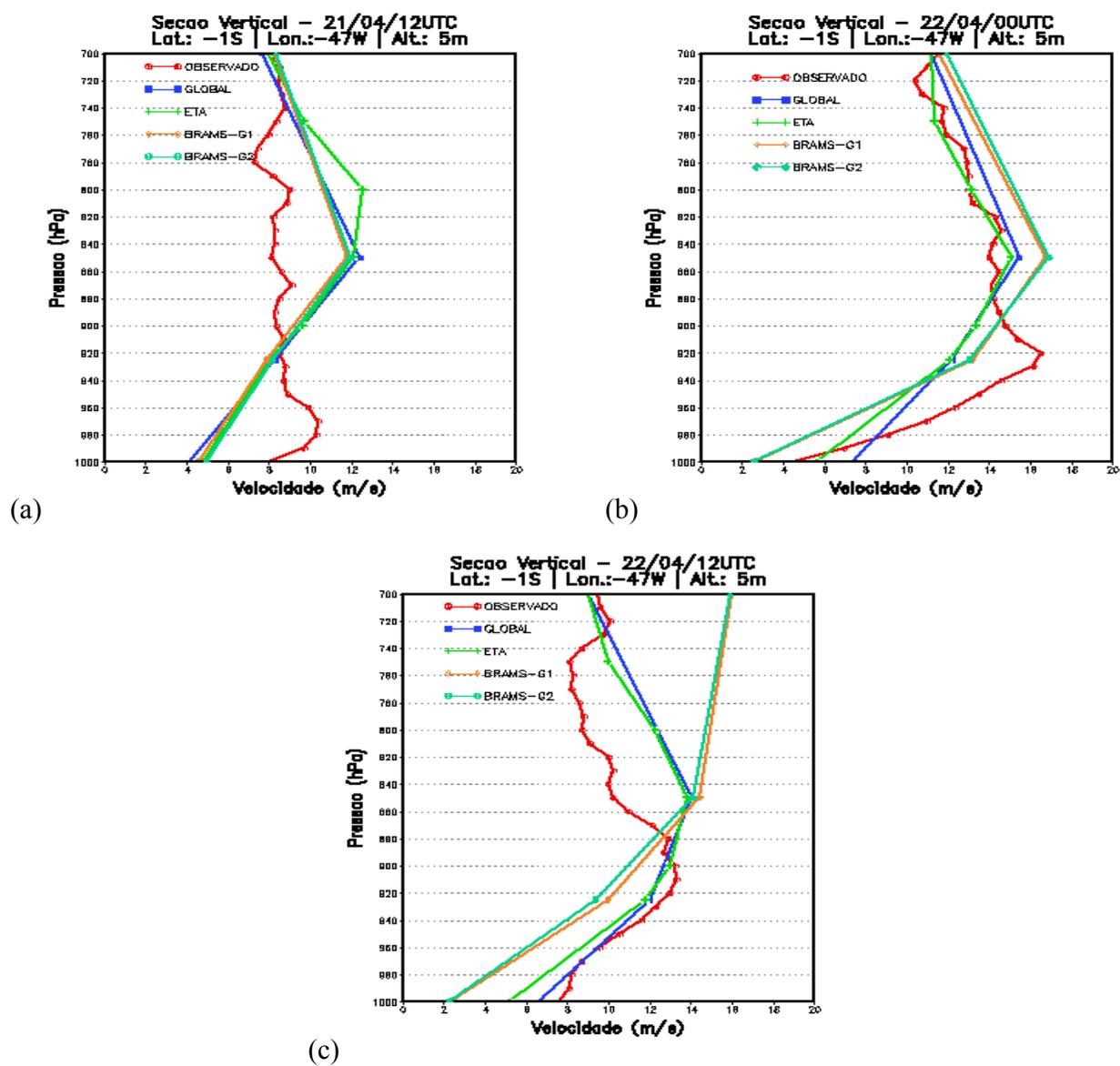


FIGURA 33 – Perfil vertical da Velocidade do vento: (a) para o dia 21/04 as 12UTC, (b) para o dia 22/04 as 00UTC e (c) para o dia 22/04 as 12UTC. Para os modelos Global, ETA, BRAMS (G1 e G2) e o campo observado.

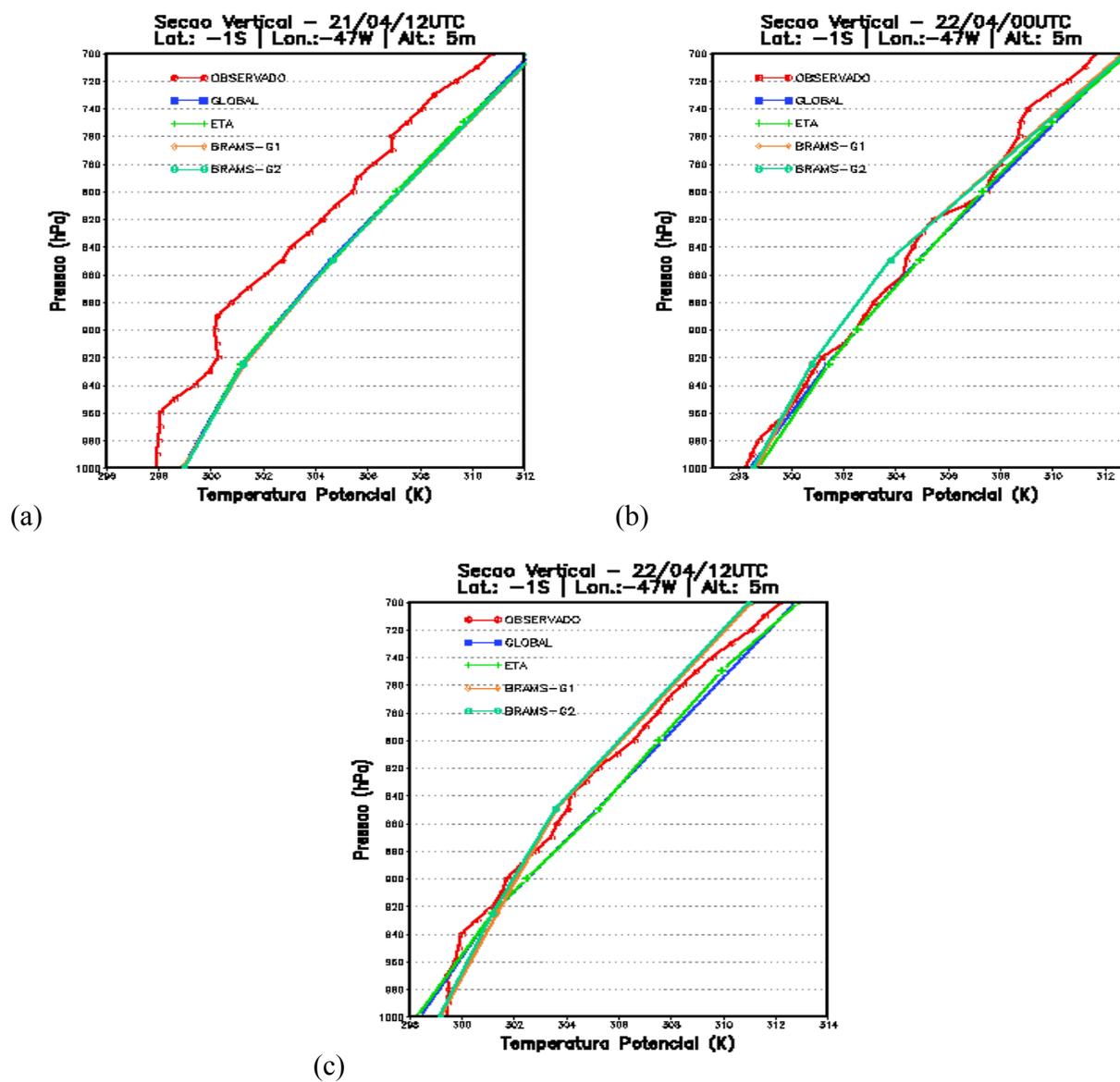


FIGURA 34 – Perfil vertical de Temperatura potencial: (a) para o dia 21/04 as 12UTC, (b) para o dia 22/04 as 00UTC e (c) para o dia 22/04 as 12UTC. Para os modelos Global, ETA, BRAMS (G1 e G2) e o campo observado.

