

FRANCISCO DAS CHAGAS VASCONCELOS JÚNIOR

**ESTUDO NUMÉRICO DE JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NO ESTADO
DO CEARÁ**

FORTALEZA-CE

2010

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

FRANCISCO DAS CHAGAS VASCONCELOS JÚNIOR

**ESTUDO NUMÉRICO DE JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NO ESTADO
DO CEARÁ**

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Físicas Aplicadas.

Orientador: Prof. Dr. João Bosco Verçosa Leal Junior

FORTALEZA-CE

2010

Dissertação de Mestrado sob o título “*ESTUDO NUMÉRICO DE JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NO ESTADO DO CEARÁ*”, defendida por FRANCISCO DAS CHAGAS VASCONCELOS JÚNIOR e aprovada em 25 de fevereiro de 2010, em Fortaleza, Ceará, pela banca examinadora abaixo:

Prof. Dr. João Bosco Verçosa Leal Junior
Universidade Estadual do Ceará (UECE)
Orientador

Prof. Dr. Gerson Paiva Almeida
Universidade Estadual do Ceará (UECE)

Prof. Dr. Murilo Pereira de Almeida
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Aos meus pais amados, Francisco e Aparecida.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus, meu Pai celestial, por dar-me força e paz para o término deste trabalho;

Agradeço ao Prof. Dr. João Bosco Verçosa Leal Junior, pela brilhante orientação, pela confiança, ajuda, convívio e amizade;

Aos meus grandes amigos Paulo Henrique, José Gomes e Isaac Newton, pelo convívio, apoio e incessante motivação para meu progresso;

Aos professores do Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas, Antônio Carlos Santana dos Santos, Gerson Paiva Almeida, Carlos Jacinto de Oliveira e Alexandre Araújo Costa pela fundamental ajuda e contribuição para minha formação;

Ao Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas (MCFA), na pessoa do professor Dr. Alfredo Nelson Cabral Serejo pelo convívio e formação do curso de pós-graduação;

Aos pesquisadores da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), Dr. Sérgio Sombra e Dr. Dirceu Silveira, pela grande ajuda no aprimoramento de meu trabalho;

Ao professor Adilson Wagner Gandu, da Universidade de São Paulo, pela grande ajuda na realização deste trabalho;

Aos amigos de pós-graduação e graduação, ao lado de quem tive experiências edificantes e motivadoras;

Aos amigos de Laboratório, Camylla Melo, Domingo Cassain, Vinícius Couto, Rodrigo Queiros e Ednardo Rodrigues, pela grande ajuda, incessante apoio e a eterna amizade;

Aos funcionários do MCFA, “Dona” Graça e César Camelo, pela grande apoio, amizade e convívio;

Agradeço à Ariane Frassoni dos Santos, pela grande ajuda e apoio na realização de meu trabalho;

Agradeço à FUNCAP, na pessoa do seu Presidente, Prof. Dr. Tarcísio Haroldo Cavalcante Pequeno, pelo apoio financeiro via bolsa de mestrado;

Agradeço à FUNCEME pelos dados cedidos para a produção deste trabalho;

À minha namorada Olinda, pelo apoio, atenção, amor e companheirismo;

Aos meus amados pais, Francisco das Chagas e Maria Aparecida e irmãos Maria Jociândia e Emanuel Jefferson, familiares e amigos pelo apoio, força e amor, essa vitória também é de vocês.

*“Sonho que se sonha só, é só um sonho que se sonha só,
mas sonho que se sonha junto é realidade.”*

Raul Seixas

*“Renunciar à liberdade é renunciar à
qualidade de homem, aos direitos da
humanidade, e até aos próprios deveres.
Não há recompensa possível para quem a
tudo renuncia. Tal renúncia não se compadece
com a natureza do homem, e destituir-se
voluntariamente de toda e o qualquer liberdade
equivale a excluir a moralidade de suas ações”.*

Jean-Jacques Rousseau

RESUMO

O estado do Ceará, localizado no nordeste do Brasil, tem clima e tempo extremamente dependente da circulação atmosférica (sinótica e mesoescala) pelas consequências que esta produz sobre a precipitação, temperatura e fluxo de calor e umidade. No interior desse estado, ocorre um fenômeno bem conhecido dos moradores, principalmente daqueles que habitam próximo a bacia do rio Jaguaribe, chamado de vento Aracati. Na literatura, ele foi caracterizado como um vento local que tem características semelhantes a uma brisa marítima. Ventos locais e ventos costeiros são encontrados em várias partes do mundo, esses podem se desenvolver a partir de Jatos de Baixos Níveis (JBN) em regiões de forte baroclinicidade ou com características locais e sinóticas favoráveis. Neste trabalho, tem-se como objetivo relacionar as ocorrências do vento Aracati com eventos de JBN que se desenvolvem sobre a bacia do rio Jaguaribe. Para tal averiguação, utiliza-se o modelo numérico RAMS, versão 6.0, com três grades “aninhadas” e tendo para sua inicialização os dados provenientes do projeto *Reanalysis-2* do NCEP/NCAR. Uma melhor configuração do modelo é avaliada por meio de testes de sensibilidade em dois cenários distintos, um dentro da quadra chuvosa e outro dentro do período de estiagem, averiguando algumas parametrizações e opções de relaxamento newtoniano (*nudging*), assim dados simulados são comparados à dados observados, utilizando dois métodos estatísticos para escolher a configuração a ser utilizada. As simulações não mostraram a ocorrência de JBN no período “chuvoso”, somente no “seco”, obtendo grande concordância com os eventos de vento Aracati. Os JBN simulados têm características de se desenvolver sempre no início da noite com uma altura variando entre 500 e 1100 m. A configuração de grande escala e a interface oceano atmosfera têm grande importância na formação do JBN e, conseqüentemente, do vento Aracati.

Palavras chave: Modelagem Numérica; Jatos de Baixos Níveis; Vento Aracati.

ABSTRACT

The weather and climate of the Ceará state, situated in Brazilian Northeast, is extremely dependent of atmospheric circulation (synoptic and mesoscale) due to the influence that it exerts on precipitation, temperature, moisture and heat fluxes. In this state there is a phenomenon well known by its inhabitants, markedly those that live close to the Jaguaribe river's basin as Aracati wind. In the literature, it was characterized as a local wind with similar features of a sea breeze. Local and coastal winds are found in several parts in the world, they can in particular be originated by a occurrence of Low-level Jets (LLJ) in regions of high baroclinicity or with local characteristics and favorable synoptic conditions. The aim of this work is to relate the occurrence of the Aracati wind to possible LLJ which occurs over Jaguaribe river's Basin. For this purpose, it is used the numerical model RAMS, version 6.0. Three nested grids were utilized with initial data from NCEP/NCAR Reanalysis-2 project. The most reliable model configuration is evaluated through sensibility tests in two different scenarios, one in the climate wet quarterly and other in the dry period, some parameterizations and nudging options, this way predicted data are compared to observed data, using two statistics methods in order to choose the configuration to be used. The model output does not show LLJ occurrences in the wet period, only in the drought. They have obtained great agreement with the Aracati wind events. The simulated LLJ have features of developing itself at the beginning of the night, with a height varying between 500 and 1100 m. The large scale forcing and the atmosphere-ocean interface have great importance in the LLJ formation and development, and, consequently, in the Aracati wind event.

Keywords: Numerical Modeling; Low Level Jets; Aracati Wind.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 Mapa do estado do Ceará enfatizando alguns municípios, rios, serras e chapadas. Os rios Jaguaribe a leste, e Acaraú a oeste do estado também são mostrados juntamente com as divisões políticas com os outros estados do Nordeste. Fonte: Camelo (2007). 25
- Figura 2 Esquema idealizado da troposfera: Divisão da Camada Limite e da Atmosfera Livre. Adaptado de Stull (1988). 29
- Figura 3 Típicos perfis dentro da camada de mistura diurna de temperatura potencial virtual média $\bar{\theta}_v$, velocidade média do vento horizontal \bar{M} , razão de mistura de vapor d'água \bar{r} e concentração de poluente \bar{c} (z_i é altura da camada de entranhamento). Fonte: Adaptada de Stull (1988). 30
- Figura 4 Evolução da Camada Limite Planetária com suas subdivisões. Fonte: Oliveira (1999) 33
- Figura 5 Esquema idealizado de um JBN em uma atmosfera estável. O desenvolvimento do jato se deve à CLP estável e à presença de uma inversão térmica noturna propiciando a aceleração supergeostrófica. Fonte: Karam (2002). 36
- Figura 6 Regiões onde os JBN são conhecidos ou que suspeita-se que ocorram com alguma regularidade (sombreado) e onde CCM ocorrem frequentemente durante o verão (caixas). Os quadrados denotam locais onde JBN foram observados. Adaptado de Stensrud (1996). 40
- Figura 7 Diagrama esquemático de elementos relevantes do transporte de umidade em direção ao pólo. As setas azul e verde representam o transporte de umidade

| | | |
|-----------|--|----|
| | para o continente do oceano tropical e Atlântico Sul, respectivamente. No gráfico a direita representa-se uma seção transversal do fluxo de norte ao longo da linha vermelha tracejada, incluindo os perfis de velocidade do vento e temperatura representativos do núcleo do JBN. Adaptado de Vera et al. (2006). | 42 |
| Figura 8 | Médias horárias da velocidade do vento horizontal a altura de 10 m na PCD instalada na cidade de Icó, no dia 14/11/05. Fonte: Camelo (2007). | 48 |
| Figura 9 | Médias horárias da velocidade do vento horizontal a altura de 10 m na PCD instalada na cidade de Solonópole, no dia 14/11/05. Fonte: Camelo (2007). | 48 |
| Figura 10 | Mapa de frequência normalizada do mês de novembro, contendo a ocorrência do vento Aracati em todo o estado do Ceará, indicando frequências relativas de intensidade da velocidade do vento entre 18 h e meia-noite superiores em relação as médias durante o dia. Adaptada de Camelo (2007). | 50 |
| Figura 11 | Mapa de frequência normalizada do mês de dezembro, contendo a ocorrência do vento Aracati em todo o estado do Ceará, indicando frequências relativas intensidade da velocidade do vento entre 18 h e meia-noite superiores em relação as médias durante o dia. Adaptada de Camelo (2007). | 51 |
| Figura 12 | Frequência mensal das ocorrências do vento Aracati para as PCD de (a) Jaguaribe e (b) Icó, no ano de 2005. Fonte: Camelo (2007). | 52 |
| Figura 13 | Topografia resolvida pelo modelo com (a) 40 km de espaçamento, (b) 10 km de espaçamento e (c) 2,5 km de espaçamento de grade. | 72 |
| Figura 14 | PCD utilizadas nos testes de sensibilidade e na análise dos JBN. A figura foi tirada com a resolução da grade 2 do modelo. | 78 |
| Figura 15 | Séries temporais da velocidade do vento modelada provenientes da simulação teste_3 e de dados observados da PCD de Acopiara, para o período de 01/04/05 0000 UTC a 15/04/05 0000 UTC. | 90 |

| | | |
|-----------|---|----|
| Figura 16 | Séries temporais da direção do vento modelada provenientes da simulação teste_3 e de dados observados da PCD de Icapuí, para o período de 01/03/2005 0000 UTC a 15/03/2005 0000 UTC. | 91 |
| Figura 17 | Séries temporais da direção do vento modelada provenientes da simulação teste_3 e de dados observados da PCD de Jaguaruana, para o período de 01/03/2005 0000 UTC a 15/03/2005 0000 UTC. | 91 |
| Figura 18 | Séries temporais da direção do vento modelada provenientes da simulação teste_5 e de dados observados da PCD de Jaguaruana, para o período de 15/11/2005 0000 UTC a 30/11/2005 0000 UTC. | 93 |
| Figura 19 | Séries temporais da direção do vento modelada provenientes da simulação teste_2 e de dados observados da PCD de Acopiara, para o período de 01/03/2005 0000 UTC a 15/03/2005 0000 UTC. | 93 |
| Figura 20 | Séries temporais da direção do vento modelada provenientes da simulação teste_5 e de dados observados da PCD de Jaguaruana para o período de 10/10/2005 0000 UTC a 15/10/2005 0000 UTC. | 95 |
| Figura 21 | Séries temporais da direção do vento modelada provenientes da simulação teste_5 e de dados observados da PCD de Icapuí para o período de 01/10/2005 0000 UTC a 15/10/2005 0000 UTC. | 95 |
| Figura 22 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 09/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. .. | 98 |
| Figura 23 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova no dia 09/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 99 |
| Figura 24 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de | |

| | | |
|-----------|--|-----|
| | Icó no dia 09/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 99 |
| Figura 25 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 22/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. .. | 100 |
| Figura 26 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova no dia 22/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 101 |
| Figura 27 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Icó no dia 22/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 102 |
| Figura 28 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 04/11/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. .. | 102 |
| Figura 29 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova no dia 04/11/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 103 |
| Figura 30 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Icó no dia 04/11/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 103 |
| Figura 31 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 16/11/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. .. | 104 |
| Figura 32 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova no dia 16/11/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 105 |
| Figura 33 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Icó no dia 16/11/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 106 |
| Figura 34 | Evolução temporal da altura da CLP sobre a cidade de Morada Nova no dia 22/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 107 |

| | | |
|-----------|---|-----|
| Figura 35 | Evolução temporal do perfil vertical da razão de mistura de vapor d'água sobre a cidade de Morada Nova, no dia 22/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 108 |
| Figura 36 | Evolução temporal do perfil vertical da Energia Cinética Turbulenta (ECT) sobre a cidade de Morada Nova, no dia 22/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 109 |
| Figura 37 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 15/03/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. .. | 110 |
| Figura 38 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova no dia 15/03/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 111 |
| Figura 39 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 22/03/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. .. | 111 |
| Figura 40 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Icó no dia 22/03/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 112 |
| Figura 41 | Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova no dia 27/04/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC. | 113 |
| Figura 42 | Vetores indicando o vento médio superficial sobre o estado do Ceará durante o mês de março de 2005, obtida a partir da grade 2 do modelo. A velocidade do vento está medida em m/s. | 114 |
| Figura 43 | Vetores indicando o vento médio superficial sobre o estado do Ceará durante o mês de novembro de 2005, obtida a partir da grade 2 do modelo. A velocidade do vento está medida em m/s. | 115 |

Figura 44 Perfis verticais de velocidade do vento das simulações CTRL, STOP e SOCE sobre a cidade de Jaguaruana, no dia 04/11/05 às 0100 UTC. 116

Figura 45 Perfis verticais de velocidade do vento das simulações CTRL, STOP e SOCE sobre a cidade de Itaiçaba, no dia 16/11/05 às 0000 UTC. 117

LISTA DE TABELAS

| | | |
|-----------|--|----|
| Tabela 1 | Classificação dos JBN. | 45 |
| Tabela 2 | Critérios de interpretação dos índices de correlação de Pearson. Fonte: Devore (2006). | 69 |
| Tabela 3 | Índices estatísticos com seus símbolos e escores correspondentes. Fonte: de Maria, Costa e Sombra (2008). | 70 |
| Tabela 4 | Ajustes dos parâmetros das grades do modelo. | 74 |
| Tabela 5 | Ajustes da simulação controle. | 75 |
| Tabela 6 | Ajustes da simulação teste_2. | 75 |
| Tabela 7 | Ajustes da simulação teste_3. | 76 |
| Tabela 8 | Ajustes da simulação teste_4. | 76 |
| Tabela 9 | Ajustes da simulação teste_5. | 76 |
| Tabela 10 | Ajustes da simulação teste_6. | 77 |
| Tabela 11 | Coordenadas geográficas das PCD utilizadas no testes de sensibilidade. | 77 |
| Tabela 12 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Acopiara, no período | |

| | | |
|-----------|--|----|
| | “chuvoso”, para a variável velocidade do vento. | 80 |
| Tabela 13 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icapuí, no período “chuvoso”, para a variável velocidade do vento. | 81 |
| Tabela 14 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icó, no período “chuvoso”, para a variável velocidade do vento. | 81 |
| Tabela 15 | Condições estatísticas e índices de Correlação da PCD de Jaguaruana, no período “chuvoso”, para a variável velocidade do vento. | 81 |
| Tabela 16 | Condições estatísticas e índices de Correlação da PCD de Lavras da Mangabeira, no período “chuvoso”, para a variável velocidade do vento. | 81 |
| Tabela 17 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Morada Nova, no período “chuvoso”, para a variável de velocidade do vento. | 81 |
| Tabela 18 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Acopiara, no período “chuvoso”, para a variável direção do vento. | 82 |
| Tabela 19 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icapuí, no período “chuvoso”, para a variável direção do vento. | 82 |
| Tabela 20 | Condições Estatísticas e índices de correlação da PCD de Icó, no período “chuvoso”, para a variável direção do vento. | 83 |
| Tabela 21 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Jaguaruana, no período “chuvoso”, para a variável direção do vento. | 83 |
| Tabela 22 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Lavras da Mangabeira, no período “chuvoso”, para a variável direção do vento. | 83 |

| | | |
|-----------|---|----|
| Tabela 23 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Morada Nova, no período “chuvoso”, para a variável direção do vento. | 83 |
| Tabela 24 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Acopiara, no período “seco”, para a variável velocidade do vento. | 84 |
| Tabela 25 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icapuí, no período “seco”, para a variável velocidade do vento. | 85 |
| Tabela 26 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icó, no período “seco”, para a variável velocidade do vento. | 85 |
| Tabela 27 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Jaguaruana, no período “seco”, para a variável velocidade do vento. | 85 |
| Tabela 28 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Lavras da Mangabeira, no período “seco”, para a variável velocidade do vento. | 85 |
| Tabela 29 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Morada Nova, no período “seco”, para a variável velocidade do vento. | 85 |
| Tabela 30 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Acopiara, no período “seco”, para a variável direção do vento. | 86 |
| Tabela 31 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icapuí, no período “seco”, para a variável direção do vento. | 87 |
| Tabela 32 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icó, no período “seco”, para a variável direção do vento. | 87 |
| Tabela 33 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Jaguaruana, no pe- | |

| | | |
|-----------|--|----|
| | ríodo “seco”, para a variável direção do vento. | 87 |
| Tabela 34 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Lavras da Mangabeira, no período “seco”, para a variável direção do vento. | 87 |
| Tabela 35 | Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Morada Nova, no período “seco”, para a variável direção do vento. | 87 |
| Tabela 36 | Tabela contendo o teste, PCD e a variável do ajuste, dentro dos testes de sensibilidade, no período “chuvoso” que conseguiu satisfazer todas as condições estatísticas impostas, bem como a correlação obtida. | 88 |
| Tabela 37 | Tabela contendo os testes, PCD e a variáveis analisadas dentro dos testes de sensibilidade para o período “seco” que conseguiram satisfazer todas as condições estatísticas impostas, bem como a correlação obtida em cada uma. . | 88 |
| Tabela 38 | Tabela com escores totais de cada simulação, onde a variável velocidade do vento foi analisada para cada PCD no período “chuvoso”. Além disso, indica-se a quantidade de PCD que uma dada simulação obteve melhor desempenho. | 89 |
| Tabela 39 | Tabela com escores totais de cada simulação, onde a variável direção do vento foi analisada para cada PCD no período “chuvoso”. Além disso, indica-se a quantidade de PCD que uma dada simulação obteve melhor desempenho. . | 90 |
| Tabela 40 | Tabela com escores totais de cada simulação, onde a variável velocidade do vento foi analisada para cada PCD no período “seco”. Além disso, indica-se a quantidade de PCD que uma dada simulação obteve melhor desempenho. | 92 |
| Tabela 41 | Tabela com escores totais de cada simulação, onde a variável direção do vento foi analisada para cada PCD no período “seco”. Além disso, indica-se a quantidade de PCD que uma dada simulação obteve melhor desempenho. | 94 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | | |
|---------|---|---|
| AMEX | – | <i>Australian Monsoon Experiment</i> |
| CCM | – | Complexo Convectivo de Mesoescala |
| CE | – | Camada de Entranhamento |
| CHESF | – | Companhia Hidro-Elétrica do São Francisco |
| CLP | – | Camada Limite Planetária |
| CLN | – | Camada Limite Noturna |
| CM | – | Camada de Mistura |
| CSU | – | <i>Colorado State University</i> |
| ECT | – | Energia Cinética Turbulenta |
| FUNCEME | – | Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos |
| JAL | – | Jato Africano de Leste |
| JAN | – | Jato de Alto Nível |
| JBN | – | Jato de Baixo Nível |
| JBNC | – | Jato de Baixo Nível do Caribe |
| JBNAS | – | Jato de Baixo Nível da América do Sul |
| LEAF | – | <i>Land-Ecosystem-Atmosphere Feedback</i> |
| NCAR | – | <i>National Center for Atmospheric Research</i> |
| NCEP | – | <i>National Centers for Environmental Prediction</i> |
| PCD | – | Plataforma de Coleta de Dados |
| RAMS | – | <i>Regional Atmospheric Modeling System</i> |
| SALLJEX | – | <i>South American Low Level Jet Experiment</i> |
| UTC | – | <i>Coordinated Universal Time</i> |
| ZCAS | – | Zona de Convergência do Atlântico Sul |