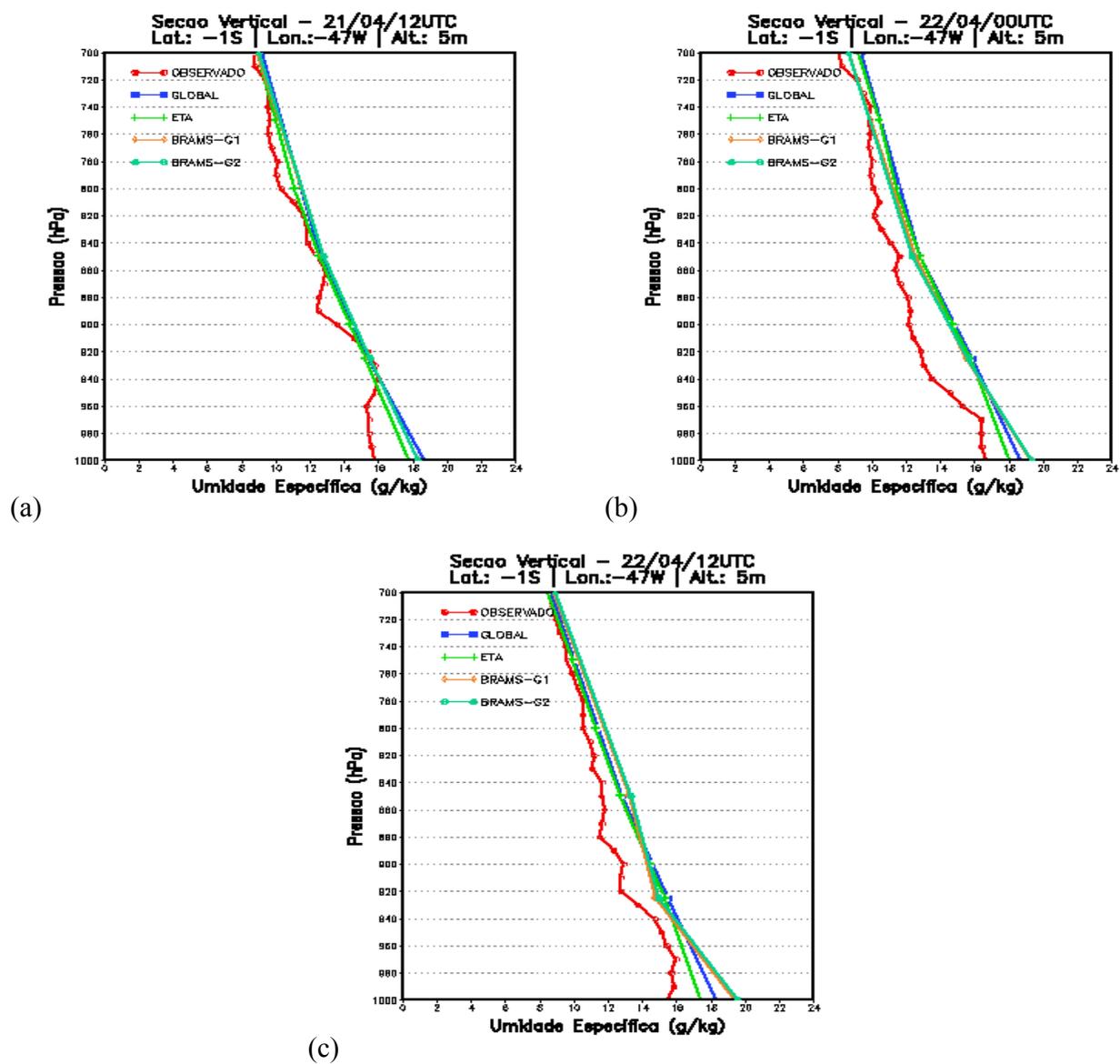


FIGURA 35 – Seção vertical de umidade específica: (a) para o dia 21/04 as 12UTC, (b) para o dia 22/04 as 00UTC e (c) para o dia 22/04 as 12UTC. Para os modelos Global, ETA, BRAMS (G1 e G2) e o campo observado.

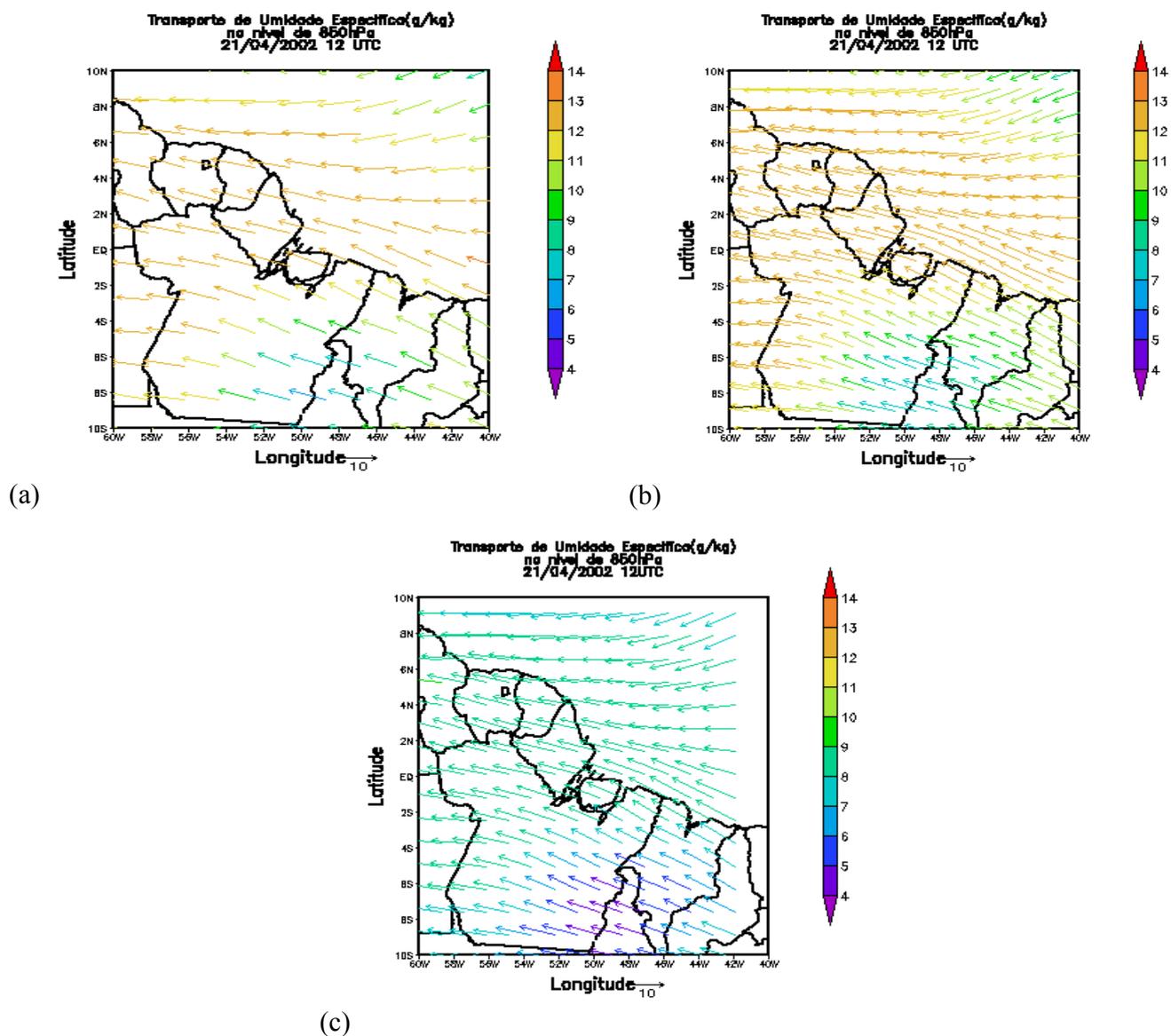


FIGURA 36 – Transporte de umidade específica para o dia 21/04 as 12UTC no nível de 850hPa: (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (G1).

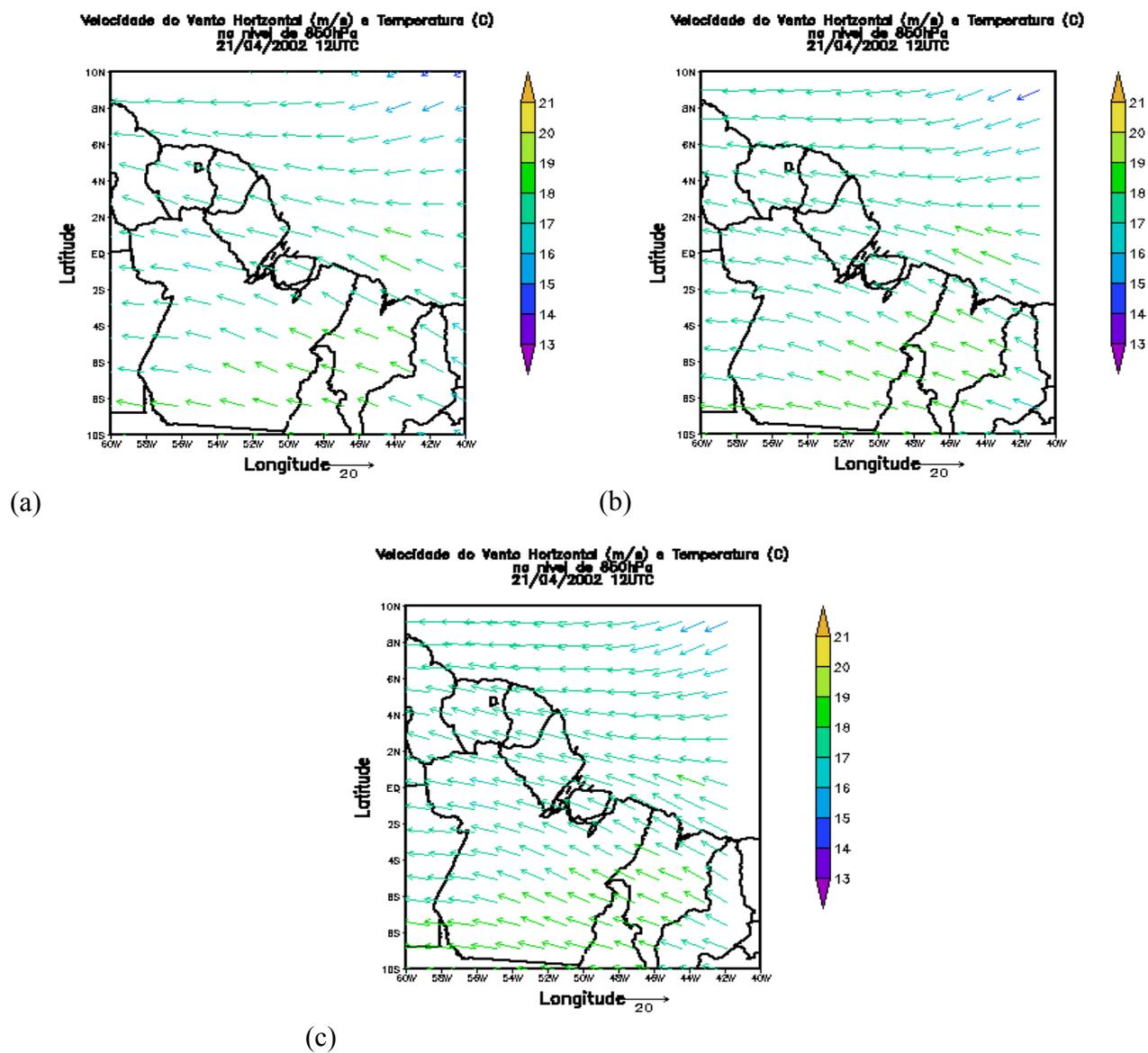


FIGURA 37 – Vento e temperatura para o dia 21/04 as 12UTC no nível de 850hPa: (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (G1).

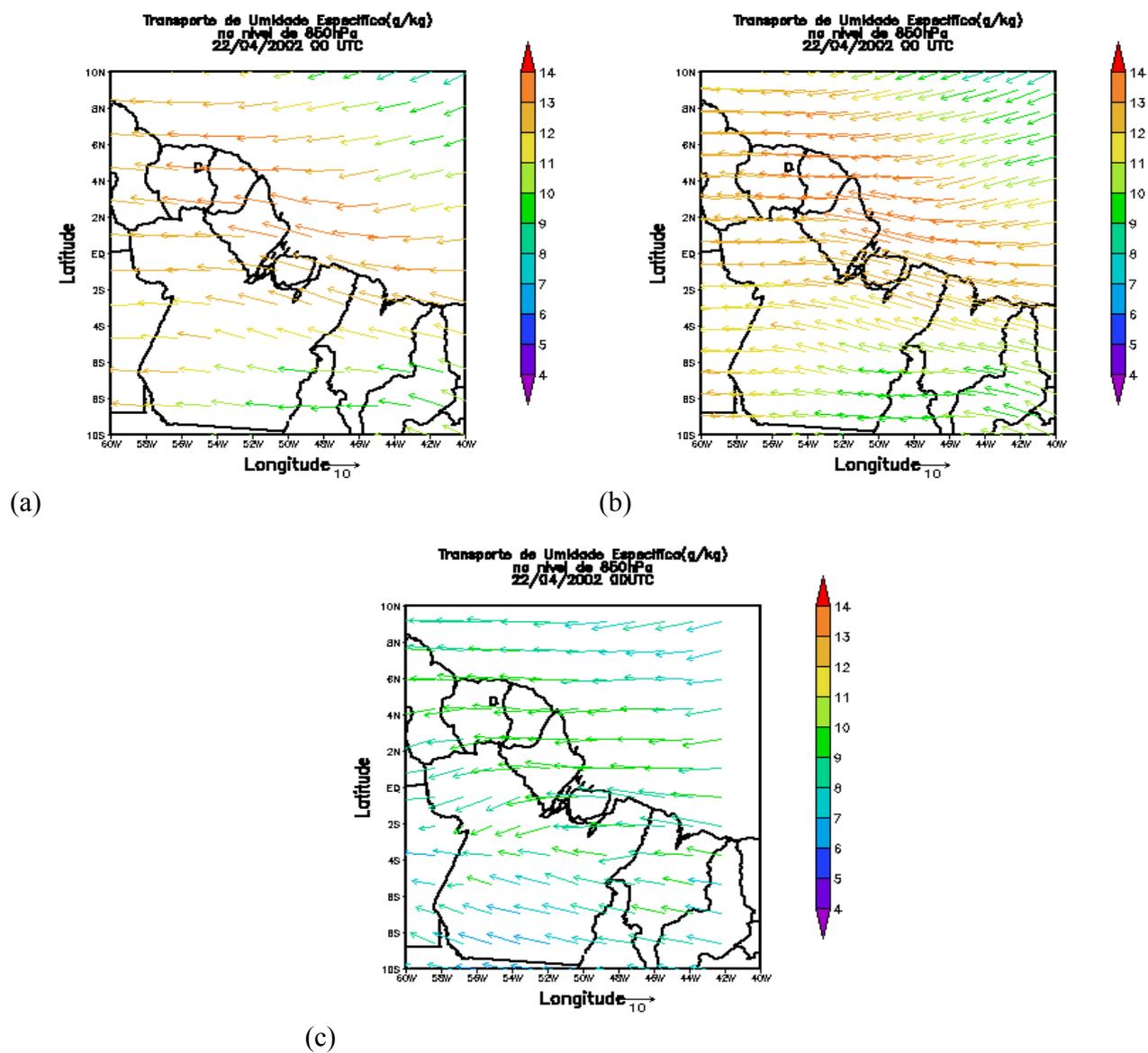


FIGURA 38 – Transporte de umidade específica para o dia 22/04 as 00UTC no nível de 850hPa: (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (G1).

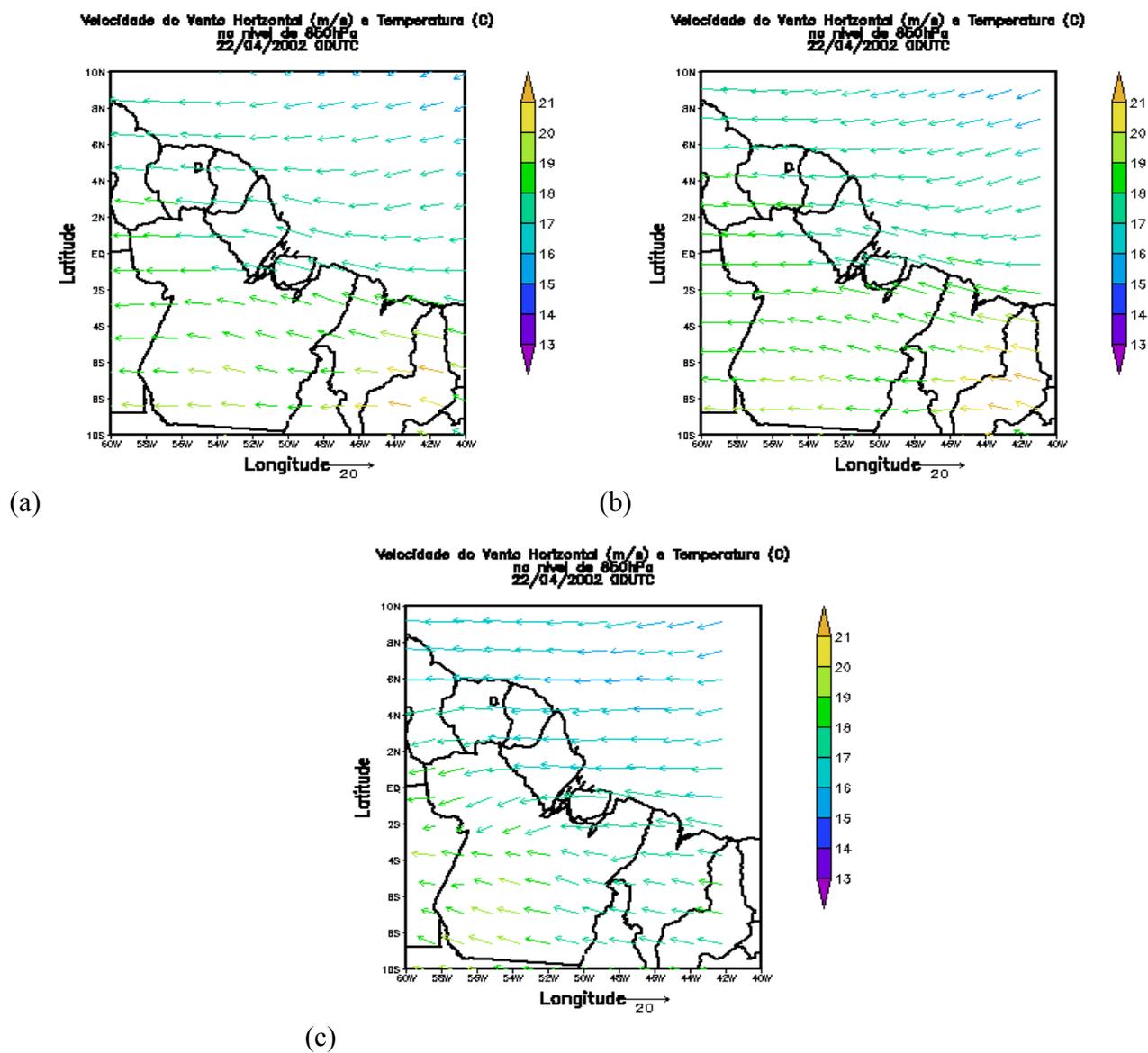


FIGURA 39 – Vento e temperatura para o dia 22/04 as 00UTC no nível de 850hPa: (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (G1).