LISTA DE SÍMBOLOS

- u – Componente zonal do vento
- v – Componente meridional do vento
- w – Componente vertical do vento
- x – Coordenada zonal (positiva para o leste)
- y – Coordenada meridional (positiva para o norte)
- z – Coordenada vertical (positiva para cima)
- p – Pressão atmosférica
- f – Parâmetro de Coriolis
- T – Temperatura do ar
- T_v – Temperatura virtual do ar
- θ – Temperatura potencial
- θ_v – Temperatura potencial virtual
- θ_{il} – Temperatura potencial da água líquida e do gelo
- K_m – Coeficiente de viscosidade turbulenta para o *momentum*
- K_h – Coeficiente de viscosidade turbulenta para o calor e umidade
- ρ – Massa específica do ar
- r_n – Razão de mistura da água, chuva, neve, gelo e outras categorias
- g – Aceleração da gravidade
- r_t – Razão de mistura total da água
- r_v – Razão de mistura do vapor d'água
- π – Função de Exner
- π' – Pertubação da função de Exner
- Ri – Número de Richardson
- g – Aceleração da gravidade
- Γ – *Lapse Ratio*: Taxa de resfriamento da temperatura com altura
- e – Energia Cinética Turbulenta

SUMÁRIO

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | INTRODUÇÃO | 24 |
| 1.1 | Estrutura do Trabalho | 27 |
| 2 | JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NA ATMOSFERA | 28 |
| 2.1 | Camada Limite Planetária..... | 28 |
| 2.1.1 | Definição e estrutura da CLP | 28 |
| 2.1.2 | Estratificação e evolução da CLP | 29 |
| 2.1.3 | Camada Limite Noturna | 33 |
| 2.2 | Jatos de Baixos Níveis | 34 |
| 2.2.1 | Definições de Jatos de Baixos Níveis | 34 |
| 2.2.2 | Mecanismos de formação dos JBN | 35 |
| 2.2.3 | Importâncias do JBN | 38 |
| 2.2.4 | Ocorrências de JBN no mundo | 39 |
| 2.2.5 | Jatos de Baixos Níveis no Brasil | 44 |
| 2.3 | Classificação dos JBN nas simulações | 45 |
| 2.3.1 | Análise de perfis verticais | 46 |
| 2.4 | Possíveis mecanismos geradores dos JBN | 46 |
| 3 | VENTO ARACATI | 47 |
| 3.1 | Aspectos gerais | 47 |
| 3.2 | Características e ocorrência do vento Aracati | 47 |
| 4 | MODELO NUMÉRICO REGIONAL | 53 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 4.1 | Introdução | 53 |
| 4.1.1 | Relaxamento newtoniano | 56 |
| 4.1.2 | <i>Nudging</i> lateral | 56 |
| 4.1.3 | <i>Nudging</i> no centro | 57 |
| 4.1.4 | <i>Nudging</i> no topo | 57 |
| 4.2 | Condições de contorno | 57 |
| 4.3 | Parametrizações utilizadas | 58 |
| 4.3.1 | Parametrização de turbulência | 58 |
| 4.3.2 | Parametrização de <i>cumulus</i> | 63 |
| 4.3.3 | Parametrização de microfísica | 65 |
| 4.3.4 | Parametrização de radiação | 66 |
| 4.3.5 | Parametrização de solo e vegetação | 66 |
| 4.4 | Metódos de avaliação | 66 |
| 4.4.1 | Método estatístico proposto por Pielke | 67 |
| 4.4.2 | Índice de Correlação de Pearson | 68 |
| 4.5 | Método estatístico de escores | 69 |
| 5 | SIMULAÇÕES NUMÉRICAS | 71 |
| 5.1 | Caracterização da região | 71 |
| 5.2 | Período do estudo | 73 |
| 5.3 | Configurações das grades | 73 |
| 5.4 | Ajustes em comum | 73 |
| 5.4.1 | Estrutura das grades | 74 |
| 5.4.2 | Opções de <i>nudging</i> | 74 |
| 5.4.3 | Microfísica e solo | 74 |
| 5.4.4 | Radiação, TSM e NDVI | 75 |
| 5.5 | Configurações do modelo avaliadas | 75 |

| | | |
|----------|--|------------|
| 5.6 | Dados das PCD | 77 |
| 6 | AVALIAÇÃO DO MODELO | 79 |
| 6.1 | Considerações iniciais | 79 |
| 6.2 | Resultados: método de Pielke | 80 |
| 6.2.1 | Período “chuvoso” | 80 |
| 6.2.2 | Período “seco” | 84 |
| 6.2.3 | Melhor ajuste | 88 |
| 6.3 | Resultados: método de escores | 89 |
| 6.3.1 | Período “chuvoso” | 89 |
| 6.3.2 | Período “seco” | 92 |
| 6.4 | Opções de ajuste escolhida | 95 |
| 7 | RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES | 97 |
| 7.1 | Período “seco” | 97 |
| 7.1.1 | Análises dos JBN | 97 |
| 7.1.2 | Influências dos JBN | 105 |
| 7.2 | Período chuvoso | 109 |
| 7.2.1 | Análises dos perfis verticais | 109 |
| 7.3 | Análise do vento médio superficial | 113 |
| 7.3.1 | Período “chuvoso” | 113 |
| 7.3.2 | Período “seco” | 114 |
| 7.4 | Testes idealizados | 115 |
| 8 | CONCLUSÕES | 118 |
| | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 120 |

1 INTRODUÇÃO

O estudo de fenômenos atmosféricos se mostra cada vez mais importante no molde da sociedade atual, pois, o melhor entendimento de tais pode auxiliar na previsão de fenômenos extremos, como por exemplo, grandes períodos de estiagem ou chuvosos. A necessidade de investigação da natureza se torna, no mínimo, essencial à medida em que a produção de subsídios para a manutenção e crescimento da produção de alimentos, e conseqüentemente da população, depende de fatores meteorológicos como precipitação, temperatura do ar e fluxos de calor na superfície.

A circulação atmosférica sobre a porção norte do Nordeste brasileiro tem grande influência nos regimes de precipitação e estiagem, fluxos de calor e *momentum* dessa região, tornando-a vulnerável à quaisquer variações meteorológicas abruptas, que podem vir a comprometer principalmente a agricultura.

No interior do Estado do Ceará, existe um fenômeno meteorológico bastante conhecido pelos habitantes que vivem próximo à bacia do rio Jaguaribe, chamado por eles de vento Aracati. Os habitantes da região relatam que os eventos do Aracati ocorrem no período seco do ano, principalmente, em dias quentes.

Camelo (2007), utilizando dados de Plataforma de Coleta de Dados (PCD) da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), encontrou algumas ocorrências deste vento em cidades próximas à bacia do rio Jaguaribe, a qual cobre uma área total de 75669 km² (GATTO, 1999). O vale do Jaguaribe se comportaria como um escoadouro para o vento Aracati, onde a canalização e a configuração de grande escala (ventos alísios) podem contribuir para a propagação deste em grandes extensões. Camelo (2007) ainda caracterizou o vento Aracati como um vento local que se desenvolveria semelhantemente a uma brisa marítima, tipo de circulação devido à diferença entre fluxos de calor sensível e latente entre duas superfícies distintas (terra-mar) (ALCÂNTARA; SOUZA, 2008), porém com uma grande penetração continental. A Fig. 1 mostra o Estado do Ceará e em destaque no quadro vermelho o rio Jaguaribe.

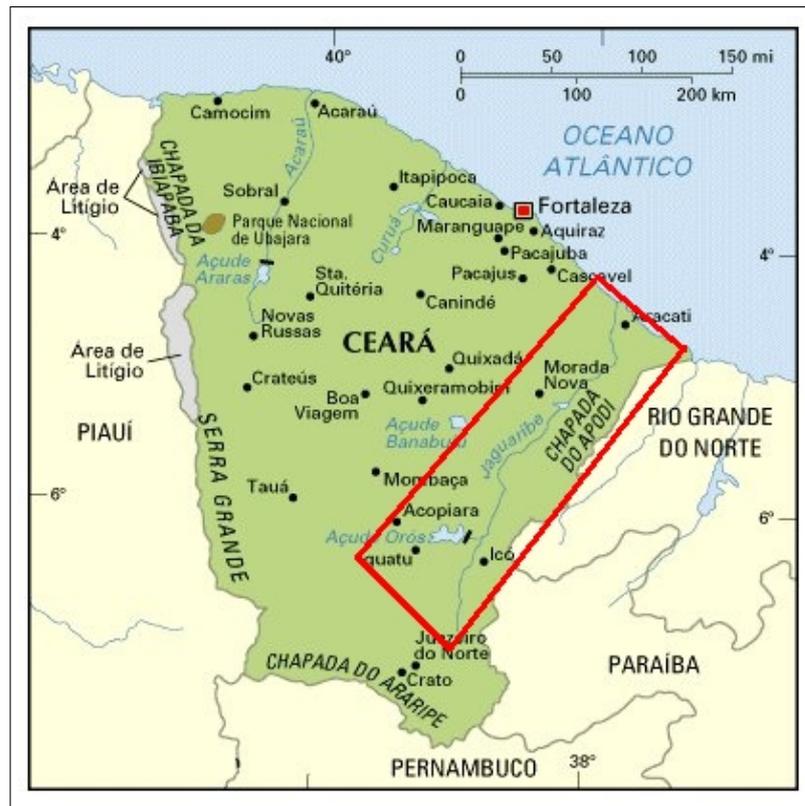


Figura 1 – Mapa do estado do Ceará enfatizando alguns municípios, rios, serras e chapadas. Os rios Jaguaribe a leste, e Acaraú a oeste do estado também são mostrados juntamente com as divisões políticas com os outros estados do Nordeste. Fonte: Camelo (2007).

Ventos locais e ventos costeiros são fenômenos que se desenvolvem em regiões com grande baroclinicidade¹ e características sinóticas satisfatórias (CHAO, 1985; OVERLAND; BOND, 1995; KORSBAKKEN; JOHANNESSEN; JOHANNESSEN, 1998). Eles podem se desenvolver a partir de Jatos de Baixos Níveis (JBN) (SAVIJARVI; NIEMELA; TISLER, 2005). Os JBN são determinados por máximos na velocidade do vento situados dentro de 1 ou 2 km acima da superfície da Terra, tendo uma grande importância no transporte de umidade, calor e momento da região de baixas para altas latitudes. Estes são caracterizados por uma forte oscilação diurna, juntamente com um grande cisalhamento vertical do vento abaixo do seu núcleo, sendo considerado um importante fator da circulação do período mais quente (MARENGO et al., 2004).

JBN foram e são amplamente estudados, seja por métodos observacionais (OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1993; SANTOS, 2005; COHEN et al., 2006), ou utilizando modelos numéricos (OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1994; IGAU; NIELSEN-GAMMON, 1998; DAVIES, 2000; KARAM, 2002). Rife et al. (2004) analisaram a sensibilidade de modelos numé-

¹Estado de estratificação em um fluido em que as superfícies de pressão constante (isóbaras) interceptam as superfícies de densidade constante (isopicnais)

ricos de mesoescala em relação a ventos que ocorrem próximo à superfície, devido às forçantes térmicas. Com isto, observaram que o acréscimo no desempenho do modelo com o aumento na resolução horizontal de 12 para 4 km não é tão significativo como de 32 para 12 km, mostrando que a representatividade espacial do terreno não acompanha a resposta do modelo às forçantes da superfície, contudo a representação qualitativa e variabilidade espacial de ventos em baixos níveis são satisfatórias.

A utilização de modelos numéricos no estudo de fenômenos atmosféricos é amplamente sugerido, pois ela permite a organização de idéias e a documentação das mesmas, investigar as relações entre causa e efeito, testar hipóteses, construir questões para a pesquisa teórica e observacional, averiguar mudanças na estrutura de forçantes ou comportamento de parâmetros essenciais; e prever a evolução temporal da atmosfera (DOUGLAS, 1995).

Segundo Karam (2002), o estudo e previsão de JBN são de grande importância porque são fenômenos que: (i) podem se desenvolver simultaneamente ou precedendo tempestades severas; (ii) possuem grande influência sobre a dispersão de poluentes; (iii) têm um efeito considerável sobre a dinâmica de incêndios florestais; e (iv) se relacionam com processos de ciclogênese dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM).

Neste trabalho, visa-se identificar o vento Aracati como um JBN, tentando indicar os possíveis mecanismos de geração e manutenção deste escoamento sobre a bacia do rio Jaguaribe. Testes de sensibilidade dentre as opções do modelo numérico de mesoescala RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), disponibilizado pela *Colorado State University* (CSU), são realizados na tentativa de determinar, mesmo que de forma empírica, qual ajuste ou configuração tem melhor habilidade de representar as variáveis atmosféricas no cenário em estudo, a região sobre bacia do rio Jaguaribe. Nesse sentido, através da comparação dos dados simulados com observados, juntamente com a análise de erros e estimativa de índices estatísticos, pode-se avaliar quantitativamente as melhores opções oferecidas pelo modelo.

Com os resultados das simulações, pode-se analisar o desenvolvimento espacial e temporal de algumas variáveis meteorológicas, como o perfil vertical da velocidade do vento, da temperatura potencial do ar, da altura da camada limite, da umidade relativa do ar e da energia cinética turbulenta. Dessa maneira, será proposto algum provável mecanismo, ou um conjunto deles, que possa gerar e manter este escoamento dentro da Camada Limite Noturna (CLN) da região supracitada sempre no período seco do ano.

1.1 Estrutura do Trabalho

No capítulo 2, será abordada a revisão bibliográfica sobre Camada Limite Planetária (CLP), mostrando divisões e suas principais variáveis e constituintes. É tratado também a definição, características, importâncias (transporte de umidade, calor e momento) e implicações para o tempo e clima dos JBN, que ocorrem dentro da CLP. Por fim, é citado quais são os critérios utilizados para ocorrência e classificação dos JBN.

Uma breve caracterização do vento Aracati, sua ocorrência temporal e espacial são apresentadas no capítulo 3. No capítulo 4, são descritos a metodologia nesse estudo e o modelo numérico utilizado, juntamente com suas principais características e configurações. É também abordado a caracterização da região estudada e do período das simulações, além do método estatístico.

No capítulo 5, são tratados as configurações das simulações numéricas, detalhando como os testes de sensibilidade foram realizados, bem como o período de estudo e a descrição dos dados observados.

No capítulo 6, são apresentados os resultados dos testes de sensibilidade realizados sobre a bacia do rio Jaguaribe, na tentativa de encontrar a melhor configuração do modelo para ser utilizado nos dois períodos estudados.

No capítulo 7, são tratados os resultados das simulações numéricas sobre a bacia do rio Jaguaribe, para se avaliar os possíveis JBN que ocorrem perpendicularmente à costa do estado e, assim, relacioná-los com os eventos de vento Aracati.

No capítulo 8, apresentam-se as principais conclusões deste trabalho, bem como algumas sugestões para trabalhos futuros.

2 JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NA ATMOSFERA

Neste capítulo, é descrita a estrutura da Camada Limite Planetária. Também são tratados a definição, caracterização, mecanismos de formação e ocorrências no mundo e no Brasil dos Jatos de Baixos Níveis, bem como sua importância para o clima e o tempo local e regional.

2.1 Camada Limite Planetária

Para se entender a importância dos Jatos de Baixos Níveis, assim como seu desenvolvimento e sua evolução, deve-se, antes de tudo, fazer uma descrição sobre a região, ou zona onde eles ocorrem, isto é, a Camada Limite Planetária (CLP).

2.1.1 Definição e estrutura da CLP

A camada próxima da superfície da Terra possui características diferentes das observadas no restante da atmosfera. Uma razão para isso é a influência direta das forçantes da superfície do planeta sobre ela: fricção, aquecimento e resfriamento.

A troposfera se estende desde o solo até uma média de 11 km, porém somente os primeiros quilômetros são diretamente modificados pela superfície. Stull (1988) define a CLP como a parte da atmosfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície da Terra, respondendo às forçantes numa escala de tempo de uma hora ou menos e tendo uma espessura variando de centenas de metros a alguns quilômetros. Esta camada sofre a ação do atrito de arrasto, transpiração e evaporação, emissão de poluentes, transferência de calor, como também modificações na topografia. Sobre os oceanos, a profundidade da CLP varia lentamente no espaço e no tempo devido à pouca variação da temperatura da superfície do mar durante um ciclo diurno. A troposfera esta esquematizada na Fig. 2.

A espessura da CLP sobre superfícies do continente varia de algumas dezenas de metros a poucos quilômetros, e depende da taxa de aquecimento ou resfriamento da superfí-

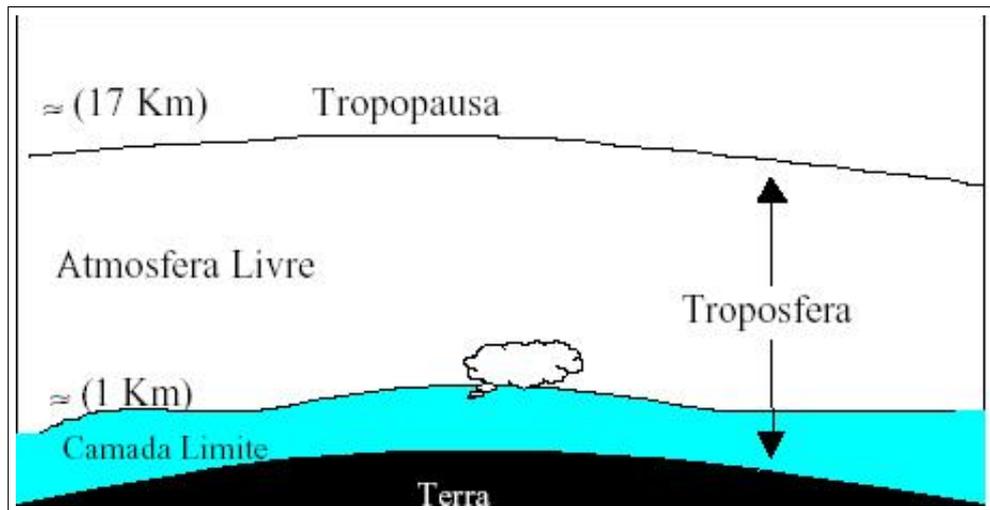


Figura 2 – Esquema idealizado da troposfera: Divisão da Camada Limite e da Atmosfera Livre. Adaptado de Stull (1988).

cie, força dos ventos, rugosidade e das características da superfície (topografia, relevo, dentre outros), advecção de calor e umidade, movimento vertical de grande escala (ARYA, 2001).

O ciclo diário de aquecimento radiativo produz um de fluxo de calor sensível e calor latente entre a terra e o ar. Entretanto, estes fluxos não podem diretamente alcançar toda atmosfera ficando contidos dentro da CLP. O restante da troposfera é chamado de atmosfera livre, pois como o nome já sugere, esta camada está livre das ações dos forçantes da superfície. Tanto a temperatura como a umidade variam muito pouco na atmosfera livre, diferenciando da grande variação da temperatura dentro da CLP, sendo esta última a chave para a compreensão das características tão diferentes entre as duas camadas (GARRATT, 1994; STULL, 2000).

2.1.2 Estratificação e evolução da CLP

Os efeitos das forças de empuxo devido às diferenças de densidade estruturam o perfil vertical da temperatura da troposfera, limitando os tipos de movimento vertical. O padrão da atmosfera que corresponde à troposfera é estaticamente estável. As mudanças da estabilidade estão ligadas ao aquecimento e resfriamento da CLP (STULL, 1988).

A estabilidade estática controla a formação da CLP e afeta os perfis de velocidade do vento, temperatura e umidade. A Fig. 3 exemplifica uma típica CLP diurna onde os perfis de temperatura potencial virtual θ_v , razão de mistura de vapor d'água \bar{r} e a concentração de poluentes traços \bar{c} , são constantes com altura em toda Camada de Mistura. O perfil vertical da velocidade do vento horizontal \bar{M} encontrado, dentro da camada de mistura, é geralmente subgeostrófico.

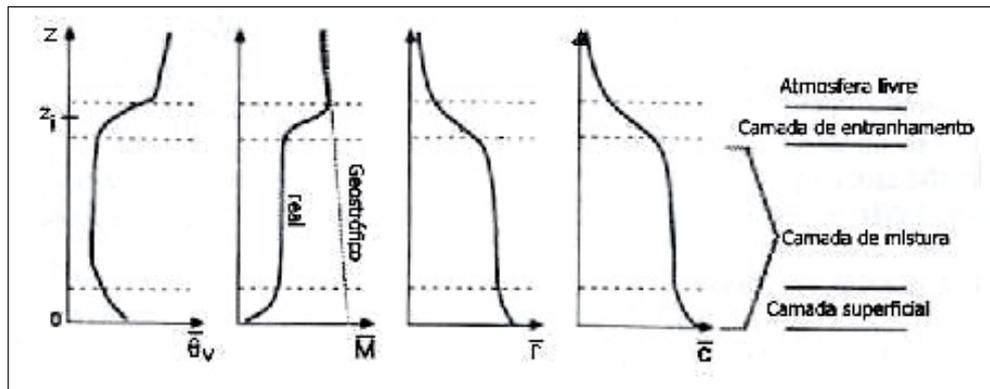


Figura 3 – Típicos perfis dentro da camada de mistura diurna de temperatura potencial virtual média $\bar{\theta}_v$, velocidade média do vento horizontal \bar{M} , razão de mistura de vapor d'água \bar{r} e concentração de poluente \bar{c} (z_i é altura da camada de entranhamento). Fonte: Adaptada de Stull (1988).

Para Salby (1996), a estabilidade da atmosfera pode ser definida em função da temperatura do ambiente em: (i) estável, se a temperatura do ambiente decrescer com a altura mais devagar do que a temperatura da adiabática seca ¹; (ii) neutra, se a temperatura decrescer com a altura na mesma taxa da adiabática seca; e (iii) instável, se a temperatura do ambiente decrescer com a altura mais rápido do que a da adiabática seca. E ainda, a atmosfera pode ser definida também em função da temperatura potencial ², em condições insaturadas, dada por

$$\frac{d\theta}{dz} > 0 \quad \text{Estável,} \quad (2.1)$$

$$\frac{d\theta}{dz} < 0 \quad \text{Instável,} \quad (2.2)$$

$$\frac{d\theta}{dz} = 0 \quad \text{Neutro.} \quad (2.3)$$

Os efeitos da estabilidade são causados pela estratificação da atmosfera (ou separação por camadas) (LYRA; CHAN; DERECZYNSKI, 2007). Segundo Dorweiler (2007), podem-se estimar, menos formalmente, tais efeitos pelo número adimensional de Gradiente de Richardson, que é a razão entre a energia potencial e Energia Cinética Turbulenta (ECT) de um fluído, dada por

¹Adiabática seca indica a taxa de variação de temperatura numa parcela de ar seco subindo ou descendo adiabaticamente.

²Temperatura potencial é a temperatura que uma parcela de ar teria se fosse expandida ou comprimida adiabaticamente até um nível de referência, geralmente nível do mar.

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta_v} \beta}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2} \approx \frac{\text{Energia potencial}}{\text{Energia cinética turbulenta}}, \quad (2.4)$$

onde g é a aceleração da gravidade, β um representante da estabilidade vertical (muitas vezes $\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}$ e θ_v é a temperatura potencial virtual).

Nesse sentido, o número de Richardson relaciona a produção de empuxo (ou consumo de turbulência) com a produção de turbulência pelo cisalhamento vertical e flutuabilidade, além de ser uma medida da importância relativa da estratificação comparada à energia cinética média $\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)$ para produção de turbulência (DORWEILER, 2007).

Outro estimador importante da turbulência na CLP é a chamada Energia Cinética Turbulenta. Stull (1988) mostra que, com a equação de balanço de ECT pode-se comparar os termos de produção de turbulência contra os termos de dissipação, e assim determinar quando a CLP torna-se mais ou menos turbulenta. A equação, considerando a camada homogênea horizontalmente e desprezando a subsidência, é dada por

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \frac{g}{\theta_v} (\overline{w'\theta'_v}) - \overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \frac{\partial (\overline{w'e})}{\partial z} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\overline{w'p'})}{\partial z} - \epsilon, \quad (2.5)$$

(a) (b) (c) (d) (e) (f)

em que

- \bar{e} – ECT média por unidade de massa (m^2/s^2)
- $\bar{\theta}_v$ – Temperatura potencial virtual média (K)
- w' – Flutuação da velocidade vertical do vento (m/s)
- u' – Flutuação horizontal da velocidade do vento na direção do escoamento médio (m/s)
- p' – Flutuação de pressão (HPa)
- $\bar{\rho}$ – Densidade média do ar (kg/m^3)
- $\overline{w'\theta'}$ – Fluxo vertical de calor sensível ($K m/s$)
- $-\overline{u'w'}$ – Fluxo ventical de momento horizontal (m^2/s^2)
- $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$ – Gradiente vertical de velocidade média do vento (s^{-1}).

Cada termo da Eq. 2.5 representa:

- a → Tendência de Energia Cinética Turbulenta;
- b → Termo de produção ou consumo de fluatibilidade. É um termo de produção ou perda dependendo do fluxo de calor ser positivo (durante o dia sobre o continente) ou negativo (à noite sobre o continente);
- c → Termo de produção mecânica ou por cisalhamento vertical do vento. O fluxo de *momentum* é geralmente de sinal oposto ao do cisalhamento médio, resultando em produção de ECT;
- d → Termo do transporte vertical turbulento de ECT;
- e → Termo de correlação de pressão;
- f → Termo da dissipação viscosa de ECT, isto é, a conversão de ECT em energia térmica.

A CLP é frequentemente turbulenta. A turbulência na CLP é gerada basicamente por cisalhamento do vento e fluatibilidade (ANDRADE, 2003), provocando a mistura do ar e tornando a camada de ar homogênea. O ar próximo à superfície tem temperatura potencial menor e mistura-se com o ar da parte superior com temperatura potencial maior, resultando em uma temperatura potencial de valor médio que é uniforme com a altura dentro da camada limite.

A evolução temporal da CLP é mostrada na Fig. 4. Durante o período diurno, forma-se uma camada bem misturada pela turbulência, e por esse motivo instável. Esta é chamada Camada de Mistura (CM), também conhecida como camada convectiva. Já durante o período noturno, devido à baixa turbulência, forma-se uma Camada Limite Noturna ou Estável sob uma Camada Residual (CR) estaticamente neutra, nesta fica contida umidade e poluentes deixados pela CM anterior. Além destas, próximo à superfície, cerca de poucos metros acima desta, forma-se uma camada superficial, onde atrito devido ao arrasto, condução de calor e evaporação da superfície provocam variações substanciais na velocidade do vento, temperatura e umidade com a altura (OLIVEIRA, 1999).

Stull (1988) afirma que a CM e seus processos são responsáveis pelo transporte de energia que aquece a atmosfera, balanceando o fluxo absorvido pelo solo e pelos oceanos. Ele separa em quatro fases a evolução da altura da CLP sobre o continente, em um ciclo diurno: (i) formação de uma camada superficial rasa que lentamente vai ganhando espessura no início da manhã, pois ainda existe uma forte camada estável da noite passada; (ii) rápido crescimento da CM impulsionado pelas térmicas e grande liberação de calor sensível e latente, permitindo assim a ascensão do topo da CM; (iii) CM alcança profundidade aproximadamente constante na medida que as térmicas alcançam o limiar da inversão no topo da CR, encontrando resistência para continuar o movimento ascendente; (iv) diminuição da turbulência com o pôr do

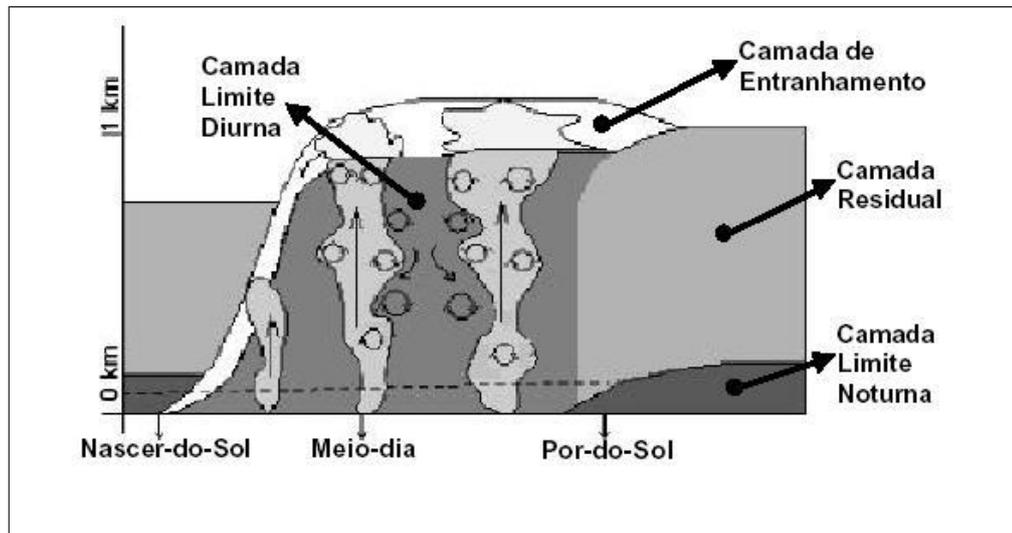


Figura 4 – Evolução da Camada Limite Planetária com suas subdivisões. Fonte: Oliveira (1999)

sol ocorre pela diminuição rápida da razão de geração de turbulência por convecção. Sem processos mecânicos suprindo a produção de turbulência, esta e a profundidade da CM tendem a diminuir bruscamente, onde flutuações turbulentas remanescentes ainda permanecem da camada residual, contudo a ECT decai lentamente. Além disso, algumas térmicas fracas podem ainda estar subindo ao topo da CM e causar entranhamento, contudo a camada superficial já se tornou estratificada superficialmente.

A Camada de Entranhamento (CE) faz a separação da atmosfera livre da CM. Ela é uma região de alta estabilidade e turbulência intermitente. À noite, a turbulência cessa transformando a CE em uma camada fortemente estável, mais baixa devido à subsidência. Frequentemente existe nela uma inversão térmica.

O acúmulo de calor durante o período diurno está relacionado com o fluxo de calor da superfície, levando ao aumento da temperatura dentro da camada de mistura, produzindo fortes ascendentes de vento, por isso a CM é bem mais profunda e turbulenta que a CLN. No entanto, ao chegar da noite, em consequência do decréscimo do ciclo de radiação solar e do resfriamento radiativo, a altura da camada tende a decrescer, assim como a temperatura do ar. Esta oscilação de temperatura não acontece na atmosfera livre, nela dominam processos associados a sistemas de larga escala (OLIVEIRA, 1999; SOARES, 2004).

2.1.3 Camada Limite Noturna

A Camada Limite Noturna é caracterizada pela estabilidade estável do ar com fraca e esporádica turbulência. Ela se forma próximo ao pôr do sol, quando o saldo de radiação torna-

se negativo, o solo começa a esfriar mais rapidamente que o ar logo acima dele, impondo um fluxo de calor sensível do solo para o ar. Neste momento pode se desenvolver uma camada de inversão térmica.

Em relação à altura da CLN, Nieuwstadt e Tennekes (1981) afirmam que seu desenvolvimento temporal é difícil de ser previsto e não pode ser descrito por uma equação diagnóstica. A altura da CLN é medida principalmente por médias de sondagens, LIDAR, SODAR dentre outras (GASSMANN; MAZZEO, 2001). Contudo, Stull (1988) afirma que os procedimentos mais comuns para estimá-la são: i) quando a altura do gradiente de θ_v aumenta abruptamente com a altura; ii) e quando a turbulência cessa.

Apesar dos ventos próximos a superfície, frequentemente, se tornarem fracos e calmos durante a noite, eles podem ser acelerados para velocidades supergeostróficas em um fenômeno chamado Jatos de Baixos Níveis ou Jatos Noturnos. O ar estaticamente estável tende a suprimir a turbulência, enquanto o desenvolvimento do JBN tende a gerar turbulência pelo cisalhamento do vento (OLIVEIRA, 1999; SOARES, 2004). Os JBN com todos os seus detalhes serão formalmente tratados a seguir.

2.2 Jatos de Baixos Níveis

Antes do pôr do Sol e nas primeiras horas da manhã, os céus das Grandes Planícies do Sul dos Estados Unidos são, geralmente, obstruídos por *stratocumulus*, *stratus fractus* ou *cumulus fractus* que são movidas rapidamente para o norte. O movimento das nuvens evidencia a ocorrência de JBN (STENSRUD, 1996), tratados nesta seção.

Means (1952) introduziu, primeiramente, o termo Jato de Baixos Níveis para descrever uma estreita região de escoamento de fluxo abaixo do nível de 750 mb na parte central dos Estados Unidos. Várias definições foram utilizadas desde então, algumas delas serão mostradas aqui.

2.2.1 Definições de Jatos de Baixos Níveis

Na literatura existem várias definições para JBN, entretanto, todas relacionam direta ou indiretamente o perfil vertical do vento à máxima magnitude encontrada ser ou não um jato. Abaixo, encontram-se algumas definições de JBN usadas constantemente em todo o mundo.

Para Bonner (1968), um dos precursores na climatologia dos JBN, eles seriam máximas velocidades do vento em baixos níveis, entre cerca de 1 a 1,5 km acima do solo. Stull

(1988) sugere que um JBN é um estreito fluxo de ar se movendo mais rapidamente com velocidade máxima variando de 10 a 20 m/s, ocorrendo geralmente de 100 a 300 m acima do solo. Sjostedt, Sigmon e Colucci (1990), no entanto, definem o JBN como um máximo distinto no perfil vertical da velocidade do vento ocorrendo frequentemente no período noturno e dentro dos primeiros 900 m acima da superfície da Terra.

Já Nicolini, Waldron e Paegle (1993), Marengo e Soares (2002), Marengo et al. (2004) afirmam que um JBN é uma velocidade máxima do vento dentro dos primeiros 2 km, que, em algumas vezes, exibe uma extensão horizontal de dimensões sub-sinóticas. Poulos et al. (2002), Cohen et al. (2006) relatam que é um máximo relativo no perfil de velocidade do vento que ocorre a menos de 1 km da superfície. Em contraste com todos os autores acima, Corrêa, Clarke e Silveira (2007) declaram que os JBN são máximos de ventos que ocorrem em alturas, em relação ao solo, de 100 m ou mais, com valores extremos de magnitude de 10 a 40 m/s. Para Wu e Raman (1997, 1998), um Jato de Baixo Nível pode ser definido como um fluxo de ar em mesoescala β com escala característica horizontal de entre 20 e 200 km, estando totalmente contido nos dois primeiros quilômetros da atmosfera, onde uma forte oscilação diurna do vento é seguida por uma aceleração noturna.

Contudo, nesse trabalho, um jato é tratado como um máximo valor da velocidade do vento em uma região delimitada, formando um fluxo, podendo existir em várias altitudes, comprimentos e espessuras na atmosfera. Quando esses jatos são observados na baixa troposfera, dentro dos primeiros 1500 m de altura em relação à superfície, são chamados de Jatos de Baixos Níveis (DAVIES, 2000). Alguns autores asseguram que os JBN são fenômenos estritamente noturnos, chamando-os de Jatos Noturnos (JN) ou Jatos de Baixos Níveis Noturnos (SJOSTEDT; SIGMON; COLUCCI, 1990; DAVIES, 2000; NUNES; VELHO, 2007), já outros autores afirmam que eles podem ocorrer também no período diurno, porém em menor intensidade espacial e temporal (BONNER, 1968; DE SOUSA; CAMPOS; ROCHA, 2006; COHEN et al., 2006; MUÑOZ et al., 2008). A Fig. 5 mostra um típico JBN, com a estrutura estável da CLP ($\partial\theta/\partial z > 0$), ou seja, mostrando a inversão térmica noturna.

2.2.2 Mecanismos de formação dos JBN

Os Jatos de Baixos Níveis, como a maioria dos fenômenos atmosféricos, têm sua formação por mecanismos físicos que podem variar de região para região. Para Stensrud (1996), a formação do JBN não teria apenas um só mecanismo responsável pelo seu desenvolvimento. Os mecanismos geradores mais encontrados na literatura são:

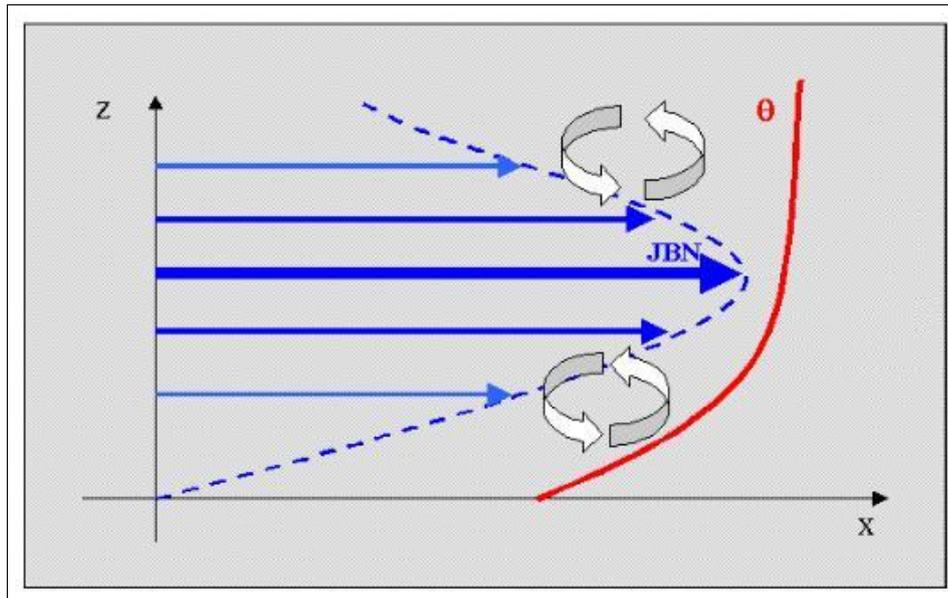


Figura 5 – Esquema idealizado de um JBN em uma atmosfera estável. O desenvolvimento do jato se deve à CLP estável e à presença de uma inversão térmica noturna propiciando a aceleração supergeostrófica. Fonte: Karam (2002).

- Oscilação Inercial

Blackadar (1957) propôs que em noites de céu claro ocorre o desacoplamento da CLN com diminuição dos efeitos turbulentos de atrito gerados pelo arrasto com a superfície. A redução abrupta da tensão dentro da CM, a qual pode ocorrer no entardecer ou após do pôr-do-sol (LANGLAND; TAG; FETT, 1989), causa um desequilíbrio entre a força do gradiente de pressão e a força de Coriolis, a qual induz uma oscilação inercial do vento em que a componente ageostrófica³ do vento oscila em torno do vetor do vento geostrófico⁴, acelerando-o a velocidades supergeostróficas dentro da CLP. A oscilação inercial do vento seria um movimento periódico no qual o fluxo inercial é equilibrado puramente pela força de Coriolis (GLICKMAN, 2000).

- Efeito da Topografia

A topografia pode influenciar de duas formas na formação do JBN: (i) Termicamente – aquecimento diurno em terrenos com inclinações produzindo ventos anabáticos⁵ e cata-

³Componente ageostrófica é a diferença entre o vento e o vento geostrófico. Esta parte do vento é divergente e é pequena em magnitude em relação ao vento geostrófico

⁴Vento Geostrófico é definido como vento uniforme e estacionário tangencial às isóbaras. Ele é proporcional ao gradiente de pressão. No Hemisfério Sul a força de Coriolis atua para a esquerda do vetor vento geostrófico e a força do gradiente de pressão para a direita. Quando as duas forças estão em perfeito balanço ocorre o vento geostrófico.

⁵O vento anabático é produzido durante o dia, onde o ar em contato com as encostas aquecidas tende a diminuir a densidade e se movimentar no sentido ascendente das encostas, este também é chamado de brisa de vale (VAREJAO, 2001).

báticos⁶, que podem direcionar o sistema de vento em montanhas e vales, desenvolvendo o JBN (STENSRUD, 1996; WU; RAMAN, 1998; KARAM, 2002; SOUSA, 2005); (ii) Mecanicamente - a canalização e/ou bloqueio do escoamento pode aumentar a intensidade do fluxo em uma região delimitada aumentando significativamente a velocidade do fluxo (WU; RAMAN, 1997; DAVIES, 2000; KARAM, 2002; DE SOUSA; CAMPOS; ROCHA, 2006). A topografia de um vale de um rio pode criar um cenário propício ao escoamento quando o ar sofre um aquecimento diferencial devido às trocas de calor entre a atmosfera e a água, podendo forçar a convergência de fluxo durante todo o vale (OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1994; BITENCOURT; ACEVEDO, 2008).

- Efeito Baroclínico

Esse efeito é observado em regiões onde existe uma grande variação nas características da superfície, em regiões costeiras ou próximas às zonas congeladas, as diferenças nos fluxos de calor sensível e calor latente produzem forte baroclinicidade em baixos níveis dentro da CLP (STENSRUD, 1996). Karam (2002) e Sousa (2005) o descrevem como qualquer contraste térmico na superfície, como terra-água, vale-montanha e solo úmido e solo seco.

- Forçante Isalobárica

UCCELLINI (1980) analisou 15 casos de JBN da literatura, encontrando que em 12 desses casos os JBN estão localizados na região de saída de um Jato de Alto Nível (JAN), também chamado de “correntes de jatos”, estando bem definidos no final da tarde e aparentemente levando a máximos de vento durante a manhã. Grandes quedas de pressão devido a ascendentes dos JAN podem levar ao desenvolvimento de JBN (UCCELLINI; JOHNSON, 1979).

- Deslocamento Vertical de Parcela

Um rápido aumento na velocidade horizontal é resposta deste deslocamento dentro de um ambiente baroclínico (UCCELLINI et al., 1986). UCCELLINI et al. (1987) encontraram máximos de vento acima de 30 m/s em uma simulação de modelo de ciclone costeiro secundário. Para eles, isto seria ocasionado pelo processo de ajuste que ocorre dentro de circulações ageostróficas transversais associadas com “estrias” de JAN, quando o jato é modificado por processos diabáticos e frontogênese dentro de um ambiente fortemente baroclínico.

⁶O vento catabático é também conhecidos como brisas de montanha, ele ocorre a noite à medida que o ar, em contato com o solo arrefecido, aumenta de densidade e escoar pelas encostas se acumulando nos vales, podendo fluir acima de um rio (VAREJAO, 2001).

2.2.3 Importâncias do JBN

Os Jatos de Baixos Níveis não têm importância como um fenômeno por eles mesmos, mas pelos seus efeitos sobre o clima e processos envolvendo o clima (BONNER, 1968). Os JBN têm grande importância para o clima local e regional devido à sua influência no transporte de momento, umidade e poluentes (BONNER; ESBENSEN; GREENBERG, 1968; KARAM, 2002; SANTOS, 2007). Em um dos mais bem documentados estudos sobre JBN na América, Bonner (1968) fez a climatologia do JBN que ocorre a leste das Montanhas rochosas americanas sobre as Grandes Planícies, o qual depois foi atualizado por Whiteman, Bian e Zhong (1997). Bonner analisou dois anos de dados de sondagens tomadas de 6 em 6 h, estabeleceu critérios para que um fluxo horizontal de ar fosse considerado jato, mostrou que a máxima velocidade do vento tinha altitude média de 800 m e que as ocorrências a noturnas dos JBN foram 65% do total das observações. Os JBN têm bastante influência no desenvolvimento de tempestades severas e na grande precipitação que ocorre sobre as Grandes Planícies, sendo que transportam umidade do Golfo do México para a região Central do EUA, e podem, ainda, produzir um ambiente termodinâmico favorável para a atividade convectiva profunda, podendo ser um mecanismo que prolongue, nessas regiões, o tempo de vida da atividade convectiva (BONNER, 1966; BONNER; PAEGLE, 1970; CHEN; KPAEYEH, 1993; STENSRUD, 1996; WHITEMAN; BIAN; ZHONG, 1997; DANIEL; ARRITT; ANDERSON, 1999; ANDERSON; ARRITT, 2001).