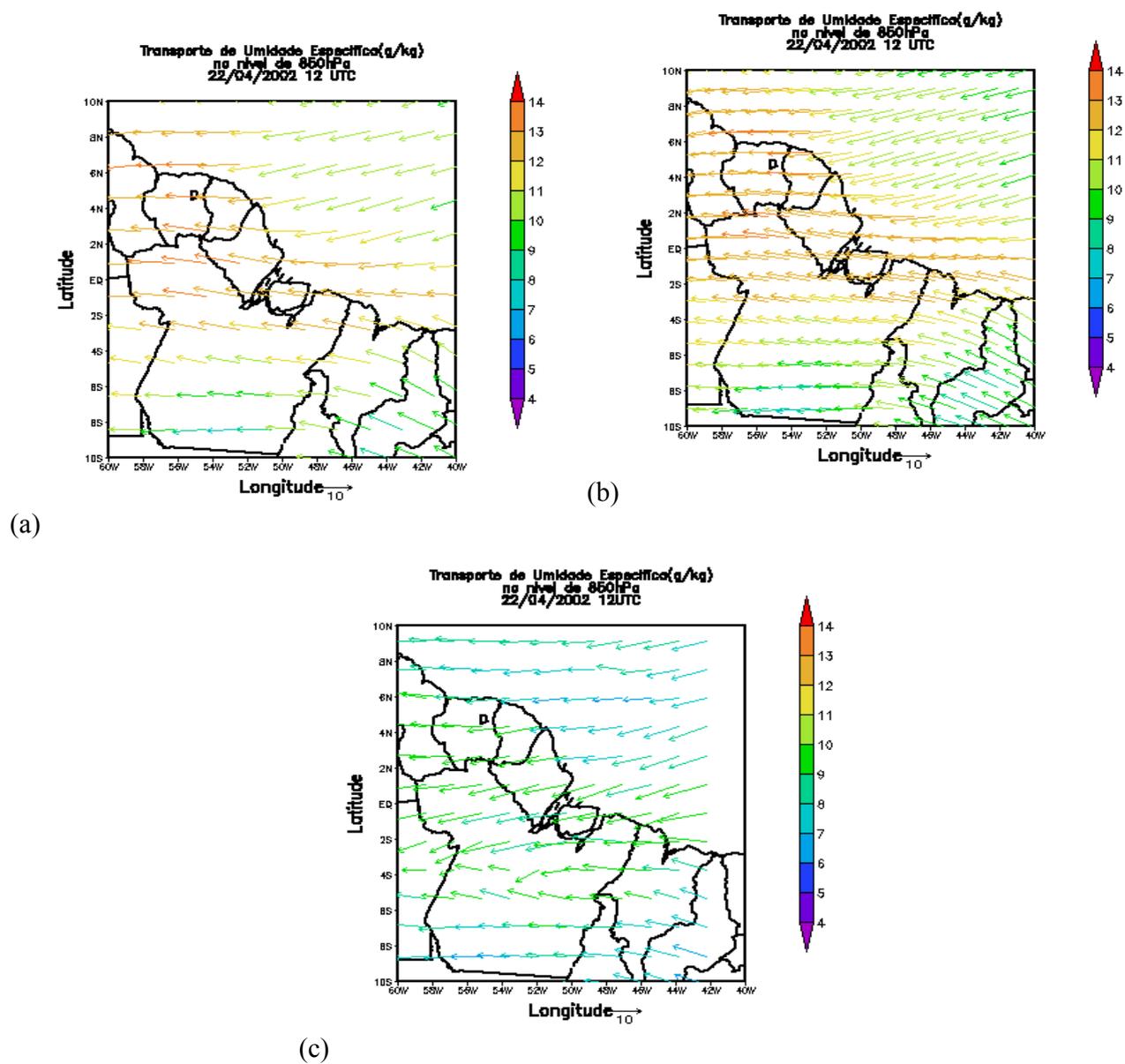


FIGURA 40 – Transporte de umidade específica para o dia 22/04 as 12UTC no nível de 850hPa: (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (G1).

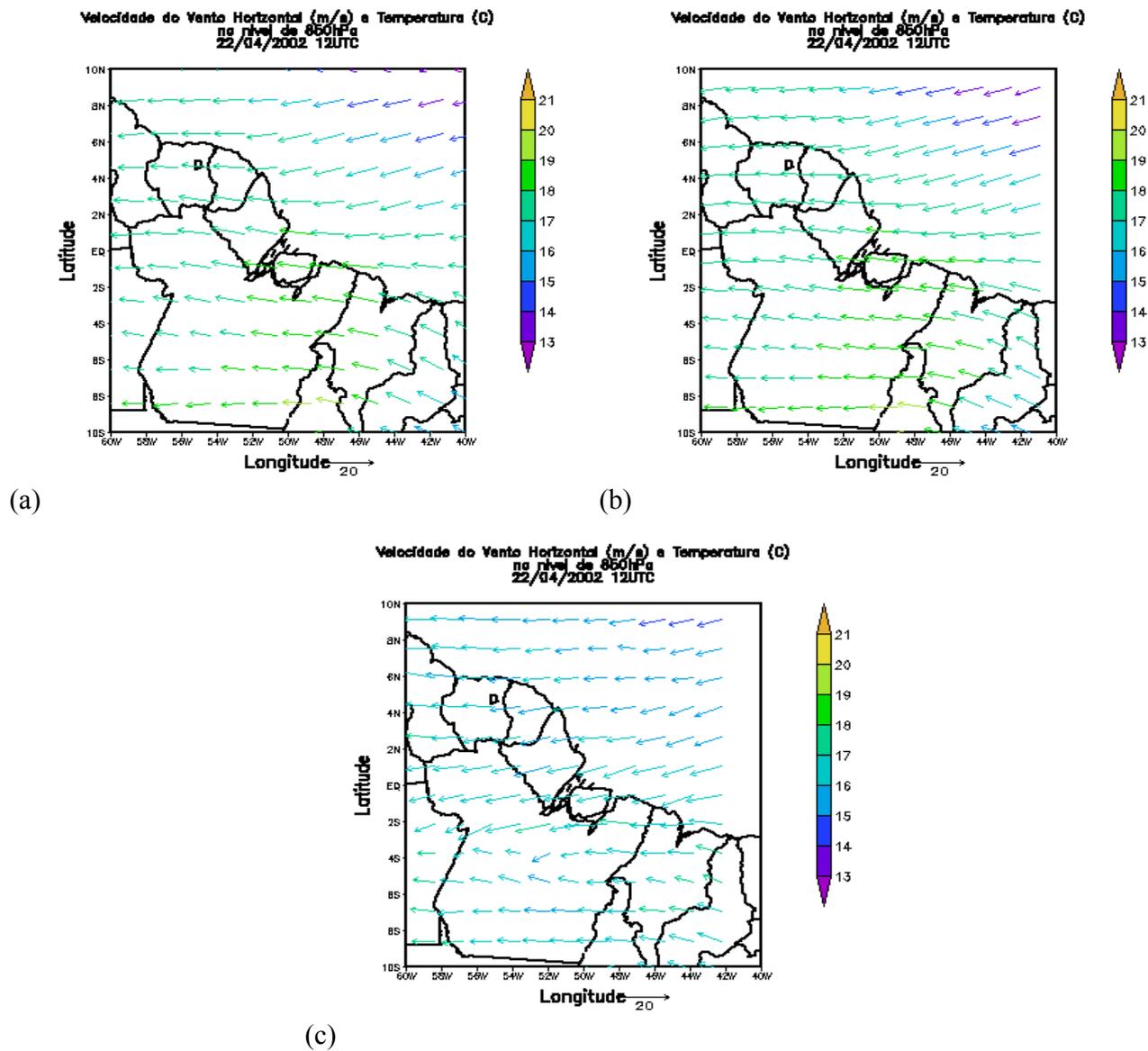


FIGURA 41 – Vento e temperatura para o dia 22/04 as 12UTC no nível de 850hPa: (a) Global, (b) ETA e (c) BRAMS (G1).

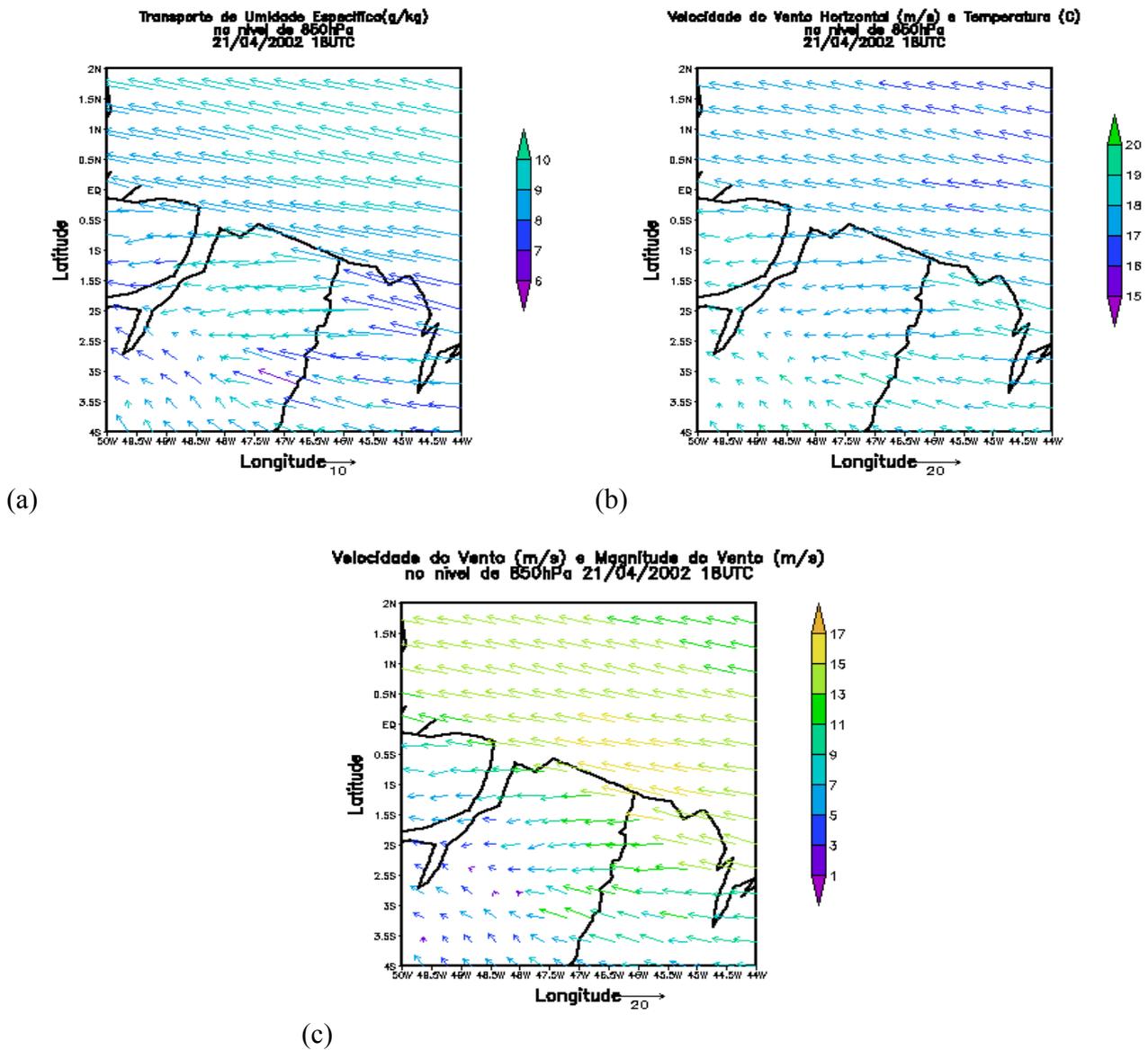


FIGURA 42 – (a) Transporte de umidade específica, (b) Vento e temperatura e (c) Velocidade do vento e sua magnitude para o dia 21/04 as 18UTC no nível de 850hPa para a grade 2 do BRAMS.

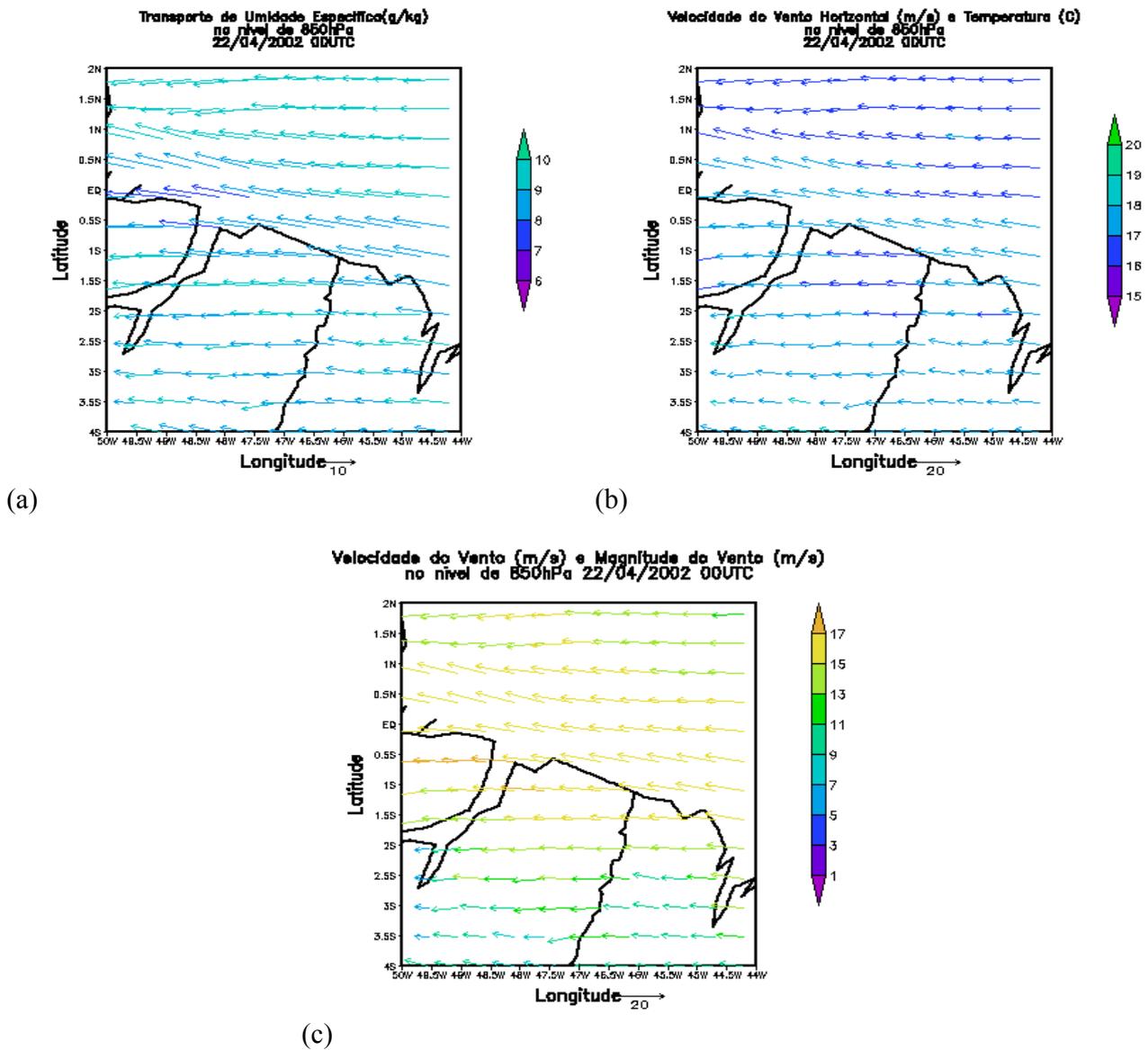


FIGURA 43 – (a) Transporte de umidade específica, (b) Vento e temperatura e (c) Velocidade do vento e sua magnitude para o dia 22/04 as 00UTC no nível de 850hPa para a grade 2 do BRAMS.