Além disso, a relação da atividade convectiva com os JBN foi analisada por MADDOX (1980, 1983) em estudos sobre Complexos Convectivos de Mesoescala. Um CCM é considerado um grande sistema de nuvem e precipitação incluindo um grupo de nuvens cumulonimbus durante a maior parte de seu tempo de vida, tendo uma dimensão de 50 000 km² a 100 000 km² de área e duração de seis horas desde a iniciação (tarde da noite) até a dissipação (início da manhã). Em sistemas CCM maduros, fortes JBN são encontrados, sendo assim, característica periódica do ambiente precursor para a formação dos CCM. Dentro da região do JBN, uma forte convergência em baixos níveis, advecção de calor e movimento ascendente estão presente, e são necessários para o ambiente que antecede à formação do CCM. Stensrud (1996) sugeriu que o papel importante desses sistemas é o de produzir um ambiente termodinâmico propício para que a convecção possa se organizar e persistir.

Mais recentemente Marengo et al. (2004) desenvolveram uma climatologia para o Jato de Baixo Nível da América do Sul (JBNAS) que ocorre ao leste dos Andes, utilizando dados climatológicos de do projeto *Reanalysis* do NCEP/NCAR de 1950 a 2000. Eles utilizaram o critério 1 de Bonner (1968) (velocidade do vento maior que 12 m/s e com uma diferença de 6 m/s no nível de 3 km) sobre a parte central da Bolívia e no sul do Paraguai a fim de analisar

as características espaciais e temporais do JBNAS. Em relação à sua variabilidade temporal, ele ocorre ao longo de todo o ano, trazendo umidade da região equatorial e podendo intensificar da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Os máximos mais frequentes foram encontrados entre 0600 e 1200 UTC (estação quente) e mais ao sul, com máxima ocorrência as 0000 e 0600 UTC (período frio).

O cisalhamento vertical do vento horizontal é gerado pela turbulência e fluxos turbulentos, os quais são produzidos pelos JBN (MAHRT; VICKERS, 2003; BANTA; PICHUGINA; NEWSOM, 2003). Esse cisalhamento pode ser bastante importante na determinação de difusão e transporte de poluentes ligados à qualidade do ar (SJOSTEDT; SIGMON; COLUCCI, 1990; KARAM, 2002; BANTA; PICHUGINA; BREWER, 2006; DARBY; ALLWINE; BANTA, 2006) e de grande perigo para atividades aeronáuticas, pois um rápido aumento e depois um decréscimo na componente da frente do vento poderia resultar em uma dificuldade de “arremeter” da aeronave, levando uma tensão desnecessária para o motor, além de comprometer também atividades militares de pára-queda (BONNER, 1968; SJOSTEDT; SIGMON; COLUCCI, 1990). Cabe também mencionar o grande perigo dessa máxima velocidade do vento para atividades de balonismo. Um balão ao se deparar com um JBN poderá aumentar rapidamente sua velocidade, a qual seria acompanhada de cisalhamento, podendo assim comprometer dramaticamente o voo (DAVIES, 2000).

Nicolini, Waldron e Paegle (1993), Nicolini et al. (2004) afirmam que os JBN se comportariam como “dutos” no sentido que transportariam vapor d’água das regiões tropicais e subtropicais para regiões de altas latitudes, conectando assim os trópicos quentes às regiões de mais alta latitude. Os JBN têm grande importância para o clima em geral por contribuir para este transporte de calor, momento e umidade (STENSRUD, 1996; MUÑOZ et al., 2008).

2.2.4 Ocorrências de JBN no mundo

Os Jatos de Baixos Níveis têm sido observados em várias partes do mundo. Eles são geralmente localizados a leste de regiões montanhosas, ou onde exista forte gradiente de temperatura entre o oceano e o continente. Os JBN ocorrem com frequência em latitudes medianas nos meses quentes (STENSRUD, 1996). A Fig. 6 mostra os locais de ocorrências e possíveis ocorrências de JBN e regiões com CCM no mundo.

Vários autores identificaram e estudaram as regiões mais propícias para ocorrências de JBN, encontrando-os em todos os continentes.

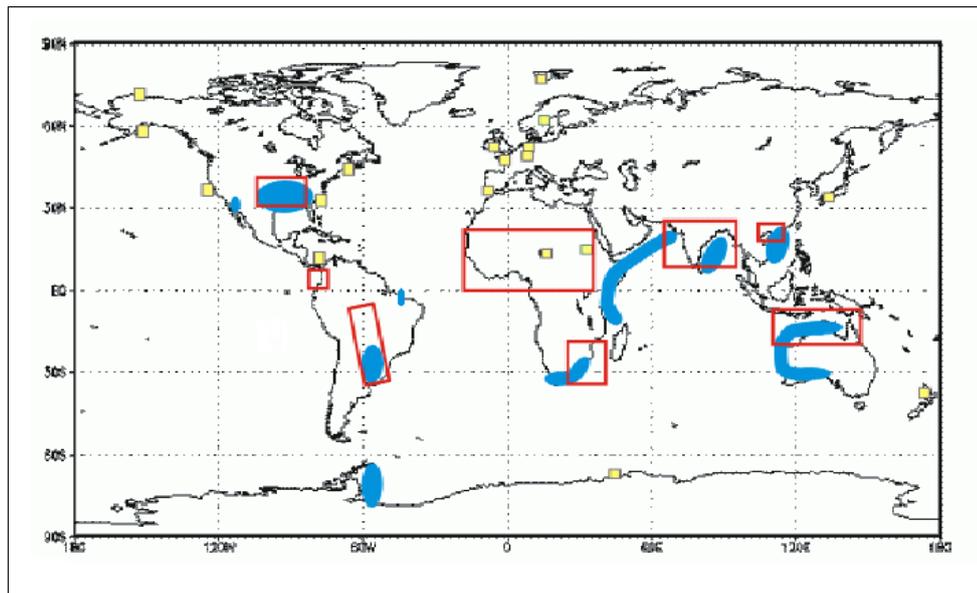


Figura 6 – Regiões onde os JBN são conhecidos ou que suspeita-se que ocorram com alguma regularidade (sombreado) e onde CCM ocorrem frequentemente durante o verão (caixas). Os quadros denotam locais onde JBN foram observados. Adaptado de Stensrud (1996).

América do Norte

Holton (1967), Bonner (1968), Zhong, Fast e Bian (1996), Whiteman, Bian e Zhong (1997), Anderson e Arritt (2001), dentre outros, observaram, analisaram teoricamente e modelaram numericamente os JBN que ocorrem ao leste das Montanhas Rochosas sobre a Grande Planície Americana.

Sjostedt, Sigmon e Colucci (1990) observaram, com dados de balões meteorológicos, o JBN noturno da Carolina do Norte, percebendo que ele poderia se desenvolver em qualquer estação do ano, com uma média do máximo de 600-700 m acima da superfície, e com direções do vento primariamente de nordeste e sudoeste.

América Central

O Jato de Baixo Nível do Caribe (JBNC) é uma máxima de vento zonal de leste maiores que 12 m/s em 925 hPa sobre a região do Caribe. Observações mostraram que JBNC variam semi-anualmente, com duas mínimas no outono e primavera. A sua máxima no verão está associada a um máximo na pressão ao nível do mar, a um mínimo relativo na precipitação (seca no meio-verão) e a um mínimo da ciclogênese tropical em julho no mar do Caribe (MUÑOZ et al., 2008; WANG, 2007; WHYTE et al., 2008). Além disso, Whyte et al. (2008) sugerem que as temperaturas da superfície do mar (TSM), e seus gradientes, representam uma importante forçante para este fluxo tropical em baixos níveis.

América do Sul

O Jato de Baixo Nível da América do Sul (JBNAS) é uma característica amplamente estudada da circulação de mesoescala que se desenvolve a leste dos Andes (MARENGO et al., 2004; SAULO; SELUCHI; NICOLINI, 2004; VERA et al., 2006; SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007; SAULO; RUIZ; SKABAR, 2007). O JBNAS ocorre frequentemente durante a estação de verão austral alcançando altas velocidades em seu núcleo .

Para Nicolini et al. (2004) este fluxo tem um papel chave na hidrologia regional e nas trocas de água entre a bacia do Amazonas nos trópicos e a bacia do Prata no Sul do Brasil, sendo assim um fator regulador da precipitação na primavera e verão sobre esta última. O Experimento de Jatos de Baixos Níveis da América do Sul (tradução livre de *South American Low Level Jet Experiment - SALLJEX*) é um recente projeto de várias campanhas, as quais tiveram como objetivo principal de melhorar a descrição da evolução temporal e espacial do fluxo troposférico sobre o Centro-Sul da América do Sul, essencial para a validação e aperfeiçoamento das pesquisas em previsão de tempo de grande e meso escala na região (VERA et al., 2006).

Zipser, Paola e Nicolini (2004), com dados do SALLJEX, observaram 112 casos de CCM sobre o Sudeste Sul-americano, onde apenas 7 destes ocorreram sobre o oceano, existindo assim uma boa parte desses sistemas se desenvolvendo na região da Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS). Eles ainda encontraram vários máximos noturnos de CCM justamente onde fortes ocorrências do JBNAS também são observadas.

Segundo Marengo e Soares (2002), o fluxo consiste em uma forma de “esteira de umidade” que se estende desde a bacia Amazônica até o sul do Brasil e planícies argentinas. A Fig. 7 representa um esquema do JBNAS, dando ênfase também ao balanço energético e dinâmico, como também a Evaporação-Transpiração (ET) na Amazônia e Sistemas CCM nos Pampas.

África

O Jato da Somália, ou Jato Africano de Leste (JAL) é um JBN que ocorre a leste das regiões elevadas da África (HART, 1977; HART et al., 1978; KRISHNAMURTI et al., 1983; PYTHAROULIS; THORNCROFT, 1999). Bannon (1982) afirma que esse fluxo em baixos níveis seria a junção de três elementos: os alísios de sudeste do Hemisfério Sul; um forte fluxo cruzando a linha do equador sobre o leste africano e tornados de oeste do Oceano Índico; e as monções de sudoeste sobre o mar Árabe.

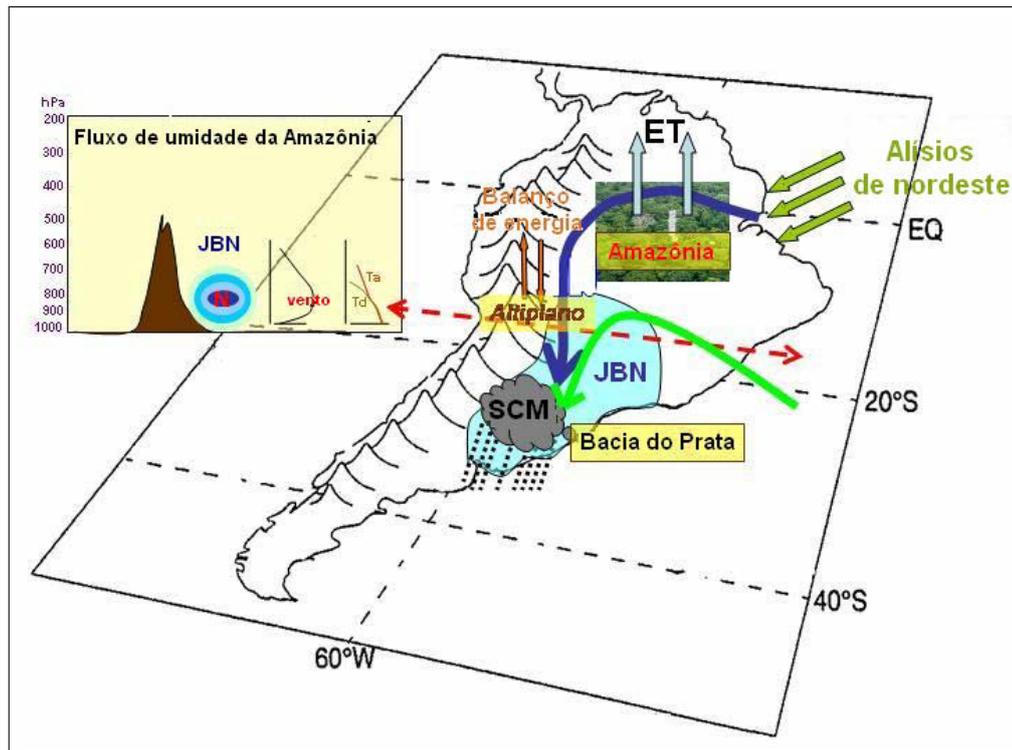


Figura 7 – Diagrama esquemático de elementos relevantes do transporte de umidade em direção ao pólo. As setas azul e verde representam o transporte de umidade para o continente do oceano tropical e Atlântico Sul, respectivamente. No gráfico a direita representa-se uma seção transversal do fluxo de norte ao longo da linha vermelha tracejada, incluindo os perfis de velocidade do vento e temperatura representativos do núcleo do JBN. Adaptado de Vera et al. (2006).

Ásia

As Monsões de verão do sul da Ásia estão associadas com a oscilação intra-sazonal (OIS), como mostrado por Wu, Schubert e Huang (1999). As monções da Índia e China foram reconhecidas por serem como um mesmo sistema caracterizado por um fluxo forte de oeste em baixos níveis do mar árabe para o sudoeste da China (LAU; LI, 1984; HOSKINS; RODWELL, 1995).

Austrália

Durante o Experimento de Monsões da Austrália (cuja a sigla em inglês é AMEX), Keenan et al. (1989) observaram que a circulação de grande escala da monção exibia uma oscilação diurna com máximos nos fluxos em baixos níveis de leste e no a linha do equador de oeste (WILLSON, 1975).

Ártico

Dentro dos dados coletados da CLP do Ártico no Experimento do Oceano Ártico (*Arctic Ocean Experiment*) em 1996 (EOA-96), ReVelle e Nilsson (2008) identificaram máximas nos ventos em baixos níveis. As ocorrências dos JBN estavam presentes em 2/3 de todas as radiossondagens do EOA-96, mostrando que a chave para o entendimento da camada limite atmosférica do Ártico é a compreensão da forte estabilidade estática do ar durante a maior parte do ano.

Antártica

Fluxos de vento troposférico em baixos níveis sobre a Antártida, há tempos são notados pela grande constância direcional e alta magnitude média da velocidade. Tais observações sugerem que esse campo de vento é resultado do ar fortemente estratificado e estável na baixa atmosfera, gerados sobre superfícies de gelo inclinadas (SCHWERDTFEGGER, 1975). Dados coletados na estação *Haley, Coats Land* (75°35'S 026°50'W), mostram fluxo médio em níveis baixos acima de 10 m/s aproximadamente a 500 m acima da superfície (KING, 1989).

Buzzi, Cadelli e Malguzzi (1997) analisaram as características dinâmicas de um intenso JBN que se forma fora do Cabo Andare (*Vitória Land*), sobre o Oceano Sul, quando um ciclone de grande escala ocorre no mar de *Ross* e outro no oceano adjacente. Eles simularam a evolução temporal de diferentes parâmetros meteorológicos, e em especial aqueles relevantes ao balanço de vorticidade, associados com a formação do JBN.

Investigando a CLP sobre o Mar *Weddell* com radiossondagens duas vezes ao dia (0000 UTC e 1200 UTC) durante o outono austral, Andreas, Claffy e Makshtas (2000) observaram que 80% das medidas apresentaram perfis de vento mostrando um jato troposférico alcançando 14 m/s, com núcleo alcançando 415 m acima da superfície, e 96% das medidas ocorriam inversões térmicas mostrando a forte relação desses dois fenômenos meteorológicos.

Europa

Kraus, Malcher e Schaller (1985), utilizando-se de dados do experimento PUKK (*Projekt zur Untersuchung des KüstenKlimas*, cuja a tradução livre é Projeto para investigação do Clima Costeiro), observaram quatro JBN noturnos sobre Noroeste da Alemanha, sendo que um estava conectado por uma frente fria; o segundo ocorreu em uma forte desestabilização acima de uma alta pressão de leste que causou um apoio para o vento geostrófico durante a noite; outro caracterizado por uma nítida oscilação inercial com 40 km de diâmetro e o último,

outra vez influenciado por um distúrbio sinótico.

2.2.5 Jatos de Baixos Níveis no Brasil

Os JBN têm sido observados em vários estados do Brasil: São Paulo (STIVARI, 1999; KARAM, 2002), Pará (SOUSA, 2005; COHEN et al., 2006; QUEIROZ; LYRA; NEVES, 2007; SOUSA; CAMPOS; ROCHA, 2008), Rio Grande do Sul (SANTOS, 2005; CORRÊA; CLARKE; SILVEIRA, 2007), Amazonas (OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1993; CORRÊA et al., 2008).

No Estado do Pará, durante o experimento Circulações de Mesoescala no Leste da Amazônia (CIMELA), foram observados JBN sobre a floresta amazônica de Caxiuanã, conseguidos a partir de radiossondagens entre os dias 27 de outubro e 15 de novembro de 2003. Para Cohen et al. (2006) o fenômeno era provocado pela canalização do fluxo de ar, a sua aceleração seria alcançada quando a direção do escoamento era a mesma dos grandes fluxos d'água, devido à diminuição do atrito.

Os JBN observados no Estado de São Paulo ocorrem frequentemente em noites de céu claro. Estes foram estudados por Karam (2002), que encontrou uma intensidade do máximo variando de 8 a 10 m/s e a altura do mesmo em torno de 350 m. Por fim, fez-se uma relação do JBN e a dispersão de poluentes, chegando à conclusão que o JBN aumenta a dispersão horizontal dos particulados, transportando-os até 250 km da fonte emissora.

Sousa (2005), utilizando 15 anos (1989-2003) de dados de radiossondagens disponíveis em 0000 e 1200 UTC na região metropolitana de Porto Alegre, observou e identificou ocorrências de JBN, os quais apresentavam velocidades de 10 e 16 m/s e tinham predominância nas alturas dos máximos dependendo do horário, 600 m em 0000 UTC e 900 m em 1200 UTC. O maior desenvolvimento dos jatos ocorreu na estação quente, confirmando que é nela onde se tem a maior ocorrência dos JBN.

Na região Norte do Brasil aglomerados convectivos de meso e larga escala, associados com o deslocamento sistemas de frentes provenientes da região S/SE do Brasil, interagem com a região Amazônica quente e úmida, gerando precipitação (MOLION, 1987; FERREIRA; LUIZÃO; DALLAROSA, 2005). Corrêa et al. (2008) analisaram a baixa atmosfera sobre cidade de Manaus (AM) por meio de dados de radiossondagens, e observaram JBN entre 950 hPa e 926 hPa. Os JBN, associados aos processos físicos da convecção e à CLP nos processos sinóticos e dinâmicos, provocariam uma estrutura estratificada, bastante eficiente na geração de convecção na região tropical, uma vez que se tem um forte transporte energia, massa e umidade

pelo fluxo.

Andrade (2003) estudou, com dados de sondagens e torres meteorológicas, a influência dos JBN que conectam a bacia do Amazonas à bacia do Prata sobre a CLP do pantanal Matogrossense na estação seca e chuvosa. O transporte de umidade e momento pelos JBN indicou a dependência das características da estrutura da CLP à ocorrência ou não desse fenômeno, e ainda, se eles são capazes ou não de induzir uma mistura turbulenta que alcance a superfície. Os jatos se mostraram mais frequentes na estação seca, tendo a capacidade de separar a CLN em duas partes, uma superior menos turbulenta e uma inferior com mistura turbulenta superior significativa.

Nascimento (2008) estudou os impactos dos Jatos de Baixos Níveis Sul-Americanos (SALLJ) na precipitação sobre a bacia do Prata. Foram analisadas as taxas de precipitação nos ciclos sazonais e a influência de sistemas frontais e sistemas convectivos sob atuação de dois tipos de jatos, previamente classificados por (NICOLINI et al., 2004): JBN com Chaco e JBN sem Chaco. Os jatos dos dois tipos se mostraram bastante importantes no “transporte de umidade para a região de estudo, tendo forte relação com a convergência de umidade e comportamento da precipitação”. Fluxos de ventos em baixos níveis sobre a bacia do Prata podem ainda ser vistos em (SRAIBMAN; BERRI, 2009).

2.3 Classificação dos JBN nas simulações

Na averiguação do perfil vertical do vento, a partir dos valores máximos de sua velocidade, apenas serão considerados JBN quando os mesmos satisfizerem os critérios propostos por Bonner (1968), modificados por Whiteman, Bian e Zhong (1997) e adotados por Queiroz, Lyra e Neves (2007). Eles consideram a velocidade máxima dentro dos primeiros 1000 m acima da superfície, V_{\max} , e a velocidade do vento a 3000 m acima da superfície, $V_{3\text{km}}$, onde esta já é considerada estar acima da CLP e a diferença das duas magnitudes. Os critérios citados acima e a classificação dos mesmos estão sintetizados na Tab. 1.