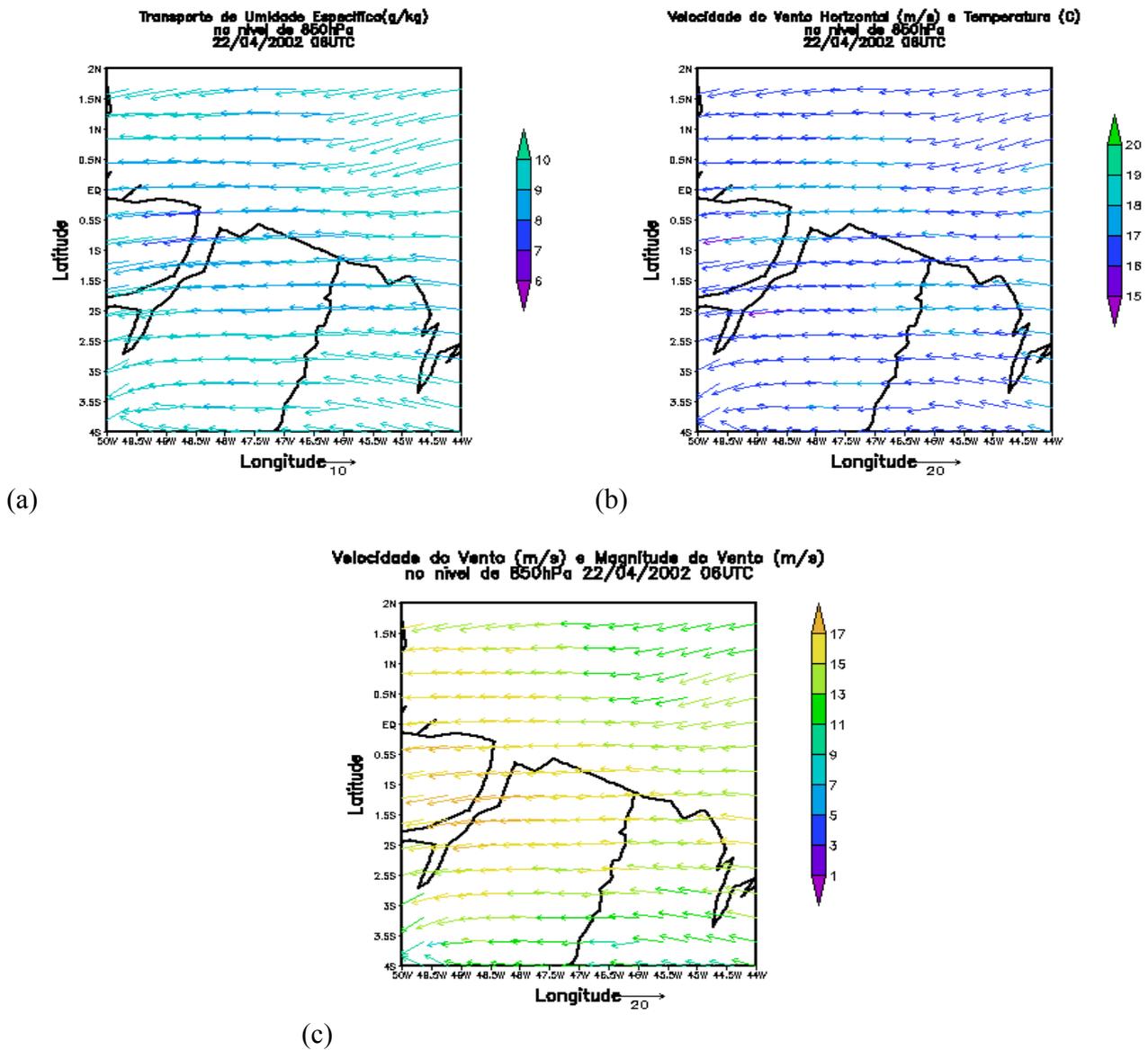


FIGURA 44 – (a) Transporte de umidade específica, (b) Vento e temperatura e (c) Velocidade do vento e sua magnitude para o dia 22/04 as 06UTC no nível de 850hPa para a grade 2 do BRAMS.

5. CONCLUSÕES

Neste trabalho, o estudo observacional dos Jatos de Baixos Níveis (JBN) no litoral norte e nordeste do estado do Pará e as características antes, durante e após a formação de um caso de LI são investigados. Para tanto foram utilizados os dados coletados nas duas campanhas de medidas em Ajuruteua Município de Bragança. Utilizou-se também o modelo numérico de mesoescala BRAMS para simular a estrutura espacial e temporal de um caso de JBN em resposta as forçantes físicas associadas as condições de heterogeneidades da superfície.

Os resultados observacionais do período chuvoso indicam que os JBN ocorridos em Bragança tem como características principais:

- Predominância de JBN do tipo JBN-IV com velocidades variando entre 8 e 10m/s localizado em torno de 600m acima da superfície, com um caso extremo de ocorrência onde o JBN ultrapassou 16,5m/s localizado em 800m;
- JBN direcionados de NE-E na sua maioria;
- JBN com ocorrências tanto pela manhã como a noite, mas com 57% dos casos ocorridos durante a noite;
- 70% dos JBN ocorridos foram acima de 500m, sendo estes localizados em média 730m acima da superfície;
- 100% dos JBN ocorreram acima do nível de inversão de temperatura.

Os resultados observacionais do período seco indicam que os JBN ocorridos em Bragança tem como características principais:

- Predominância de JBN do tipo JBN-I com velocidades variando entre 12 e 15m/s localizados em torno de 800m acima da superfície;
- JBN direcionados predominantemente de 1° e 2° quadrante;
- Ocorrem JBN tanto no período noturno quanto no diurno, mas com 55% de predominância à noite;
- 91,7% dos casos ocorridos estavam localizados acima de 500m, numa altitude média de 1100m acima da superfície;
- 92% dos JBN ocorreram acima do nível de inversão de temperatura.

Comparando os dois períodos estudados, verificou-se que no período seco houve 3 vezes mais casos do que no período chuvoso e os JBN foram mais intensos e mais elevados. Este resultado foi possivelmente devido a maior presença dos Ventos alísios de NE na região tropical nesta época.

Os resultados numéricos indicaram para o caso selecionado para estudo que este JBN localizado no norte e nordeste do Pará é resultado da ação de dois fatores físicos:

- 1 – Oscilação Inercial e
- 2 – Baroclinidade superficial.

Estes dois fatores físicos sustentaram os JBN com intensidades entre 10 e 13m/s durante à tarde e entre 14 e 16m/s a noite, localizados a uma altitude em média de 800m acima da superfície.

Para o estudo de caso, onde o JBN mais intenso atingiu uma velocidade de 16,5m/s, os modelos Global e ETA subestimaram esta velocidade e o modelo BRAMS superestimou em 3% em relação ao valor observado pela sondagem.

O JBN simulado numericamente pelos 3 modelos encontrava-se localizado em 850hPa enquanto que o JBN observado foi detectado em 920hPa, mostrando que os 3 modelos superestimaram a altitude de ocorrência em 7,7% em relação a altitude observada.

Embora as características gerais deste JBN sejam comuns a outros casos analisados na literatura, existem singularidades inerentes a cada caso. Esses aspectos são particularmente importantes, pois evidenciam efeitos puramente locais e, portanto, devem ser analisados com mais detalhes.

6. SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

Tendo mostrado o estudo específico do fenômeno ficam ainda inúmeras questões por revisar, as quais poderiam ser motivo de algumas pesquisas nessa linha. Para isso apresentamos as seguintes sugestões:

- 1 – Realizações de mais experimentos de campo para observação de JBN no litoral N-NE do Estado do Pará, com o objetivo de estudar o fenômeno dos JBN numa escala espacial e temporal maior, de modo que se possa conhecer o deslocamento e a trajetória real dos mesmos.
- 2 – Fazer cálculos de fluxos horizontais de calor, momento e umidade, visando obter resultados da influência dos JBN nos transportes ou advecção dentro da camada limite.
- 3 – Testar modelos numéricos que simulem os JBN, incluindo a topografia local para observar os efeitos causados pela baroclinidade.
- 4 – Estudar o ciclo completo da oscilação inercial do JBN.
- 5 – Fazer estudos de JBN em outras regiões do Brasil, onde exista interação com sistemas convectivos de mesoescala para caracterizar sua influência.
- 6 – E por último, fazer um estudo climatológico da ocorrência de JBN em todo território brasileiro.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, C. J., ARRIT, R. Representation of summertime low-level jets in the central United States by NCEP–NCAR reanalyses. **Journal of Climate**, V. 14, p. 234–247, 2001.
- ANDRADE, E. S. **Estudo da influência de jatos de baixos níveis na estrutura da camada limite estável acima do Pantanal Matogrossense**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, São José dos Campos-SP, 2003.
- ARDANUI, P. On the Observed Diurnal Oscillation of the Somali Jet. **Mon. Wea. Rev.** 107, pp. 1694-1700, 1979.
- ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. San Diego: Academic, p. 307, 1988.
- BARAD, M.L. Low-altitudes jet streams. **Scientific American**, V. 205, n° 2, p. 120-131, 1961.
- BERBERY, E. H., COLLINI, E. A. Springtime precipitation and water vapor flux convergence over southeastern South America. **Mon. Wea. Rev.**, V. 128, p. 1328–1346, 2000.
- BERBERY, E. H., BARROS, V. The hydrological cycle of the La Plata Basin in South America. **Journal Hydrometeorology**, 3, 630-645, 2002.
- BETTS, A. K., GROVER, R. W., MONCRIEFF, M. W.: Structure and motion of tropical squall-lines over Venezuela. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 102, pp. 395 – 404, 1976.

- BLACK, T.L.: NMC Notes: The New NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, 9, 256-278, 1994.
- BLACKADAR, A. K. **Turbulence and diffusion in the atmosphere**. Berlin: Springer, . 185 p, 1957.
- BLEEKER, W., ANDRÉ, M. J. On the diurnal variation of precipitation, particularly over central USA. and its relation to large-scale orographic circulation systems. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, 77, 260-271.1951.
- BONNER, W. D. Case study of thunderstorm activity in relation to the low-level jet. **Monthly Weather Review**. 94, 167-178, 1966.
- BONNER, W. D. Climatology of the Low Level Jet. **Monthly Weather Review**. 96, N° 12, 833-850, 1968 a.
- BONNER, W. D., ESBENSEN, S., GREENBERG, R. Kinematics of the Low Level Jet. **Journal of Apl. Meterol**. 7, 339-347, 1968 b.
- BRAGA, R. H. M; COHEN, J. C. P. Estudo termodinâmico de casos de linhas de instabilidade no leste da Amazônia. caso 1: linha de instabilidade marítima. In: **Anais XIII Cong. Bras. Met.**, Fortaleza-CE, 2004.
- BROOK, R. R. The Koorin nocturnal low-level jet. **Boundary-Layer Meteorology**, v.32, pp. 133-154, 1985.
- BROWNING, K.A.; HARROLD, T.W .Air motion and precipitation growth at a cold front. **Quart. Jour. Roy. Met. Soc.**, 96, 369-389, 1970.
- CARDENAS, L. D. **Um Estudo dos Jatós Noturnos de Baixos Níveis na Região Central de São Paulo**. Dissertação de Mestrado, IAG-USP, 1990.
- CAUGHEY, S. J. Observed characteristics of the atmospheric boundary layer. In: NIEUWSTADT, F. T. M., VAN DOP, H. (eds), **Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling**. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, pp. 107-158, 1981.
- CAVALCANTI, I. F. A.: **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulações de escala sinótica e circulações locais**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, 1982.
- CHELTON, D. B., FREILICH, M.H., ESBENSEN, S. K. Satellite observations of the wind jets off the Pacific coast of Central America. Parte I: Case studies and statistical characteristics. **Mon. Wea. Rev.** V. 128, 7, 1993-2018, 2000.

- CHEN, C., COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. **Bound. Lay. Met.**, 25, 289-321, 1983.
- CHEN, Y.L., XIN, C.,ZHANG, Y.X. A diagnostic study of the low level jet during TAMEX IOPS. **Mon. Wea. Rev.** 122, 2257-2284, 1994.
- CHIBA, O., KOBAYASHI, S. A Study of the Structure of Low-Level Katabatic Winds at Mizuho Station, East Antarctica. **Boundary Layer Meteorology**, 37, pp. 343-355, 1986.
- CLIMANÁLISE. <http://www.cptec.inpe.br/climanalise/products>. abril, 2002.
- CLOUGH, S. A. The mesoescala frontal dynamics project. **Meteor. Mag.**, 116, 32-42, 1987.
- COHEN, J. C. P.: **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, 1989.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A.: Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Mon. Wea. Rev.**, v.123, n. 11, pp. 3163 – 174, 1995.
- COHEN, J. C. P.: O projeto DESMATA: Impacto do Desmatamento Junto ao Litoral Atlântico da Amazônia. **Bol. Soc. Bras. de Meteorologia**, v.25, n.3, pp. 27-31, 2001.
- COHEN, J. C. P.; GANDU, A. W.: Linha de instabilidade continental na Amazônia. *In: Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia (CDROM)*. Foz do Iguaçu (PR), SBMET, 2002.
- CORREA, C. S. Estudo observacional de jatos de níveis baixos (JNB) associados ao desenvolvimento de um CCM sobre o Rio Grande do Sul. **Anais do XI Congresso Brasileiro de Met.**, Rio de Janeiro, 2100-2107, 2000.
- CORREA, C. S., DALLAROSA, R. L. G. Estudo observacional de jatos de níveis baixos associados ao desenvolvimento de um CCM sobre o Rio Grande do Sul. **Anais do XII Congresso Brasileiro de Met.**, Foz do Iguaçu, 2002.
- COTTON, W. R; PIELKE, Sr. 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, L. P. RAMS 2001: Current Status and future directions. **Meteorology Atmos. Phys.** 82: 5-29, 2003.
- CULF, A. D., FISCH, G., HODNETT, M. G. The albedo of Amazonian forest and ranchland. **Journal Of Climate**, 8 (6): 1544-1554, may, 1995.

- CUTRIN, E. M. C.; COHEN, J. C. P.:Estudo dos sistemas produtores de chuvas no leste paraense. In: **Coletânea de trabalhos** do V Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. SBA, pp. 260, 1987.
- DJURIC, D. DAMINIAN, M.S. On the formation of the low level jet over Texas. **Mon. Wea. Rev.** 108, 1854-1865, 1980.
- DOUGLAS, M. W. The Summertime Low-Level Jet Over the Gulf of California. **Monthly Weather Review.** v. 123: 2334-2347, Aug, 1995.
- DOUGLAS, M. W., M. NICOLINI, and SAULO, C. Observational evidences of a low level jet east of the Andes during January–March 1998. **Meteorologica**, V. 23, p. 63–72, 1998.
- DOYLE, J. D., WARNER, T. T. A three-dimensional numerical investigation of a Carolina coastal Low Level Jet during GALE IOP 2. **Monthly Weather Review.** 121, 1030-1047, 1993.
- EDGAR, L. A., KERRY, J. C., ALEKSANDR, P.M. Low-Level Atmospheric Jets and inversions over the western weddell sea. **Boundary Layer Meteorology**, 97: pp. 459-486, 2000.
- FERREIRA, R. N. **Aplicação de um modelo linear espectral ao estudo de Linhas de Instabilidades da Amazônia.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, IAG-USP, 1988.
- FERREIRA, S. H. S; CALBETE, N. O. Estudo de jatos de baixos níveis na América do Sul ocorridos em 1999. In: **Anais XII Cong. Bras. Meteo.**, Foz do Iguaçu, 2002.
- FINDLATER, J. A Major Low-Level air Current Near the Indian Ocean During the Northern Summer. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, 95, pp.362-380, 1969.
- FISCH, G. **Camada limite amazônica: aspectos observacionais e de modelagem.** São José dos Campos. 171p. (INPE-6123-TPT/584). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1996.
- FORTUNE, M. Properties of African squall lines inferred from time-lapse satellite imagery. **Mon. Wea. Rev.**, v.108, 153-168, 1980.
- GAMACHE, J. F., HOUZE JR., R. A.: Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. **Mon. Wea. Rev.**, v. 110, pp. 118-135, 1982.
- GARSTANG, M.; MASSIE JR., H. L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J.; 1994: Amazon coastal squall lines, part I: Structure and kinematics. **Mon. Wea. Rev.**, v. 112, pp. 608-622.

- GARRAT, J. R. **The atmospheric boundary layer**. Cambridge University Press, p. 316, 1992.
- GARREAU, R., WALLACE, J.M: Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. **Mon. Wea. Rev.**, V. 126, p. 2713–1733, 1998.
- GERHARDT, J.R. Mesoescala association of a low level jet stream with a squall line-cold front situation. **Jour. Appl. Met.**, v.2, n°1, 49-55p. 1963.
- GRECO, S., SWAP, M. GARSTANG, S. ULANZKI, M. SHIPHAM, R. C. HARRIS, R. TALBOT, M. O. ANDREAE, and P. ARTAXO. Rainfall And surface kinematic conditions over central Amazonian during ABLE 2B. **J. Geophys. Res.** 93, 17001-17014, 1990.
- GRELL, G. A., and DEZSO DEVENYI, A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, vol. 29, no. 14, 2002.
- GUEDES, R. L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**. São Paulo, 89 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, 1985.
- HAMILTON, R. A.; ARCHBOLD, J. W.: Meteorology of Nigeria and Adjacent territory. **Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc.**, v. 71, pp. 231 – 262, 1945.
- HART, J.E. et alli. Aerial observation of the east African low level jet stream. **Mon. Wea. Rev.** 106, 1714-1724, 1978.
- HIGGINS, R.W., YAO, Y., YAROSH, E.S., JANOWIAK, J.E., MO, K.C. Influence of the Great Plains Low Level Jet on summertime precipitation transport over the Central United States. **Journal of Climate**. V. 10, p. 481-507, 1997.
- HOLTON, J. R., The diurnal boundary layer Wind oscillation above sloping terrain. **Tellus**, 19, 199-205, 1967..
- HOUZE JR., R. A.: Structure and dynamics of a tropical squall line system. **Mon. Wea. Rev.**, v. 105, pp. 1540-1567, 1977.
- HOUZE JR, R. A.: Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. **Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc.**, v. 115, pp. 425-461, 1989.

- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). **Deforestation in Brazilian Amazonian**. São José dos Campos, maio, 4p, 1992.
- JURY, M. R., TOSEN, G. R. Characteristics of the Winter Boundary Layer Over the African Plateau: 26 degrees S. **Boundary Layer Meteorology**, 49, pp. 53-76, 1989.
- KARAN, H. A. **Simulação numérica tridimensional da CLP em Iperó, São Paulo**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, IAG-USP, 112p, 1995.
- KARAN, H. A. **Estudo do Jato de Baixos Níveis de Iperó e das Implicações no Transporte de Poluentes no Estado de São Paulo**. SP, 182 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, 2002.
- KEENAN, T. D., McBRIDE, J., HOLLAND, G., DAVIDSON, N., GUNN, B. Diurnal Variations During the Australian Monsoon Experiment (AMEX) phase II. **Mon. Wea. Rev.**, 117, pp. 2535-2552, 1989.
- KELBE, B. Features of Westerly Propagating Over Southern África During Summer. **Mon. Wea. Rev.**, 116, pp.60-70, 1988.
- KINTER, J. L. et al: The COLA Atmosphere-Biosphere General Circulation Model. Volume1: Formulation. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies. **Report n.o 51. Calverton, USA, 1997.**
- KLEMP, J. B., WILHELMSON, R. B. The simution of three-dimensional convective storm dynamics. **Jour. Atm. Sci.** 35, 1070-1096, 1978a.
- KOTRONI, V., LEMAITRE, Y., PETITDIER, M. Dynamics of a low level jet observed during the FRONTS 87 Experiment. **Q. J. R. Met. Soc.** 120, 277-303, 1994.
- KOUSKY, V. E.: Diurnall rainfall variation in the Northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, n. 04, pp. 488 – 498, 1980.
- KRAUS, H., MALCHER, J., SCHARLLER, E. Nocturnal Low-Level Jets During PUKK. **Boundary Layer Meteorology**. 31, pp. 185-195, 1985.
- LETTAU, H. H. Small to large scale features of boundary structures over mountain slopes. Proc. **Symp. Mountain Meteorology**, Colorado State University, Boulder, 1-74, 1967.