Tabela 1 – Classificação dos JBN.

| Tipo de JBN | Condições |
|-------------|--|
| J0 | $V_{\max} \geq 10 \text{ m/s}$; $V_{\max} - V_{3\text{km}} \geq 5 \text{ m/s}$ |
| J1 | $V_{\max} \geq 12 \text{ m/s}$; $V_{\max} - V_{3\text{km}} \geq 6 \text{ m/s}$ |
| J2 | $V_{\max} \geq 16 \text{ m/s}$; $V_{\max} - V_{3\text{km}} \geq 8 \text{ m/s}$ |
| J3 | $V_{\max} \geq 20 \text{ m/s}$; $V_{\max} - V_{3\text{km}} \geq 10 \text{ m/s}$ |

2.3.1 Análise de perfis verticais

Para se entender a estrutura vertical da CLP sobre a bacia do rio Jaguaribe e melhor caracterizá-la, analisa-se a evolução temporal dos perfis verticais das componentes zonal e meridional do vento, velocidade e direção do mesmo, temperatura e temperatura potencial do ar sobre algumas localidades onde é frequente a ocorrência do vento Aracati. Na tentativa de buscar alguma relação dos jatos encontrados com o transporte de umidade e produção de turbulência, serão averiguados os perfis da razão de mistura de vapor e ECT, respectivamente, na CLP da região.

2.4 Possíveis mecanismos geradores dos JBN

JBN podem ser produzidos por efeitos térmicos (baroclinicidade, aquecimento diferencial, frentes), efeitos mecânicos (oscilação inercial e topografia), ou ainda por efeitos de grande escala (acoplamento de jatos de altos níveis) (KARAM, 2002). Para se avaliar qual mecanismo é responsável pelo desenvolvimento e manutenção do JBN sobre a bacia do rio Jaguaribe, utilizaram-se as simulações mediante a investigações de como a topografia, baroclinicidade influem no desenvolvimento e sustentação do JBN sobre a bacia do rio Jaguaribe. Nesse sentido, realizaram-se ensaios numéricos idealizados, onde é excluída toda topografia disponibilizada pelo modelo, e na outra é fixado apenas um tipo de vegetação sendo excluída toda a interface atmosfera-oceano, estes serão tratados no Cap. 7.

3 VENTO ARACATI

Neste capítulo, descreve-se o vento Aracati, um fenômeno até hoje em dia pouco estudado. Apresenta-se aqui sua definição, características e ocorrências.

3.1 Aspectos gerais

O vento Aracati é um fenômeno atmosférico, como já citado, bem conhecido dos moradores do interior do estado do Ceará, principalmente por aqueles que vivem próximo à bacia do rio Jaguaribe. Os próprios habitantes colocaram esse nome, que em Tupi, quer dizer vento suave ou vento que “acaricia”. O Aracati, ainda segundo os moradores teria sua origem no litoral do estado, ocorrendo sempre no período no seco do ano, no final das tardes e no início de noites quentes. Ele penetraria pelo vale do rio Jaguaribe, levando frescor e conforto térmico sertão adentro.

O vale do rio Jaguaribe, que tem cerca de 610 km de extensão (GATTO, 1999), se comportaria como um canalizador para o Aracati, podendo assim se propagar por grandes extensões dentro do continente. Estando o estado do Ceará localizado ao Norte do Nordeste do Brasil, os ventos que ocorrem nele têm grande influência dos ventos alísios, que fazem parte da circulação de grande escala, dessa forma pode-se também relacionar a ocorrência do vento Aracati à configuração das grandes fluxos de ar, quando estes escoam na mesma direção do vale do rio Jaguaribe ocorrendo redução do atrito e criando condições para a aceleração do escoamento, semelhantemente ao que ocorre em Caxiuanã (PA) (cf. Cohen et al. (2006).

3.2 Características e ocorrência do vento Aracati

Camelo (2007) estudou a ocorrência dos ventos no estado do Ceará, analisando dados de velocidade do vento a 10 metros de altura para o ano de 2005, devido à apresentação de uma maior quantidade de dados válidos, provenientes de Plataformas de Coletas de

Dados (PCD) da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). A investigação consistiu em observar onde ocorria o vento Aracati, na tentativa de se fazer uma caracterização do seu potencial eólico. Ele seguiu um critério para a existência do mesmo, o qual compreendia que a máxima velocidade do vento no período noturno tem que ser maior que a média diária ou à máxima diária para cidades próximas a bacia do rio Jaguaribe. Ele encontrou máximas diárias da velocidade do vento entre 18 h e meia-noite (horário local), como por exemplo, na cidade de Icó, no alto Jaguaribe, onde a velocidade do vento alcança quase 6 m/s às 21 h (horário local) (Fig. 8), e na cidade de Solonópole, no médio Jaguaribe, onde a velocidade alcança quase a 9 m/s às 19 h (Fig. 9).

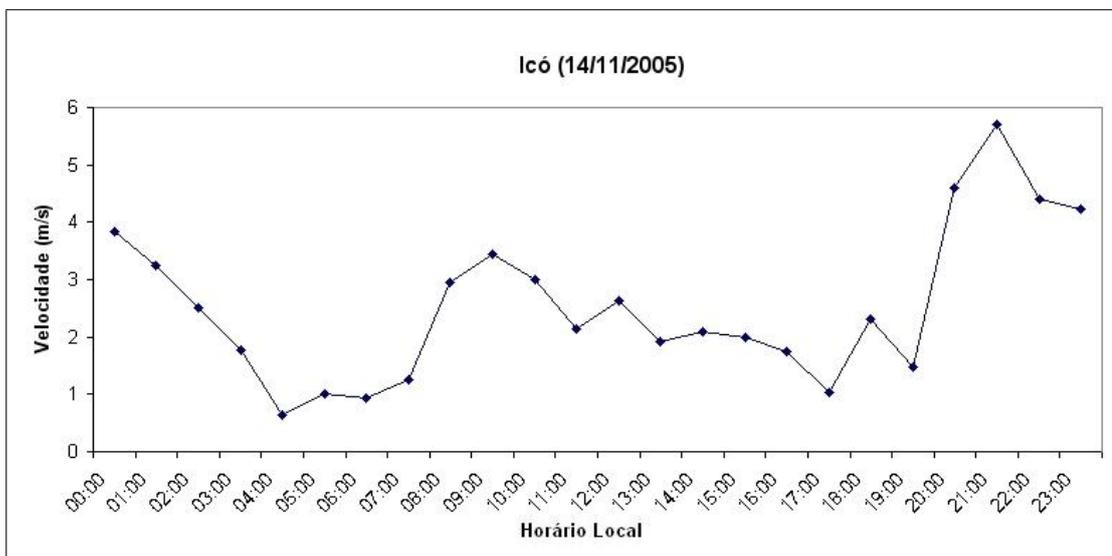


Figura 8 – Médias horárias da velocidade do vento horizontal a altura de 10 m na PCD instalada na cidade de Icó, no dia 14/11/05. Fonte: Camelo (2007).

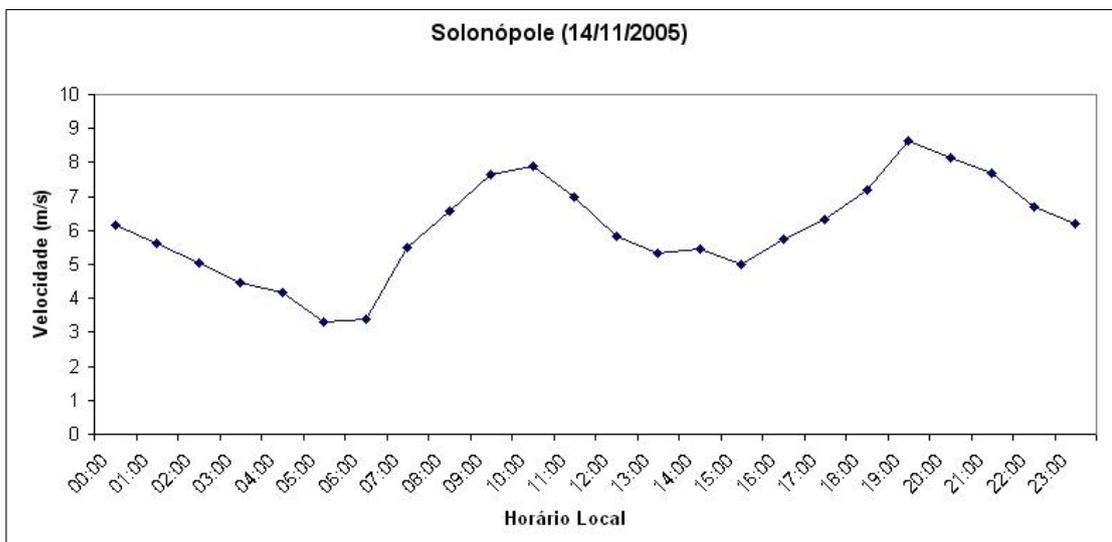


Figura 9 – Médias horárias da velocidade do vento horizontal a altura de 10 m na PCD instalada na cidade de Solonópole, no dia 14/11/05. Fonte: Camelo (2007).

Alguns desses resultados vão de encontro a uma pesquisa comandada pela Companhia Hidro Elétrica do São Francisco (CHESF), onde, utilizando dados coletados de estações meteorológicas espalhadas pelo estado do Ceará durante os anos de 1977 a 1981, obteve-se que os ventos no período diurno sobre o estado são mais fortes que os do período noturno (AMARANTE, 1987). O aparecimento do vento Aracati reflete nessas máximas noturnas, sendo observadas em alguns locais e, frequentemente, próximos à bacia do rio Jaguaribe (CAMELO, 2007).

Além disso, os resultados obtidos por Camelo et al. (2008) com base nos dados das PCD para o ano de 2005, semelhante ao encontrado por Amarante (1987), mostraram que, em média, a velocidade do vento a 10 m de altura é maior no período diurno do que no período noturno (18 h a meia-noite local), tendo como exceções as PCD de Icapuí e Sobral. Nestas últimas, fenômenos semelhantes ao vento Aracati ou outros de escala local ou regional podem ter influenciado para tais resultados.

Ele ainda, utilizando-se de critérios para a ocorrência do vento Aracati, novamente, uma máxima velocidade do vento no período noturno (18 h a meia-noite local) maior que a máxima ou média velocidade no período diurno em localidades próximas ao rio Jaguaribe, observou que a maior frequência do vento Aracati foi obtida nos meses de setembro, outubro, novembro, dezembro e janeiro, não necessariamente nessa ordem. Algumas PCD, como Acopiara, Banabuiú, Castanhão, Jaguaretama, Jaguaribe e Solonópole, no mês de novembro, apresentaram ocorrências acima de 90% nos dias analisados.

Em dezembro, as PCD de Acopiara, Banabuiú, Jaguaretama, Jaguaribe, Icó e Solonópole apresentaram ocorrências acima de 90% no dias considerados. A PCD da cidade de Sobral indicou um vento semelhante ao Aracati, apresentando frequência de ocorrência de acima de 90% nos meses novembro e dezembro. Segundo Camelo, isso seria devido à proximidade da região de Sobral com o rio Acaraú. As Figs. 10 e 11 resumem o exposto acima, evidenciando as fortes ocorrências, nos dias considerados, do vento Aracati sobre a bacia do rio Jaguaribe, e também a região de Sobral.

Analisando os resultados de Camelo, percebe-se que não existe um mês preferencial para a ocorrência do Aracati. Contudo, o segundo semestre do ano (período de estiagem) se mostra como o principal intervalo de tempo propício para o fenômeno. As Figs. 12(a) e 12(b) mostram as frequências mensais de ocorrências do vento Aracati no ano de 2005 na cidade de Jaguaribe e Icó, respectivamente. Nelas, é simples perceber o forte aumento dos ventos no segundo semestre do ano, este fato influenciado pela movimentação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o norte da linha do Equador, implicando um aumento na circulação

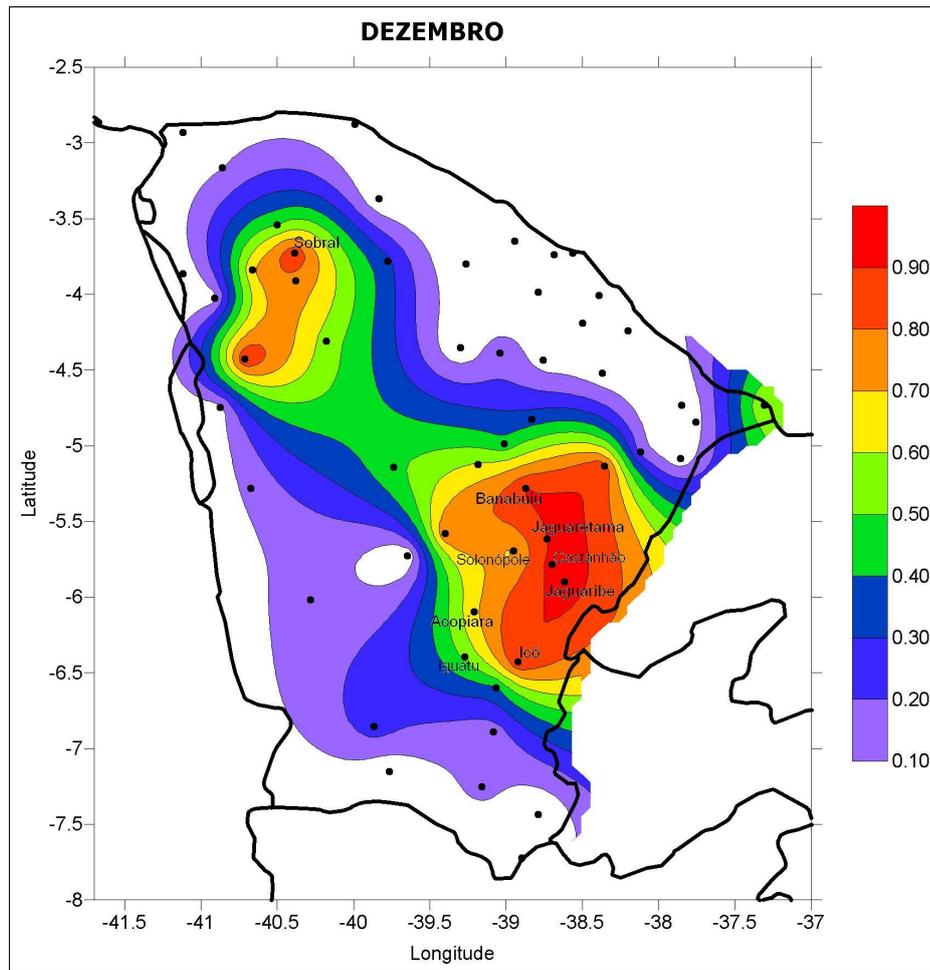
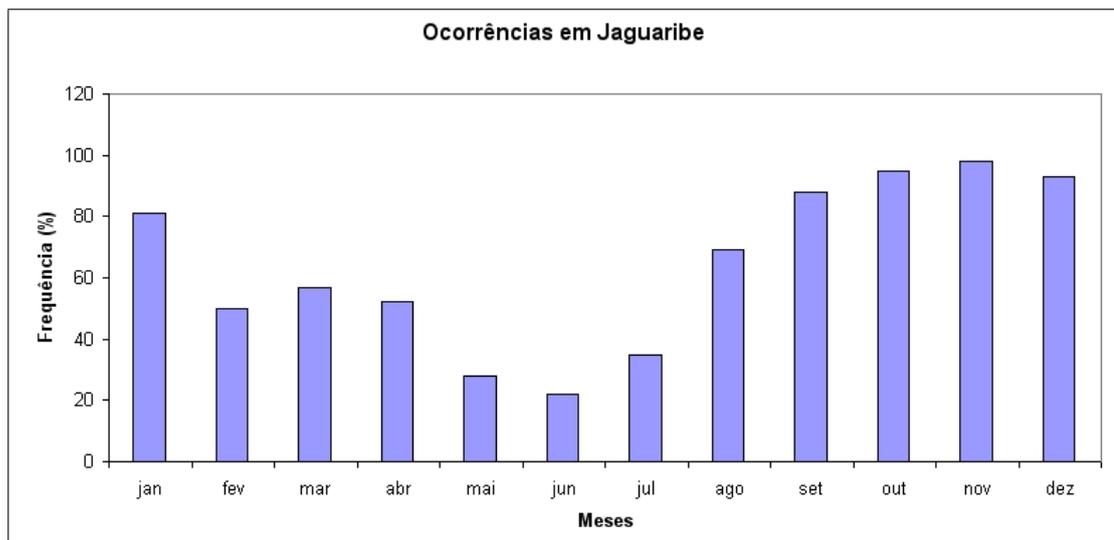
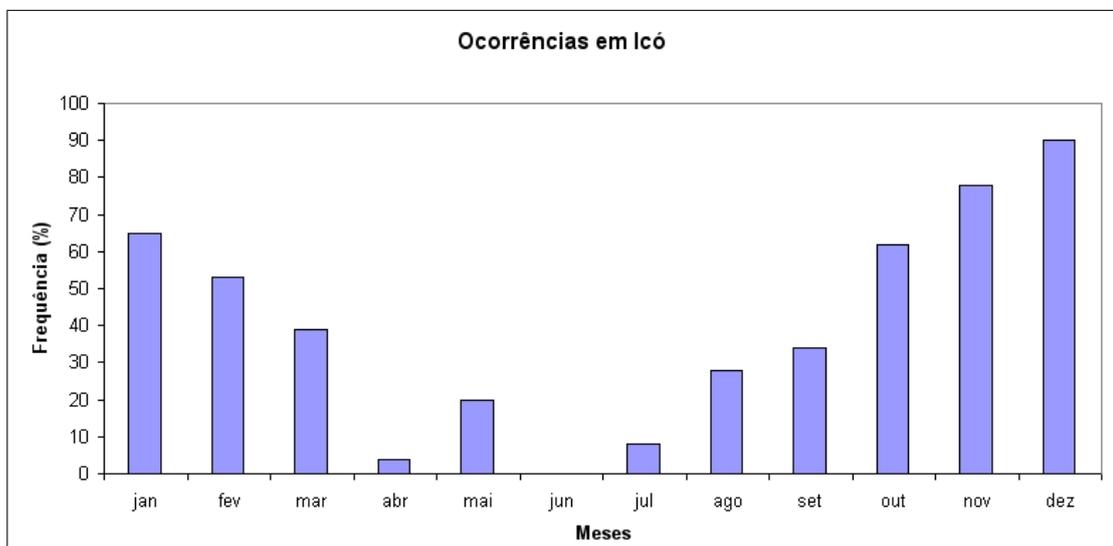


Figura 11 – Mapa de frequência normalizada do mês de dezembro, contendo a ocorrência do vento Aracati em todo o estado do Ceará, indicando frequências relativas intensidade da velocidade do vento entre 18 h e meia-noite superiores em relação as médias durante o dia. Adaptada de Camelo (2007).

Em virtude disso, faz-se necessário realizar experimentos e estudos sobre a CLP da bacia do rio Jaguaribe na tentativa de averiguar com base em análises do perfil vertical de variáveis meteorológicas, como por exemplo, velocidade e direção do vento horizontal, razão de mistura, dentre outros, se existem ocorrências, com base em critérios previamente utilizados na literatura, de JBN na região e no período em que o Aracati é mais propício de ocorrer.



(a)



(b)

Figura 12 – Frequência mensal das ocorrências do vento Aracati para as PCD de (a) Jaguaribe e (b) Icó, no ano de 2005. Fonte: Camelo (2007).

4 MODELO NUMÉRICO REGIONAL

4.1 Introdução

Um modelo provê uma base para se fazer analisar e, se possível, prever variáveis quantitativamente ou qualitativamente. Quando este produz uma evolução determinista de variáveis da atmosfera, ou uma parte dela, ele é então chamado de modelo atmosférico. Estes modelos são baseados em equações que regem a dinâmica e a termodinâmica dos fenômenos atmosféricos (RANDALL, 2004).

Neste trabalho, como já mencionado no Capítulo 1, utiliza-se o modelo numérico *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS), versão 6.0 (PIELKE et al., 1992), para estudar fenômenos de Jatos de Baixos Níveis, como também seus principais mecanismos de geração e manutenção. Além disso, tem-se com meta principal tentar identificar o vento Aracati como um JBN.

O RAMS é amplamente utilizado em diversos centros de pesquisa no mundo, seja operacionalmente para previsão de tempo ou em pesquisas em geral. O modelo é capaz de simular e prever resultados dos mais diversos fenômenos atmosféricos em mesoescala (2 km a 40 km), para a análise gráfica ou descritiva. Ele utiliza o sistema “*two way nesting*”, que consiste no “aninhamento” de grades, onde ocorre a troca de informações entre elas: os resultados da grade maior “alimenta” a grade menor e esta atualiza os cálculos de variáveis da maior escala, corrigindo-os (TREMBACK; WALKO, 2005). Além disso, proporciona um acoplamento “telescópico”, aumentando a resolução para a região em estudo.

O código do modelo é construído baseado em equações prognósticas e diagnósticas, não-hidrostáticas e hidrostáticas da dinâmica e termodinâmica da atmosfera, onde leis de conservação também são consideradas.

As equações utilizadas no modelo RAMS compreendem: equação da conservação da energia, equação da conservação da massa (Eq. continuidade), equação da conservação do momento (Eq. de Navier-Stokes), conservação da água e equação de estado do gás ideal

(WALKO; TREMBACK, 2001). Tais equações estão apresentadas modo não-hidrostático do modelo, lembrando que os símbolos estão definidos, em sua íntegra, na lista de figuras no início deste trabalho.