- LOUREIRO, R. S., MACHADO, R. D., GOMES, R. G. ROCHA, E.P. Estudo de uma linha de instabilidade costeira observada durante o Experimento DESMATA Milênio LBA. **Anais** do XIII Cong. Bras. Met. Fortaleza-CE, 2004.
- MAHRT, L. Stratified atmospheric boundary layers. **Boundary Layer Meteorology**, v. 90, p. 375-396, 1999.
- MARENGO, J. A., SOARES, W. R. Episódio de jatos de baixos níveis ao leste dos Andes durante 13-19 de abril de 1999. **Rev. Bras. Met.** V. 17, n.1, p. 35-52, 2002.
- MARENGO, J. A., SOARES, W. R., SAULO, S., NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**. V. 17, n.12, p. 2261-2280, 2004.
- MAY, P. T. The Australian Nocturnal Jet and Diurnal Variations of Boundary Layer Winds Over Mt. Isa in North-Eastern Australia. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, 121, pp. 987-1003, 1995.
- MEANS, L. L. On Thunderstorm Forecasting in the Central United States. **Mon. Wea. Rev.** 80: (10) pp. 165-189, OCT, 1952.
- MELLOR, G. L., YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **J. Atmos. Sci.**, 31, 1791-1806.1974.
- MITCHELL, M.J.,ARRIT, R.W., LABAS, K. A climatology of the warm season Great Plains low level jet using wind profiler observation. **Wea. Forec.** 10, 576-591, 1995.
- MOLION, L. C. B.: Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 2, pp. 107 – 117, 1987.
- MOLNARY, L. **Caracterização de um modelo de camada limite planetária para avaliar liberações de radionuclídios em instalações nucleares.** Dissertação de Mestrado IAG-USP, 1993.
- MORAES, O. L. L, OLIVEIRA, A. P., CAETANO, NETO, E. S. DEGRAZIA, G. A. (Editors). Proceedings of the workshop “**Air Pollution and Acid Rain the Candiota Program**”. FAPESP, 1996.
- NOBRE, C. Status of the LBA experiment. **GEWEX NEWS /WCRP**, 9, 3-4,1999.
- OLIVEIRA, A. P. Projeto estudo da dinâmica da CLP em regiões tropicais e subtropicais. **Anais VII Cong. Bras. Met.**, São Paulo, V.2, 432-436, 1992.

- OLIVEIRA, A. P. **Estudo da dinâmica da camada limite planetária em latitudes tropicais e subtropicais**. Proc. N° 90/4402-1 Relatório Interno, IAG-USP, 1993.
- OLIVEIRA, A. P., FITZJARRALD, D. R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: I. Observations. **Bound. Lay. Met.**, 63, 141-162, 1993.
- OLIVEIRA, A. P., FITZJARRALD, D. R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: II. Analysis and modelling. **Bound. Lay. Met.**, 67, 75-96, 1993.
- OLIVEIRA, A. P., DEGARZIA, G. A., MORAES, O.L. L., TIRABASSI, T. Numerical study o nocturnal planetary boundary layer at low latitudes. Third International Conference on Air Pollution (Air Pollution 1995). In air pollution III – Theory and Simulation, v. 1: Air Pollution, Editors: H. Power, N. M., C. A. BREBBIA, **Comp. Mec. Pub.** Oct, 1995.
- OLIVEIRA, P. J. **Estudo do vento e da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. Dissertação de Mestrado, INPE, 1999.
- ORLANSKI, L. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bull. Amer. Met. Soc.** 56, 529-530, 1975.
- PAMPERIM, H., STILKE, G. Nocturnal boundary layer and LLJ in the pré-alpine region near the outlet of the Inn Valley. **Meteor. Rundsch.**, 38, 145-156, 1985.
- PARISH, T.R. RODI, R., CLARK, D.R. A case study of the summertime great plains low level jet. **Mon. Wea. Rev.** 116, 94-105, 1988.
- PARISH, T. R. Forcing of the summertime low level jet along the California coast. **Jour. Appl. Met.** V.39, 12, 2421-2433, 2000.
- PIELKE, R. E. A three-dimensional Numerical Model of Sea Breezes Over South Florida. **Mon. Wea. Rev.** 102. 115 – 139, 1974.
- PIELKE, R. E.; 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. and COPELAND, J. H. A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. **Meteor. Atmos. Phys.**, 49, 69-91, 1992.
- PROJETO MILÊNIO LBA: <http://www.mileniolba.ufpa.br> : site visitado em: 12/10/2003.

- REITER, E. R. Tropopause circulation and jet streams. *Climate of the Free Atmosphere*, vol. 4, **World Survey of Climatology**. D.F. Rex., Ed. Elsevier, 85-193, 1969.
- RIEHL, H.; MALKUS, J. S.: On the heat balance in the equatorial trough zone. **Geophysica**, v. 6, pp. 503 – 538, 1958.
- RIEHL, H.; SIMPSON, J.: The heat balance of the equatorial trough zone, revisited. **Beitr. Phys. Atmos.**, v. 52, pp. 287 – 305, 1979.
- SAVIJARVI, H. The United States Great Plains diurnal ABL variation and the nocturnal low level jet. **Mon. Wea. Rev.** 119, 833-840, 1991.
- SELUCHI, M., SAULO, A. S., NICOLINI, M. SATYAMURTY, P. The Northwestern Argentinean Low: A Study of Two Typical Events. **Mon. Wea. Rev.** Oct. p. 2361-2378, 2003.
- SILVA DIAS, M.A.F., P. L., SILVA DIAS. Observed thermodynamic structure of subtropical atmosphere. **Anais do III Con. Bras. Met.**, São José dos Campos, 1983.
- SILVA DIAS, M. A. F.; FERREIRA, R. N.: Application of a linear spectral model to study of Amazonian squall lines during GTE/ABLE 2B. **Jour. Geophys. Res.**, v. 97, pp. 20405 - 20 419, 1992.
- SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation from Amazonian rain Forest. **Proc. Roy. Soc.** London, serie B, 233 (1272): 321-346, 1988.
- SOUSA, A. M. L. **Estudo observacional da altura da camada de mistura em Caxiuanã e Bragança durante o período chuvoso de 2002**. Belém - Pará. 32p. Trabalho de Conclusão de Curso em Meteorologia - Universidade Federal do Pará, 2003.
- SOUZA, S. S. **A substituição da floresta amazônica por pastagem e sua repercussão ao nível da termodinâmica da camada limite atmosférica: Projeto RBLE**. Campina Grande. 110p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal da Paraíba, 1997.
- SOUZA, E. P., **Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica**. Tese de Doutorado, IAG-USP, 1999.
- STENSRUD, D. J. Importance of Low-Level Jets to climate: A review. **Journal of Climate**. 9, 1698-1711, 1996.
- STIVARI, S. M. S. **Estudo da brisa lacustre do Lago de Itaipu**. Tese de Doutorado, IAG-USP, 1999.

- STIVARI, S. M. S., OLIVEIRA, A. P. Estudo observacional dos jatos de baixos níveis na região do Lago de Itaipu. **Anais** do XI Cong. Bras. Met., Rio de Janeiro, 1809-1814p, 2000.
- SCHWERDTFEGGER, W. The Effect of the Antarctic Peninsula on the Temperature Regime of the Weddell Sea. **Mon. Wea. Rev.**, 103, pp. 45-51, 1975.
- STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer, 666 pp, 1988.
- TAO, S., CHEN, L. A Review of Recent Research on the East Asian Summer Monsoon in China. **Monsoon Meteorology**. C. P. Chang and T. N. Krishnamurti. Eds., Oxford University Press. Pp. 60-92, 1987.
- TÔTA, J. **Estimativa regional de fluxos de calor sensível e latente em áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. São José dos Campos. 113p. (INPE-6822-TDI/643). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1998.
- TRIPOLI, G. J., COTTON, W. R., The Colorado University Three-Dimensional cloud / Mesoscale Model Part I: General Theoretical Framework and Sensitivity Experiments. **Jour. Rech. Atmos.**, 16, 185 – 220, 1982.
- UCCELINI, L. W., PETERSEN, R. A., BRILL, K. F., KOCIN, P.J., TUCCILLO, J. J. Synergistic interactions between an upper-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. **Mon. Wea. Rev.**, 115, 2227-2261, 1987.
- UCCELINI, L. W., JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Mon. Wea. Rev.**, 107, 682-703, 1979.
- VIRJI, H. A Preliminary Study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 3, p. 599-610, March, 1981.
- VISWANADHAM, Y.; MOLION, L. C. B.; MANZI, A. O.; Sá, L. D. A.; SILVA FILHO, V. P. Micrometeorological measurements in amazon forest during GTE/ABLE 2a mission. **Journal Geophysical Research**, v.95, n°D9, p.13669-13682, Aug. 1990.
- WEXLER, H. A boundary layer interpretation of the low-level jet. **Tellus**, 13, 368-378, 1961.
- WILSON, M. A. Atmospheric Tidal Motions Over Austrália Below 20 Km. **Mon. Wea. Rev.**, 103, pp. 1110-1120, 1975.

- WITHEMAN, C. D.; XINDI, B. and ZHONG, S. Low level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the southern great plains. **Journal of Applied Meteorology**, v.36, n°10, p.1363-1376, Oct. 1997.
- WU, Y. H.; RAMAN, S. Effect of Land-Use Pattern on the Development of Low-Level Jets. **Journal of Applied Meteorology**, 36: (5), pp. 573-590, 1997.
- ZIPSER, E. J.: The role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance. **Journal Applied Meteorology**, v. 8, pp. 799 – 814, 1969.
- ZIPSER, E. J.: Mesoscale and convective – scale downdrafts as distinct components of squall-line circulation. **Mon. Wea. Rev.**, v. 105, pp. 1568 – 1589, 1977.