Equação da conservação do *momentum*

As equações do *momentum* utilizadas no modelo RAMS estão dispostas abaixo em termos de suas componentes zonal, meridional e vertical

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right), \end{aligned} \quad (4.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right), \end{aligned} \quad (4.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} = & -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta'_v}{\theta_0} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (4.3)$$

Equação termodinâmica

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = & -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} \end{aligned} \quad (4.4)$$

Equação da conservação da água e substâncias traços

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) \quad (4.5)$$

Equação da continuidade

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \quad (4.6)$$

onde π é função de Exner definida por

$$\pi = C_p \frac{T}{\theta} \quad (4.7)$$

Equação de estado do gás ideal

$$p = \rho R' T \quad (4.8)$$

Estas equações são complementadas com esquemas de parametrizações (tratados nas próximas seções) para fenômenos não resolvidos na mesoescala, tais como: difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, processos microfísicos em nuvens (formação, interação e precipitação de hidrometeoros), convecção profunda, trocas de calor sensível e latente entre a atmosfera e a superfície.

A estrutura de grade utilizada é a do tipo C de Arakawa (MESINGER; ARAKAWA, 1976), onde os escalares de termodinâmica e umidade são calculados no mesmo ponto e as componentes vetoriais do vento, u , v e w , são definidas nos pontos médios das dimensões da grade, ou seja, $\Delta x/2$, $\Delta y/2$ e $\Delta z/2$, respectivamente. Além disso, o modelo disponibiliza o esquema de coordenadas verticais seguindo a topografia, *sigma-z*, onde o topo do modelo é plano e a base se adequa ao terreno.

O método das diferenças finitas é utilizado nos esquemas de diferenciação disponibilizados no modelo para resolver todas as equações. Para o modelo não-hidrostático, na diferenciação do tempo, o usuário pode escolher entre três esquemas: o esquema *Leapfrog* (centrado no espaço e no tempo), um avançado-recuado de primeira ordem, ou um esquema híbrido, o qual consiste de diferenciação avançada-recuado para variáveis termodinâmicas, e *Leapfrog* para demais. Os esquemas de advecção são ajustados na forma de fluxo com a finalidade de conservar a massa e o momento. Em todos os esquemas é empregada a diferenciação no tempo *time-split*, que consiste na divisão do passo de tempo do modelo, a fim de resolver os termos da equação que são responsáveis pela propagação mais rápida dos modos das ondas, inibindo assim a difusão numérica (WALKO; TREMBACK, 2001).

As equações utilizadas no modelo RAMS compreendem: equação da conservação da energia, equação da conservação da massa (equação da continuidade), equação da conservação do momento (equação de Navier-Stokes), conservação da água e equação de estado do gás ideal (WALKO; TREMBACK, 2001). Estas equações podem ser encontradas em Walko e Tremback (2001, 2006).

4.1.1 Relaxamento newtoniano

A assimilação de dados em 4 dimensões garante ao modelo a integração atualizada de dados observados para serem utilizadas por modelos atmosféricos prognósticos. O relaxamento newtoniano, mais conhecido como *nudging*, é um simples esquema onde um termo é adicionado nas equações prognósticas do modelo. Este termo dado por é

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \eta(x, y, z) \frac{(\phi_{obs} - \phi_m)}{\tau}, \quad (4.9)$$

onde ϕ , que representa as variáveis prognósticas de u , v , θ , π , r_t e, η é o peso do *nudging*. τ é a escala de tempo no qual o modelo define a força do *nudging* sobre as variáveis. Um τ pequeno resultará em um grande *nudging* e vice-versa (WALKO; TREMBACK, 2001).

A configuração da estrutura da escala de tempo pode ser dividida em três partes, *nudging* lateral, no topo e no centro. A escala de tempo final do *nudging*, definida para qualquer ponto de grade, é o mínimo dos três, ou seja, o que produzir um maior *nudging*.

4.1.2 *Nudging* lateral

O esquema para o *nudging* lateral consiste na assimilação de dados em um número específico de pontos de grades nas laterais no domínio. Esta assimilação tem dois objetivos: (i) integração de informação variando o tempo, e (ii) amortecimento da propagação dos modos do centro do modelo para as laterais. Na direção x , a escala de tempo tem a forma de uma função parabólica definida como (WALKO; TREMBACK, 2001)

$$\tau_{lat} = \tau_B \left[\frac{(x - x_I)^2}{(x_I - x_B)^2} \right], \quad (4.10)$$

onde τ_{lat} é a escala de tempo *nudging* lateral, τ_B a escala de tempo específico para um ponto de grade, x_B é a coordenada do ponto limite do domínio, e x_I é o coordenada do ponto interior, onde a escala de tempo vai para o infinito, e, conseqüentemente, o *nudging* vai para zero.

4.1.3 *Nudging* no centro

No centro do domínio da grade, é permitido ao usuário definir peso e a escala de tempo em que a assimilação ocorre. Uma função ponderação $\eta(x, y, z)$ atribui pesos ao ser adicionada, como mostrada na Eq. (4.9). Esta função atua segundo especificação de um tempo de escala. O valor da escala de tempo vale para todas as grades do modelo, enquanto o peso pode ser atribuído com diferentes valores entre as grades. Nesse sentido, o *nudging* é uma poderosa técnica que tem vantagens e desvantagens. Na tentativa de avaliar o quanto este procedimento pode influenciar os resultados do modelo, nos testes de sensibilidade, realiza-se uma simulação em que o *nudging* no centro da grade é desligado (`teste_2`). Ela será discutida em detalhes mais adiante.

4.1.4 *Nudging* no topo

A tendência extra do *nudging* para o topo do modelo consiste no esquema em que a camada logo abaixo do topo do domínio modelo é forçada para um estado homogêneo-horizonta, para amortecer a propagação vertical de ondas de gravidade, reduzindo o reflexo das ondas no topo do modelo. A escala de tempo tem a forma de uma função linear simples com a altura, dada por

$$\tau_{top} = \tau_T \left[\frac{(z - z_I)}{(z_T - z_I)} \right], \quad (4.11)$$

onde τ_{top} é a escala de tempo para a topo do modelo, τ_T é a escala de tempo específica para um ponto de grade, z_T é a altura do topo do modelo, e z_I é a altura da base da camada de *nudging* onde a escala de tempo tende para o infinito.

4.2 Condições de contorno

As condições de contorno no topo, superfície e nas laterais têm por objetivo propiciar a passagem de ondas de gravidade e outros fenômenos advectados pelas fronteiras do modelo (LIMA, 2004), evitando a reflexão destas para o interior do modelo podendo ocasionar difusão numérica. No RAMS, estas ondas têm propagação linear simples, cuja forma matemática é

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -(u - c) \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right), \quad (4.12)$$

onde u é a velocidade normal à fronteira e c é a velocidade de fase da onda. Assim a forma como c é especificado é realmente relevante.

Orlanski (1976) propõe que c seja avaliado recuado no tempo e no espaço seguindo a expressão

$$c = \frac{\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)}{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)}. \quad (4.13)$$

Klemp e Wilhelmson (1978) tomam média nas velocidades de fase na vertical em toda a coluna vertical. Este mesmo esquema especifica ainda um valor constante para a velocidade de fase de uma onda de gravidade típica (10–30 m/s).

Na fronteira vertical interior, a condição de contorno para superfície é guiada principalmente pela troca de fluxos da camada superficial entre a atmosfera e o solo. Contudo, é conveniente definir valores para variáveis em um $\Delta z/2$ sob a superfície. Para as condições de contorno no topo do domínio, dependendo do tipo de simulação ou estudo, existem várias opções. Para o ajuste não-hidroestático, há duas escolhas para definir a velocidade vertical no topo do domínio: velocidade de vertical nula ($w = 0$) ou a condição radiativa para onda de gravidade de (KLEMP; DURRAN, 1983). A condição de Klemp-Duran é suposta para uma onda de gravidade hidrostática, linear e no estado estacionário.

4.3 Parametrizações utilizadas

Nesta seção, apresentam-se as principais parametrizações disponibilizadas pelo modelo atmosférico RAMS e que foram utilizadas nas simulações.

4.3.1 Parametrização de turbulência

Variáveis atmosféricas, como temperatura e velocidade do vento, não podem ser totalmente representadas por modelos atmosféricos. Nestes modelos, observa-se valores médios em um ponto de grade, o qual representa toda região da caixa de grade. Assim, as flutuações (perturbações) de pequena escala não são resolvidas, o chamado efeito de subgrade. Nesse sentido, é necessário inserir este efeito nas equações do modelo. Uma solução encontrada foi a obtenção de equações extras para produzir um fechamento das equações para os fluxos turbulentos. Esta é chamada parametrização de turbulência (TREMBACK; WALKO, 2005).

Nas equações prognósticas para escalares e *momentum*, aplica-se a média de Reynolds, obtendo uma divisão entre termos resolvidos e não resolvidos pelo modelo. Os termos não resolvidos podem ser expressos em componentes de covariância na forma $\overline{u_i u_j}$ para os termos do *momentum*, e $\overline{u_i \phi_j}$ para termos dos escalares. Os subscritos i e j definem as dimensões

esaciais [1,2,3], e u_i é a componente da velocidade que advecta, u_j é a componente da velocidade que é advectada, e ϕ_j , analogamente, representa o escalar advectado. A barra significa a média de Reynolds, e o apóstrofo ($'$) o desvio em relação a média, ou seja, a parte turbulenta (WALKO; TREMBACK, 2006).

A contribuição para a tendência da variável resolvida, devido ao transporte turbulento, é dado pela convergência dos fluxos turbulentos. Dessa forma, para os fluxos do *momentum*, tem-se

$$\left(\frac{\partial u_j}{\partial t}\right)_{TURB} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\overline{u_i u_j'}\right). \quad (4.14)$$

Para os fluxos dos escalares, tem-se

$$\left(\frac{\partial \phi_j}{\partial t}\right)_{TURB} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\overline{u_i \phi_j'}\right). \quad (4.15)$$

No RAMS, os termos de transporte turbulentos são parametrizados segundo a teoria K , no qual as covariâncias são supostas como o produto do gradiente da variável advectada e um coeficiente de mistura turbulenta (K). Para a advecção de escalares, a parametrização aparece na forma

$$\overline{u_i \phi_j'} = -K_{hi} \frac{\partial \phi}{\partial x_i}, \quad (4.16)$$

em que K_{hi} é o coeficiente de mistura turbulenta térmico na direção i . Note que, como K_h nunca é negativo, isto implica que o fluxo turbulento é sempre contrário ao gradiente do escalar transportado.

Para os fluxos turbulentos do *momentum*, duas formas são utilizadas, estas dependendo da escala em que as componentes da velocidade são resolvidas. Em situações que espaçamento de grade horizontal é da mesma ordem de grandeza do espaçamento vertical, os movimentos ascendentes são resolvidos. Assim, os termos de covariâncias (tensões de Reynolds) podem ser expressa como (WALKO; TREMBACK, 2006)

$$\overline{u_i u_j'} = -K_{mi} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (4.17)$$

onde K_{mi} é o coeficiente de mistura turbulenta para momentum. Assume-se que $K_{mi} = K_{mj}$, e portanto, $\overline{u_i u_j'} = \overline{u_j u_i'}$. Esta simetria sendo violada pelo modelo ocasionará forças fictícias, e em simulações onde os movimentos convectivos são resolvidos explicitamente produzirá erros numéricos significantes (WALKO; TREMBACK, 2001).

Quando o espaçamento horizontal for muito maior que o espaçamento vertical, movimentos convectivos não podem ser explicitamente resolvidos, e dessa forma, o uso da simetria

acima pode gerar instabilidade numérica (LIMA, 2004; CUNHA, 2008). Para a estabilidade do modelo é requerido que $K_{mi} > K_{mj}$, dessa forma aplica-se a equação acima para as componentes horizontal x e y e a seguinte equação toda vez que i e j for 3, ou seja, na componente vertical tem-se

$$\overline{u_i' u_j'} = -K_{mi} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right). \quad (4.18)$$

Na versão 6.0 do RAMS existem 6 opções para calcular os coeficientes de mistura turbulenta para escalares e para *momentum*. A seguir, comenta-se apenas sobre as parametrizações de Smagorinsky (1963) anisotrópico e Mellor e Yamada (1974, 1982), ambas testadas neste trabalho.

Parametrização de Smagorinsky anisotrópico

Ela é indicada para simulações onde o espaçamento de grade horizontal e vertical são muito diferentes. O esquema relaciona os coeficientes de mistura (K_h e K_m) com a tensão em um fluido (taxa de deformação), adicionando correções para a influência da frequência de Brunt-Väisälä e do número de Richardson.

Os coeficientes de mistura turbulenta na vertical para o esquema de deformação local para um pequeno espaçamento de grade são dados por (CUNHA, 2008)

$$K_{mi} = \rho (C_z \Delta z) \left\{ S_1 + F_H [\max(0, -F_B)]^{1/2} \right\} [\max(0, 1 - R_{hm} R_i)]^{1/2}, \quad (4.19)$$

$$K_{hi} = -R_{hm} K_{mi}, \quad (4.20)$$

onde C_z é um coeficiente adimensional para obter o comprimento de mistura, F_H é um parâmetro opcional, que pode ser 0 ou 1, F_B é a frequência de Brunt-Vaisala, R_i o número de Richardson e R_{hm} é razão específica dos coeficientes de mistura de *momentum* e escalares. Os dois parâmetros C_z e R_{hm} são especificados antes do início da simulação na lista de parâmetros do modelo. Por fim, S_1 é o modulo do tensor razão de deformação tri-dimensional e é dado por

$$S_1 = \left[\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)^2 \right]^{1/2}. \quad (4.21)$$

Quando o espaçamento horizontal é grande em relação ao espaçamento vertical, o esquema utiliza o coeficiente de mistura na vertical dado por

$$K_i = \rho \max \left[K_{mh}, (C_x \Delta x)^2 \left\{ S_1^{1/2} \right\} \right], \quad (4.22)$$

em que a razão de deformação S_1 é dado pela Eq. (4.21), sendo que é limitado em i a [1,2]

e j a [1,2]. C_x , analogamente a C_z , é o coeficiente para se obter o comprimento de mistura na horizontal. K_{mh} é o valor mínimo imposto sobre o coeficiente de mistura horizontal para o *momentum* (WALKO; TREMBACK, 2006), sendo dado por

$$K_{mh} = 0,075K_a \left(\Delta x^{4/3} \right). \quad (4.23)$$

Além disso, vale ressaltar que as constantes C_x e K_a também são especificados pelo usuário nos campos CSX e AKMIN na lista de nomes do modelo, respectivamente.

Mellor-Yamada

O esquema do modelo proposto por Mellor e Yamada (1974) é baseado no prognóstico da energia cinética turbulenta (ECT) para calcular os coeficientes de mistura turbulenta de Maria (2007). No RAMS, o fechamento proposto é de ordem 2,5 e utiliza campos de vento horizontais, temperatura potencial e ECT, para calcular os coeficientes de mistura turbulenta na vertical. Os da horizontal são calculados pelo esquema de *Smagorinsky*.

A ECT, e , é definida como (STULL, 1988)

$$e = \frac{1}{2}(\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2}). \quad (4.24)$$

Pode-se prognosticá-la pela Eq. (2.5) adicionando-se alguns termos de produção e consumo, dado por

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -u \frac{\partial e}{\partial x} - v \frac{\partial e}{\partial y} - w \frac{\partial e}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_e \frac{\partial e}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_e \frac{\partial e}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} K_e \frac{\partial e}{\partial z} + P_s + P_b + \varepsilon, \quad (4.25)$$

onde P_s e P_b são a produção por cisalhamento e por flutuação (empuxo), respectivamente, e ε um termo dissipativo. Os coeficientes de mistura turbulenta vertical para *momentum*, escalares e ECT são estimados por

$$K_m = S_m l \sqrt{2e}, \quad (4.26)$$

$$K_h = S_h l \sqrt{2e}, \quad (4.27)$$

$$K_e = S_e l \sqrt{2e}, \quad (4.28)$$

onde S_m , S_h e S_e são difusividades turbulentas para *momentum*, calor e ECT, respectivamente, e l é a escala de comprimento turbulenta.

Baseado em Mellor e Yamada (1982), o comprimento de escala turbulenta l é dado

por

$$l = \frac{\kappa(z - z_0)}{1 + \kappa(z + z_0)/l_\infty}, \quad (4.29)$$

onde

$$l_\infty = 0,1 \frac{\int_0^H z \sqrt{e} dz}{\int_0^H \sqrt{e} dz} \quad (4.30)$$

em que κ é a constante de *Von Karman* e z_0 é comprimento de rugosidade (altura na qual a velocidade do vento é zero).

Andre et al. (1978) propuseram um limite superior para l em condições estáveis dada por

$$l \leq 0,75 \left[\frac{2e}{\left(\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)} \right]^{1/2}. \quad (4.31)$$

S_m e S_h , no modelo, são definidas a partir dos gradientes verticais adimensionais para velocidade e temperatura potencial do ar (G_u , G_v e G_h), e constantes obtidas empiricamente expressadas matematicamente por

$$\begin{aligned} S_m = A_1 \{ & 1 - 3C_1 - 3A_2[B_2(1 - 3C_1) - 12A_1C_1 - 3A_2]G_h \} \\ & \div \{ 1 - 3A_2(7A_1 + B_2)G_h + 27A_1A_2^2(4A_1 + B_2)G_h^2 \\ & + 6A_1^2[3A_2(B_2 - 3A_2(B_2 - 3A_2)G_h)]G_m \}, \quad (4.32) \end{aligned}$$

$$S_h = A_2 \frac{1 - 6A_1S_mG_m}{1 - 3A_2(4A_1 + B_2)G_h}, \quad (4.33)$$

onde as expressões matemáticas dos gradientes adimensionais são dadas por

$$G_u = \frac{l}{\sqrt{2e}} \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (4.34)$$

$$G_v = \frac{l}{\sqrt{2e}} \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (4.35)$$

$$G_m = G_v^2 + G_u^2, \quad (4.36)$$

$$G_h = -\frac{g}{s} \theta \frac{l^2}{2e} \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (4.37)$$

e ainda, as constantes empíricas são (MELLOR; YAMADA, 1982; WALKO; TREMBACK,

2006)

$$\{A_1; A_2; B_1; B_2; C_1; S_e; a_e\} = \left\{0,92; 0,74; 16,6; 10,1; 0,08; 0,20; 0,2^{2/3}/16,6\right\}. \quad (4.38)$$

4.3.2 Parametrização de *cumulus*

Na tentativa de sempre alcançar a estabilidade, a atmosfera, ao sofrer convergência de umidade e calor em baixos níveis pelas forçantes de grande escala, tende a “produzir” um mecanismo (convecção) para esfriar e secar o ambiente, visando acabar, ou pelo menos diminuir esta instabilidade, contudo este processo é demasiadamente complexo.

O maior desafio encontrado na modelagem de mesoescala é a representação da convecção em modelos atmosféricos (GRELL; DÉVÉNYI, 2002). Vários esquemas de parametrização de *cumulus* (formados por convecção) foram elaborados e avaliados (ARAKAWA; SCHUBERT, 1974; KUO, 1974; FRITSCH; CHAPPELL, 1980; GRELL, 1993), porém sempre encontrando inúmeras dificuldades devido à lacunas no conhecimento sobre as várias formas de convecção, variações sazonais e ambientais que nem sempre são levadas em conta. Além disso, quase todos os esquemas assumem a convecção como um processo de subgrade, onde em uma mesma coluna (15 km de espaçamento) estão inseridos ascendentes, descendentes e subsidência compensatória. Para alguns tipos de convecção, o núcleo do ascendente pode não ser contido na coluna de grade, onde muita informação sobre o mesmo não será resolvida. Mesmo com todos esses problemas, parametrizações de *cumulus* ainda devem ser utilizadas em muitas simulações atmosféricas (WALKO; TREMBACK, 2006).

Nas simulações, os dois esquemas implementados no RAMS foram testados: o esquema baseado em Kuo (1974) e o esquema baseado de Kain-Fritsch (FRITSCH; CHAPPELL, 1980; KAIN; FRITSCH, 1990). A seguir será descrito o esquema de Kuo, padrão do modelo, e comentar-se-á brevemente sobre o esquema de Kain-Fritsch.

Parametrização do tipo Kuo

A parametrização do tipo Kuo utilizado no RAMS é uma forma generalizada da forma de Kuo (1974), descrita por Molinari (1985). Ele é um esquema que está sempre em equilíbrio, onde a ação convectiva consome a instabilidade que é produzida pelas forçantes de larga escala. Segundo Walko e Tremback (2001), os termos nas equações termodinâmicas e de

umidade devido à convecção úmida são dados por

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_{conv} = L(1-b)\pi^{-1}I \frac{Q_1}{\int_{z_g}^{z_{ct}} Q_1 dz}, \quad (4.39)$$

$$\left(\frac{\partial r_T}{\partial t}\right)_{conv} = bI \frac{Q_2}{\int_{z_g}^{z_{ct}} Q_2 dz}, \quad (4.40)$$

onde I é a razão em que a umidade é dada para uma coluna de grade na escala resolvível do modelo, b é definido como a fração de I que é utilizada para aumentar a umidade da coluna, L é o calor latente de vaporização e z_{ct} e z_g são os níveis topo da nuvem e do solo, respectivamente. Dessa forma, o restante da umidade se precipita e seu calor latente aquece a coluna de grade. Q_1 e Q_2 são os perfis verticais de aquecimento e umedecimento, respectivamente.

Q_1 é estimado da diferença entre a temperatura potencial do ambiente e a temperatura potencial convectiva. Para Q_2 , duas regiões de tendência de umidade são definidas, uma seca na razão I e outra na região da “bigorna” é umedecida por uma razão bI , com um perfil de umedecimento constante de 2/3 da altura entre o nível da fonte convectiva e o topo da nuvem.

A convecção é ativada se os seguintes tópicos forem satisfeitos (LIMA, 2004): (i) se existe um abastecimento de umidade em escala resolvível pelo modelo; (ii) a coluna de grade é condicionalmente instável e o topo das nuvens está acima de 650 mb; (iii) se existe movimento ascendente na base da nuvem; (iv) umidade relativa exceder o valor de 80% para um nível abaixo da nuvem.

Parametrização de Kain-Fritsch

O esquema baseado em Fritsch e Chappell (1980) e em Kain e Fritsch (1990) consiste na convecção que ocorrerá em função do consumo da CAPE (do inglês *Convective Available Potential Energy*), no qual a tradução livre é energia potencial disponível para convecção. A CAPE disponível do ambiente poderá ser toda utilizada por uma parcela dentro de uma coluna de grade, utilizando a técnica convectiva e um modelo de nuvens. O esquema consome a energia disponível em uma pequena fração do tempo em que ele necessitou para ser gerado pela grande escala (FRITSCH; CHAPPELL; HOXIT, 1976). As nuvens são representadas por plumas de descendentes e ascendentes entranhadas por umidade, onde a fração que evaporou do ascendente e/ou descendente úmido é determinada a partir de uma relação empírica entre o cisalhamento vertical e eficiência de precipitação.

4.3.3 Parametrização de microfísica

Os processos microfísicos são parametrizados no RAMS seguindo um esquema de resolução explícita, onde se incluiu o espectro de tamanho de uma função *gama* generalizada, categorias de hidrometeoros de fase mista gelo-líquido, além de disponibilizar opções de utilização de um e dois momentos distribuição (WALKO et al., 1995).

A água é classificada em oito formas: vapor, água de nuvem, água de chuva, *pristine* (gelo jovem), agregados, neve, graupel (saraiva) e granizo. Diferentemente das outras categorias de hidrometeoros, as gotículas de água de nuvem são consideradas pequenas demais para precipitar. Graupel e granizo tem fase mista, onde o último é mais denso, podendo assim conter mais líquido que o primeiro.

Os cálculos para a razão de mistura r , exceto para vapor e água de nuvem, no modelo com o primeiro momento segue a expressão abaixo

$$\frac{\partial r}{\partial t} = \text{ADV}(r) + \text{TURB}(r) + \text{SOURCE}(r) + \text{SEDIN}(r), \quad (4.41)$$

onde $r = [r_r, r_p, r_s, r_a, r_g, r_h, r_t]$ representa as razões de mistura da água de chuva, *pristine*, neve, agregados, graupel, granizo e total. Os termos ADV e TURB representam o transporte advectivo e turbulento de r pelas velocidades resolvidas nos pontos de grade e de subgrade do modelo. SOURCE representa os termos fontes e sumidouros das categorias que consistem em todos os tipos de conversão de uma categoria em outra. Com o modelo prognosticando a razão de mistura, o usuário deve inserir valores para o número de concentração dos hidrometeoros N_T , e para o diâmetro de escala distribuição *gama*, D_n , seguindo a expressão

$$r = \frac{N_T}{\rho_a} \alpha_m D_n^{\beta_m} \frac{\Gamma(\nu + \beta_m)}{\Gamma(\nu)}, \quad (4.42)$$

onde α_m , β_m e ν são parâmetros ajustados pelo usuário baseado em dados empíricos (WALKO et al., 1995) e Γ é a função *gama*.

Na opção para dois momentos, onde tanto a razão de mistura e a concentração dos hidrometeoros é prognosticada pelo modelo, exceto água de nuvem, utiliza-se um pré-processamento com valores tabelados para se definir os hábitos dos hidrometeoros formados, dependendo da temperatura e saturação (MEYERS et al., 1997).

4.3.4 Parametrização de radiação

A atual versão do RAMS contem três opções para onda longa e onda curta na parametrização de radiação: os propostos por Mahrer e Pielke (1977), que não consideram o efeito das nuvens, os propostos por Chen e Cotton (1983), que o considera; e o proposto por Harrington (1997), o mais complexo dos três, que considera a água em todas as suas formas: vapor, água de nuvem, água de chuva, pristine, agregados, graupel e granizo. Nas simulações realizadas, utiliza-se apenas o esquema de Harrington, tanto para onda curta como para onda longa.

4.3.5 Parametrização de solo e vegetação

Para representar as trocas de fluxos entre o solo e atmosfera, o RAMS utiliza modelo LEAF-3 (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback*), o qual prognostica a temperatura, umidade, vegetação e como estas interagem com atmosfera (WALKO et al., 2000). Ele representa o balanço de energia e umidade do solo, vegetação, cobertura de neve e superfície cobertas por água. O solo pode ser dividido em vários níveis e já a vegetação em apenas um.

Além de incluir equações prognósticas, o LEAF-3 apresenta equações de balanço de energia e umidade aplicadas à vegetação, ao ar da copa das árvores e cada camada de solo em cada mancha, que é dividido a caixa de grade do modelo. Estas equações são explicitamente resolvidas pelo modelo, e para se conseguir estabilidade numérica requer uma larga capacidade de estocagem da água e calor em cada componente do LEAF (SOUSA; CAMPOS; ROCHA, 2008).

Para se calcular variáveis importantes para a vegetação, tais como albedo, fração coberta por e comprimento de rugosidade, utiliza-se a estimativa do NDVI (sigla em inglês, cuja a tradução livre é Índice de Vegetação por Diferença Normalizada), o qual é baseado em observações de satélite referente ao quanto de cobertura vegetal, sendo definido como a diferença das reflectâncias nas regiões do vermelho e do infravermelho próximo dividida pela somas das mesmas. Maiores valores de NDVI representa vegetação densa, para água os valores são negativos enquanto que rochas e solo expostos apresentam valores quase nulos.

4.4 Métodos de avaliação

Os modelos atmosféricos, por serem uma aplicação de teorias, métodos matemáticos e equações, necessitam passar por alguns testes para validar suas configurações, pois ajustes

feitos em um modelo podem satisfazer determinadas condições em um cenário ou regiões específicas e outras não. É nesse momento que a estatística auxilia na realização destes testes.

Métodos e análises estatísticas são amplamente utilizados para a comparação de dados simulados com dados observados para validar modelos (WEBER; BUCKNER; WEBER, 1982; DE MARIA, 2007; CUNHA, 2008), onde análises quantitativas podem apontar bons resultados. Neste trabalho, supõe-se que os dados observados estão em perfeitas condições e representam fielmente o real.

Dois métodos estatísticos são utilizados neste trabalho e serão descritos nesta seção.

4.4.1 Método estatístico proposto por Pielke

Na verificação da habilidade do modelo em simular as variáveis, utilizou-se três condições sugeridas por Pielke (2002) e Buckley (2004), nas quais se verifica a semelhança entre as séries, avaliando-se a variabilidade da variável analisada e fixando-se limites para os erros com e sem o erro sistemático, doravante chamado de vies estatístico.

Condição 1 ($\sigma_i \simeq \sigma_{obs}$)

Comparam-se os desvios padrões dos dados observado σ_{obs} e simulado σ . Supondo que Ψ_i e Φ_i representem respectivamente as series de dados observados e simulados. $\bar{\Psi}$ e $\bar{\Phi}$ são as médias aritmética das séries dos dados observados e simulados definidas respectivamente por

$$\bar{\Psi} = \frac{\sum_{i=1}^N \Psi_i}{N}, \quad (4.43)$$

$$\bar{\Phi} = \frac{\sum_{i=1}^N \Phi_i}{N}, \quad (4.44)$$

Dessa forma, podem-se escritos os desvios padrões dos dados observado e simulados, respectivamente,

$$\sigma_{obs} = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Psi_i - \bar{\Psi})^2 \right]^{1/2}, \quad (4.45)$$

$$\sigma = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Phi_i - \bar{\Phi})^2 \right]^{1/2}, \quad (4.46)$$

onde N é o número de dados da série.

Dessa forma, pode-se definir a razão dos desvios padrão R_σ dada por

$$R_\sigma = \frac{\sigma}{\sigma_{obs}}, \quad (4.47)$$

dessa forma, R_σ é um número adimensional e sempre positivo, onde valores próximos de 1 indicam uma maior semelhança entre as séries simuladas e observadas.

Condição 2 ($E < \sigma_{obs}$)

Para se evitar erros devido a dispersão dos dados observados, o Erro Quadrático Médio, E , que é dado por

$$E = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Phi_i - \Psi_i)^2 \right]^{1/2}, \quad (4.48)$$

deve ser menor que o desvio padrão das observações, de forma a assegurar uma dispersão semelhante das duas séries (PIELKE, 2002).

Condição 3 ($E_{UB} < \sigma_{obs}$)

Segundo Jolliffe e Stephenson (2003), para se diminuir erros sistemáticos encontrados nos modelos por imperfeições de implementação ou por imprecisões causadas pela discretização do espaço e do tempo, deve-se excluir o viés estatístico, do inglês *bias*. Assim o Erro Quadrático Médio sem o viés, E_{UB} é dado por

$$E_{UB} = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(\Phi_i - \bar{\Phi}) - (\Psi_i - \bar{\Psi})]^2 \right\}^{1/2}, \quad (4.49)$$

onde $\bar{\Phi}$ é a média da série de dados simulados, $\bar{\Psi}$ é a média da série de dados observados e N é o número de dados das séries. Esse deve ser menor que o Desvio Padrão dos dados observados para se garantir uma simulação, segundo Pielke (2002), confiável.

4.4.2 Índice de Correlação de Pearson

Neste trabalho, também utilizou-se, para efeito de avaliação do modelo, o índice de correlação de Pearson, r , o qual mede o grau de correspondências entre as fases do modelo, e por construção, é insensível à erros de viés. Ele é definido por Jolliffe e Stephenson (2003) como

$$r = \frac{\sum (\Phi_i - \bar{\Phi}) (\Psi_i - \bar{\Psi})}{\sqrt{\left[\sum (\Phi_i - \bar{\Phi})^2 \right] \left[\sum (\Psi_i - \bar{\Psi})^2 \right]}}. \quad (4.50)$$

O índice de correlação r assume valores entre -1 e 1, indicando perfeita anticorrelação e perfeita correlação entre as series, respectivamente. Um valor zero representa a ausência de correlação. Dessa forma, r indica ainda a precisão do modelo, onde grandes valores indicam que o modelo apresentou pouca dispersão em torno de um valor central (CUNHA, 2008). Os valores de r podem ser classificados seguindo a Tab. 2.

Tabela 2 – Critérios de interpretação dos índices de correlação de Pearson. Fonte: Devore (2006).

| Correlação | Desempenho |
|-------------|------------|
| > 0,90 | Ótimo |
| 0,89 a 0,70 | Bom |
| 0,69 a 0,40 | Regular |
| 0,39 a 0,20 | Ruim |
| < 0,19 | Péssimo |

O ajuste da configuração do modelo que satisfizer as três condições supracitadas e apresentar o maior índice de correlação, será o utilizado nas avaliações dos Jatos de Baixos Níveis.

4.5 Método estatístico de escores

Weber, Buckner e Weber (1982) afirmam que a utilização de diversas medidas de erro para verificar o índice de desempenho de modelos atmosféricos é um método conjunto e adequado. Nesse sentido, é bastante recomendado adotar estes tipos de métodos na avaliação de modelos atmosféricos.

Na tentativa de avaliar quantitativamente o desempenho dos testes de sensibilidade do modelo para a região do rio Jaguaribe, a partir de seus resultados simulados, adotou-se também um método estatístico proposto por de Maria, Costa e Sombra (2008), que será chamado daqui por diante no texto de método de escores. Esse método leva em consideração várias medidas de erros e uma atribuição de escores a cada uma.

Os índices estatísticos que configuram o método em questão foram selecionados pelos autores no sentido de visar a melhor aplicabilidade e limitações de cada medida (DE MARIA, 2007). Esses índices estão apresentados na Tab. 3, com a formulação matemática, juntamente com os escores atribuídos a cada um deles de acordo com sua relevância estatística. Aqui considera-se os desvios das séries modeladas (Φ_i) e observadas (Ψ_i) como

$$\Phi_i = \Phi_i - \overline{\Phi_i} \quad (4.51)$$

$$\Psi_i = \Psi_i - \bar{\Psi}_i \quad (4.52)$$

Tabela 3 – Índices estatísticos com seus símbolos e escores correspondentes. Fonte: de Maria, Costa e Sombra (2008).

| Índice | Formulação | Escores |
|-----------------------------------|---|---------|
| Viés estatístico | $b = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Phi_i - \Psi_i)$ | 1 |
| Erro Absoluto Médio | $A = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \Psi_i - \Phi_i $ | 1 |
| Erro Quadrático Médio | $E = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\phi_i - \Psi_i)^2}$ | 1 |
| Razão entre os Desvio Padrão | $R_\sigma = \frac{\sigma_\Phi}{\sigma_\Psi}$ | 1 |
| Erro Absoluto Médio dos Desvios | $A_d = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \Phi_i - \Psi_i $ | 2 |
| Erro Quadrático Médio dos Desvios | $E_d = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Phi_i - \Psi_i)^2}$ | 2 |
| Índice de Concordância | $I_c = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N \Phi_i - \Psi_i ^2}{\sum_{i=1}^N (\Phi_i - \bar{\Psi}_i + \Psi_i - \bar{\Psi}_i)^2}$ | 3 |
| Índice de Correlação | $r = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\Phi_i \Psi_i}{\sigma_\Phi \sigma_\Psi}$ | 4 |

Nesse sentido, a avaliação dos testes de sensibilidade do modelo, com este método, consiste na contagem dos escores obtidos para cada PCD, tomando tanto as duas variáveis analisadas (velocidade e direção do vento) separadamente como essas nos períodos simulados (chuvoso e seco).

Alguns testes podem apresentar a mesma quantidade de escores que outros nas PCD. No método, é adotado como critério de desempate a escolha do teste que se sobressair em um maior número de PCD, onde apenas não mais que dois testes podem empatar. Persistindo o empate um teste será escolhido tomando por base maiores correlações obtidas.

5 SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

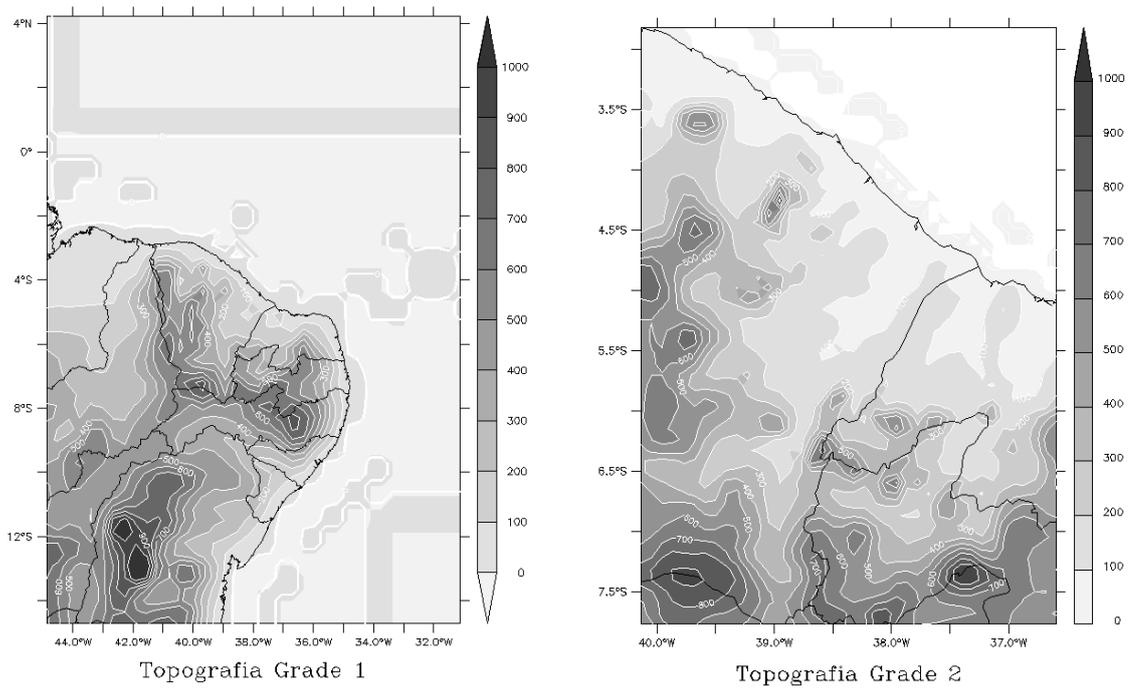
5.1 Caracterização da região

A área de estudo é toda a região compreendida pela bacia do baixo e médio Jaguaribe, a qual ocupa aproximadamente 51,9% da área total do estado, estando compreendida entre as coordenadas 37,5° e 41° de longitude oeste, e 4,5° e 7,75° de latitude Sul.

O rio Jaguaribe tem uma extensão de cerca de 610 km desde suas nascentes ao sudoeste do estado até sua foz no litoral a nordeste. Seu período crítico e de menor propriedade hídrica, devido à estiagem, ocorre entre os meses de julho a novembro, com poucas mudanças onde a pluviosidade máxima e mínima anuais alcançam 1270 mm e 440 mm, respectivamente (GATTO, 1999).

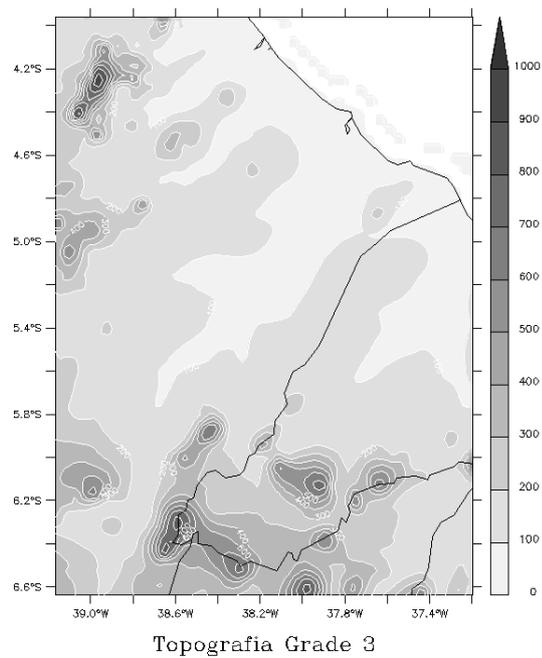
Áreas planas ocorrem por toda a bacia, porém isoladas entre si. A vegetação é, quase em sua totalidade, do tipo Savana Estépica (Caatinga), dominada pelo clima semi-árido e o clima sub-úmido a semi-árido. As médias elevadas de temperatura oscilam entre 24 a 28 °C devido à grande evapotranspiração potencial durante 8 a 12 meses por ano (GATTO, 1999).

Na tentativa de melhor resolução e melhor representatividade sobre a bacia do rio Jaguaribe, utilizou-se três grades aninhadas e centradas no mesmo ponto, no centro da bacia. A grade 1 possui 40 x 40 km de espaçamento horizontal e compreende quase todo o Nordeste e uma faixa litorânea do Oceano Atlântico. A grade 2 foi configurada com uma resolução de 10 x 10 km, abrangendo, toda parte leste do estado, juntamente com o oeste do Rio Grande do Norte e da Paraíba. Com 2,5 x 2,5 km de resolução horizontal, a grade 3 compreende toda bacia do rio. Nas Figs. 13(a), 13(b) e 13(c) observa-se a topografia da região e como as grades ficaram dispostas. Nelas, não é mostrado o rio, entretanto na porção leste do estado observa onde o vale do rio Jaguaribe fica, onde o mesmo está bem definido pela topografia.



(a)

(b)



(c)

Figura 13 – Topografia resolvida pelo modelo com (a) 40 km de espaçamento, (b) 10 km de espaçamento e (c) 2,5 km de espaçamento de grade.

5.2 Período do estudo

Em todas as simulações, utilizou-se a escala de tempo UTC (Coordenada de Tempo Universal) devido à esta ser amplamente utilizada na comunidade científica e adotada pelo modelo ora utilizado. Dessa forma, neste trabalho será usada esta escala de tempo nos resultados, figuras e tabelas referentes ao modelo atmosférico RAMS.

Nas simulações realizadas, avaliou-se o modelo para dois cenários distintos, um chuvoso e outro sem precipitação. Historicamente, a quadra chuvosa predominante no Ceará compreende os meses de fevereiro a maio, sendo o restante do ano o período seco. Dessa forma, as simulações dos testes de sensibilidades para o período chuvoso tiveram início no dia 19/02/05 às 0000 UTC e término no dia 01/05/05 às 0000 UTC.

Para o período seco, a fim de se analisar também as ocorrências do vento Aracati, as simulações tiveram início no dia 20/09/05 às 0000 UTC e término no dia 01/12/05 às 0000 UTC. Contudo, para os períodos supracitados, não leva-se em conta os 10 primeiros dias iniciais, deixando esse transiente para o ajuste do modelo.

5.3 Configurações das grades

Na tentativa de encontrar a melhor configuração dos parâmetros do modelo para se representar as variáveis atmosféricas sobre a bacia do rio Jaguaribe, elaboraram-se testes que consistiam na permutação dentre as opções pelo modelo oferecidas, a saber, *nudging* central, parametrização de convecção e sua atualização, parametrização de turbulência, atualização da parametrização de radiação. Nas próximas seções serão descritos os ajustes em comum à todas as simulações, nomenclatura adotadas para as mesmas e como as escolhas dos parâmetros testados foram realizadas.

5.4 Ajustes em comum

Alguns parâmetros e ajustes foram tomados constantes ao longo de todas as simulações realizadas, estes serão discutidos abaixo. Essas configurações bem como os ajustes da simulação controle foram retiradas do trabalho de Camelo (2007), o qual conseguiu representar satisfatoriamente o vento Aracati.

5.4.1 Estrutura das grades

Como discutido na Seção 5.1, utiliza-se 3 grades aninhadas e centradas no mesmo ponto, onde todas têm projeção estereográfica polar. As opções das grades, número de pontos na horizontal e na vertical, espaçamento de grade e outros parâmetros referentes as grades do modelo são resumidos na Tab. 4.

Tabela 4 – Ajustes dos parâmetros das grades do modelo.

| Parâmetro | Grade 1 | Grade 2 | Grade 3 |
|-----------------------------|----------------|----------------|----------------|
| Espaçamento em x | 40 km | 10 km | 2,5 km |
| Espaçamento em y | 40 km | 10 km | 2,5 km |
| Pontos de grade x | 48 | 50 | 98 |
| Pontos de grade y | 64 | 66 | 134 |
| Espaçamento inicial em z | 20 m | 20 m | 20 m |
| Níveis verticais | 55 | 55 | 55 |
| Razão de alargamento em z | 1,1 | 1,1 | 1,1 |
| Espaçamento em z máximo | 1000m | 1000m | 1000m |

5.4.2 Opções de *nudging*

O *nudging* nas fronteiras laterais foi ativado utilizando 5 pontos de grade, nos quais se construirá um perfil parabólico da escala de tempo, assumindo 1200 s como constante em toda a simulação. A fim de excluir a possibilidade da reflexão de ondas de gravidade no topo do modelo, o *nudging* na parte superior do domínio se inicia na altura de aproximadamente 22,5 km e se estende até 19 km, com escala de tempo de 43200 s (12 horas).

5.4.3 Microfísica e solo

A parametrização de microfísica utilizada (WALKO et al., 1995; MEYERS et al., 1997) foi a de nível 3, onde a água é considerada em termos de advecção, difusão e fluxo superficial, em todas as suas formas. Para a caracterização de superfície os fluxos superficiais e a interação com o solo, resolvidos com o sub-modelo LEAF-3 (WALKO et al., 2000) em onze camadas.

5.4.4 Radiação, TSM e NDVI

Em todas simulações foi utilizado a parametrização proposta por Harrington (1997) tanto para onda longa como onda curta, atualizações do Índice Normalizado de Cobertura Vegetal (NDVI) e da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) foram utilizados em todas as simulações.

5.5 Configurações do modelo avaliadas

Nos testes de sensibilidade, configura-se 6 diferentes simulações a partir dos ajustes feitos por Camelo (2007), devido ao mesmo ter conseguido obter uma representação satisfatória do vento Aracati. Esta simulação é chamada de simulação controle, conforme a Tab. 5. Nos testes é permutado apenas uma opção avaliada em relação à controle.

Tabela 5 – Ajustes da simulação controle.

| Simulação controle | |
|-------------------------------|---------------|
| <i>Nudging</i> Central | 21600 s |
| Parametrização de Convecção | Kuo |
| Parametrização de Turbulência | Mellor-Yamada |
| Atualização de Radiação | 600 s |
| Atualização de Convecção | 1200 s |

No teste_2 (cf. ajustes na Tab. 6), avalia-se a influência da assimilação de dados no centro do domínio nas simulações, tentando assim, averiguar se a ausência do *nudging* pode trazer melhores resultados por não tendenciar os campos meteorológicos, como observado por Cunha (2008).

Tabela 6 – Ajustes da simulação teste_2.

| Simulação teste_2 | |
|-------------------------------|------------------|
| <i>Nudging</i> Central | Desligado |
| Parametrização de Convecção | Kuo |
| Parametrização de Turbulência | Mellor-Yamada |
| Atualização de Radiação | 600 s |
| Atualização de Convecção | 1200 s |

Para avaliar se a parametrização de convecção proposta por Kain-Fritsch tem melhor desempenho daquela utilizada na simulação controle, devido à mesma ser baseada em uma suposição mais física para o movimento convectivo, a qual depende do fluxo de massa na base das nuvens, configura-se o teste_3 como mostrado na Tab. 7.

Tabela 7 – Ajustes da simulação teste_3.

| Simulação teste_3 | |
|------------------------------------|---------------------|
| <i>Nudging</i> central | 21600 s |
| Parametrização de Convecção | Kain-Fritsch |
| Parametrização de Turbulência | Mellor-Yamada |
| Atualização de Radiação | 600 s |
| Atualização de Convecção | 1200 s |

No teste_4, o tratamento dos efeitos de sub-grade definidos pela parametrização de turbulência proposta por Smagorinsky é utilizada ao invés do proposto por Mellor e Yamada (Tab. 8).

Tabela 8 – Ajustes da simulação teste_4.

| Simulação teste_4 | |
|--------------------------------------|--------------------|
| <i>Nudging</i> central | 21600 s |
| Parametrização de Convecção | Kuo |
| Parametrização de Turbulência | Smagorinsky |
| Atualização de Radiação | 600 s |
| Atualização de Convecção | 1200 s |

Para avaliar os efeitos da radiação, no sentido de como a frequência de atualização do código influenciam nos resultados do modelo, no teste_5 a escala de tempo de atualização da radiação é dobrada em relação à utilizada na simulação controle, como mostrada na Tab. 9.

Tabela 9 – Ajustes da simulação teste_5.

| Simulação teste_5 | |
|--------------------------------|---------------|
| <i>Nudging</i> central | 21600 s |
| Parametrização de Convecção | Kuo |
| Parametrização de Turbulência | Mellor-Yamada |
| Atualização de Radiação | 1200 s |
| Atualização de Convecção | 1200 s |

Por fim, no teste_6, avalia-se o efeito do aumento da escala de tempo da atualização de convecção, permuta-se o valor utilizado na simulação controle para máximo valor sugerido pelo desenvolvedor do modelo (Tab. 10).

Tabela 10 – Ajustes da simulação teste_6.

| Simulação teste_6 | |
|---------------------------------|---------------|
| <i>Nudging</i> central | 21600 s |
| Parametrização de Convecção | Kuo |
| Parametrização de Turbulência | Mellor-Yamada |
| Atualização de Radiação | 600 s |
| Atualização de Convecção | 1800 s |

5.6 Dados das PCD

Os dados provenientes das Plataformas de Coleta de Dados (PCD) da FUNCEME consistem em médias horárias em que as medidas são feitas a cada 10 minutos, as quais são calculadas e gravadas no final da respectiva hora. As PCD estão a um nível de 10 m de altura e disponibilizam dados de temperatura, velocidade e direção do vento, umidade, radiação, pressão, dentre outros.

Para os testes de sensibilidade realizados, utilizaram-se os dados de velocidade e direção do vento para se efetuar uma comparação com os resultados do modelo, juntamente com a análise estatística dos mesmos. Escolheu-se 6 PCD (Acopiara, Icapuí, Jaguaruana, Lavras da Mangabeira, Morada Nova e Icó) com os critérios de proximidade com a bacia do rio Jaguaribe e com dados válidos dentro do período da simulação, tanto no período chuvoso como no período seco. As coordenadas geográficas e altitude das PCD escolhidas são mostradas na Tab. 11.

Tabela 11 – Coordenadas geográficas das PCD utilizadas no testes de sensibilidade.

| PCD | Latitude | Longitude | Altitude |
|----------------------|-----------------|------------------|-----------------|
| Acopiara | S06°52'35" | W039°12'36" | 317,07 m |
| Icapuí | S04°43'56" | W037°18'21" | 5,45 m |
| Icó | S06°25'28" | W038°55'22" | 153,78 m |
| Jaguaruana | S04°50'41" | W037°50'41" | 12,75 m |
| Lavras da Mangabeira | S06°53'20" | W039°50'06" | 239,49 m |
| Morada Nova | S05°08'10" | W038°21'23" | 53,36 m |

A Fig. 14 apresenta as posições das PCD sobre a grade 2 do modelo, onde foi adicionado a PCD de Itaiçaba, devido à mesma participar nas análises dos JBN, mostrado no Cap. 7.

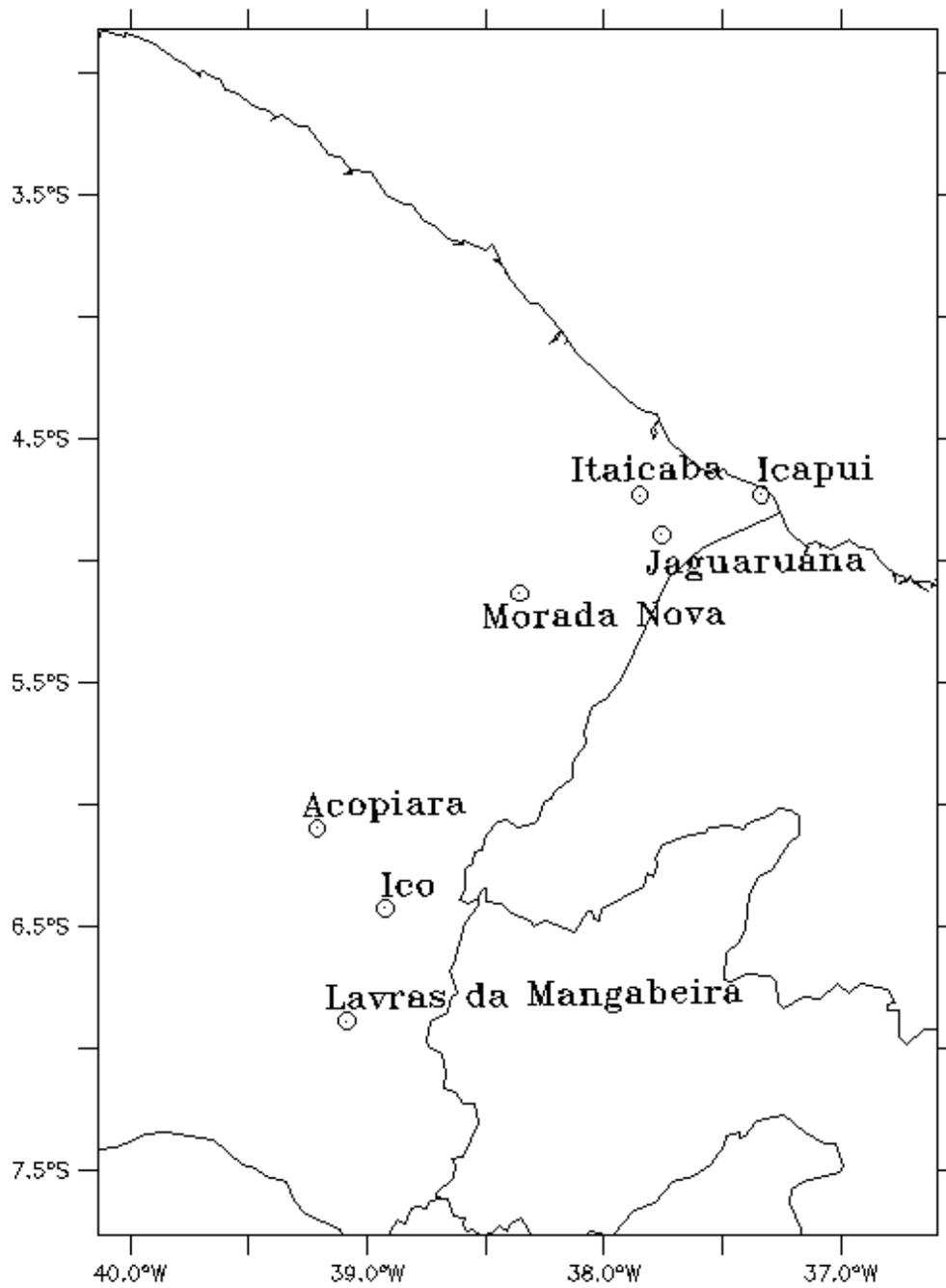


Figura 14 – PCD utilizadas nos testes de sensibilidade e na análise dos JBN. A figura foi tirada com a resolução da grade 2 do modelo.

6 AVALIAÇÃO DO MODELO

Neste capítulo, é apresentado a avaliação do modelo, os quais consistem nos resultados dos testes de sensibilidade sobre a região da bacia do rio Jaguaribe. Eles são tratados separadamente, provenientes tanto das comparações da velocidade, como também da direção do vento, entre os dados simulados e observados. Além disso, são considerados dois períodos: “chuvoso” e “seco”. A escolha da configuração dos parâmetros a serem utilizados nas simulações dos JBN, baseada na avaliação do modelo, é discutido no final do capítulo.

6.1 Considerações iniciais

Os testes de sensibilidade foram realizados com os resultados da grade 2 do RAMS, com a finalidade de se averiguar a sensibilidade das parametrizações de convecção e de turbulência, juntamente com as opções de *nudging* e a escala de tempo de atualização das parametrizações citadas, sobre a região da bacia do rio Jaguaribe.

Investigou-se as opções escolhidas em dois períodos distintos, um dentro da quadra chuvosa do Ceará, compreendendo os meses de março e abril (chuvosos), e outro no período de estiagem, meses de outubro e novembro (seco). Nos testes, comparam-se as séries oriundas da saída do modelo com dados observados das PCD da FUNCEME, cujas localização estão dispostas na Tab. 11.

A configuração de parâmetros (ajustes) apresentada na Tab. 8, quando implementada no modelo, gerou problemas nas simulações devido à parametrização de Smagorinsky (1963) para turbulência. Isso porque quando ela é utilizada concomitante com a parametrização de radiação, proposta por Harrington (1997), apresenta erro de difusão numérica, podendo estar relacionado a problemas de compilação do modelo.

Nas tabelas ao longo deste capítulo, onde os resultados dos testes estão dispostos, é considerado a seguinte legenda: OK = condição estatística satisfeita; REP = condição estatística reprovada.

6.2 Resultados: método de Pielke

6.2.1 Período “chuvoso”

Velocidade do vento

Os resultados dos testes estão apresentados nas Tabs. 12, 13, 14, 15, 16 e 17, para as PCD de Acopiara, Icapuí, Icó, Jaguaruana, Lavras da Mangabeira e Morada Nova, respectivamente, dispostas em ordem alfabética.

De uma maneira geral, observam-se baixas correlações para a maioria dos testes realizados, com a maioria das condições estatísticas reprovadas. Algumas PCD, como Icapuí e Icó (Tabs. 13 e 14), não chegaram sequer a apresentar uma correlação acima de 0,40 (regular) em nenhum dos testes.

Os piores índices de correlação foram obtidos no teste onde o *nudging* do centro do domínio foi desligado (teste_2). As PCD de Acopiara, Icó, Lavras da Mangabeira e Morada Nova (cf. Tabs. 12, 14, 16 e 17) apresentaram índices de correlação de Pearson considerados ruins. Desse resultado, percebe-se a importância da assimilação de dados de grande escala para este período nos testes. Mesmo sendo com uma escala de tempo de 6 horas, o efeito é considerável.

Dentre todos os testes desse período, apenas o teste_6 para a PCD de Acopiara satisfaz as três condições estatísticas impostas, obtendo uma correlação de 0,6254, ou seja, um índice regular dentro da interpretação assumida (Tab. 12). O aumento da escala de tempo de atualização da parametrização de convecção utilizada (Kuo) na grade 1, acarreta uma pequena melhora em relação aos demais testes, indicando que o prolongamento da ação convectiva, para consumir a instabilidade, melhor se ajusta às forçantes sobre a região da bacia do rio Jaguaribe.

A PCD de Acopiara também apresentou as condições 2 e 3, relativas aos erros com e sem viés, satisfeitas para todos os testes, mostrando que nessa PCD o modelo reproduziu de forma satisfatória a dispersão dos dados.

Tabela 12 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Acopiara, no período “chuvoso”, para a variável velocidade do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 1ª Condição | REP | REP | REP | REP | OK |
| 2ª Condição | OK | OK | OK | OK | OK |
| 3ª Condição | OK | OK | OK | OK | OK |
| Correlação | 0,4716 | 0,1796 | 0,5378 | 0,4764 | 0,6254 |

Tabela 13 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icapuí, no período “chuvoso”, para a variável velocidade do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,3198 | 0,2316 | 0,3531 | 0,3082 | 0,3149 |

Tabela 14 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icó, no período “chuvoso”, para a variável velocidade do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | OK | OK | REP | OK | OK |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,2385 | 0,0131 | 0,1949 | 0,2413 | 0,2317 |

Tabela 15 – Condições estatísticas e índices de Correlação da PCD de Jaguaruana, no período “chuvoso”, para a variável velocidade do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | OK | OK | OK | OK | OK |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,4711 | 0,4674 | 0,4850 | 0,4746 | 0,3859 |

Tabela 16 – Condições estatísticas e índices de Correlação da PCD de Lavras da Mangabeira, no período “chuvoso”, para a variável velocidade do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,3401 | 0,3001 | 0,4079 | 0,3212 | 0,3878 |

Tabela 17 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Morada Nova, no período “chuvoso”, para a variável de velocidade do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,4824 | 0,3852 | 0,4712 | 0,5053 | 0,4128 |

Direção do vento

Nenhum teste conseguiu satisfazer todas as condições propostas por Pielke (2002), conforme pode-se verificar nas Tabs. 18, 19, 20, 21, 22 e 23.

No entanto, a condição 1 foi satisfeita em 4 das 6 PCD: Acopiara (teste_1, teste_2, teste_5 e teste_6), Icapuí (teste_1, teste_3, teste_5 e teste_6), Icó (teste_1, teste_5 e teste_6) e Jaguaruana (teste_1, teste_3 e teste_5), conforme mostrado nas Tab. 18, 19, 20 e 21. A condição 1, conforme citado na seção 4.4.1, avalia a dispersão dos dados simulados em relação aos das PCD. Nesse sentido, de um modo geral, os ajustes teste_1, teste_5 e teste_6 apresentaram dispersão entre os dados simulados e observados na mesma ordem de grandeza.

A análise dos índices de correlação mostra um regular desempenho do modelo em duas PCD: Icapuí e Jaguaruana (cf. Tab. 19 e 21). Na primeira PCD, a simulação teste_3, que utiliza a parametrização de Kain-Fritsch para a convecção, obteve a correlação de 0,5092; na segunda, a mesma configuração obteve 0,4246, sendo as melhores observadas. Por outro lado, as outras PCD apresentam valores de índices de correlação de ruim a péssimo.

Tabela 18 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Acopiara, no período “chuvoso”, para a variável direção do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 1ª Condição | OK | OK | REP | OK | OK |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,0334 | 0,1222 | 0,1149 | 0,0253 | 0,0539 |

Tabela 19 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icapuí, no período “chuvoso”, para a variável direção do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 1ª Condição | OK | REP | OK | OK | OK |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,4970 | 0,3249 | 0,5092 | 0,4800 | 0,4584 |

Tabela 20 – Condições Estatísticas e índices de correlação da PCD de Icó, no período “chuvoso”, para a variável direção do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | OK | REP | REP | OK | OK |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,0389 | 0,0403 | 0,0895 | 0,0171 | 0,0391 |

Tabela 21 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Jaguaruana, no período “chuvoso”, para a variável direção do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | OK | REP | OK | OK | REP |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,3469 | 0,2267 | 0,4246 | 0,3698 | 0,3970 |

Tabela 22 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Lavras da Mangabeira, no período “chuvoso”, para a variável direção do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,1767 | 0,0975 | 0,1969 | 0,1447 | 0,1766 |

Tabela 23 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Morada Nova, no período “chuvoso”, para a variável direção do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | OK | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,2108 | 0,1792 | 0,1361 | 0,0929 | 0,1039 |

6.2.2 Período “seco”

Velocidade do vento

De uma maneira geral, os testes indicam um desempenho regular do modelo no tocante ao índice de correlação de Pearson, conforme mostrado nas Tabs. 24, 25, 26, 27, 28 e 29.

Contudo, apenas na PCD de Jaguaruana (cf. Tab. 27) foi obtido conceito satisfatório em todas as condições estatísticas, em três simulações (*controle*, *teste_3* e *teste_6*), como mostrado na Tab. 27. Nessa PCD foram observados os maiores índices de correlação dentre todas as PCD analisadas, apresentando valores em torno de 0,6, considerados ainda regulares, de acordo com a Tab. 2, na pág. 69. O maior deles foi de 0,6296, utilizando o ajuste *teste_6*, que utiliza um maior tempo de atualização da convecção (1800 s).

A simulação *teste_2*, onde o *nudging* central foi desligado, foi a que obteve as melhores correlações em relação aos demais testes, à exceção da PCD de Jaguarana, na qual ela se observou o menor valor. As correlações da *teste_2* foram, inclusive, maiores dos que os valores obtidos nos testes equivalentes feitos para o período “chuvoso”. Esses resultados revelam o melhor desempenho do modelo no cenário “seco” em relação àquele compreendido pela quadra chuvosa do Estado, para a região da bacia do rio Jaguaribe.

Uma explicação para esse comportamento pode ser a atualização dos campos meteorológicos feita pela assimilação (*nudging*) dos dados de *Reanalysis*, que demonstra ser mais efetiva nos testes feitos no período “seco” do que aqueles realizados no período “chuvoso”. Isso pode estar relacionado ao fato dos processos dinâmicos (advecção, fluxos de superfície) calculados pelo modelo no período com precipitação serem afetados por efeitos de menor escala, onde o dados assimilados (grande escala) teriam pouca, ou nenhuma influência, como por exemplo, o transporte turbulento e trocas de calor sensível e latente com a superfície.

Tabela 24 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Acopiara, no período “seco”, para a variável velocidade do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 1ª Condição | OK | OK | OK | OK | OK |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,3258 | 0,4330 | 0,3136 | 0,3284 | 0,3254 |

Tabela 25 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icapuí, no período “seco”, para a variável velocidade do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | OK | OK | OK | OK | OK |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,4703 | 0,5114 | 0,4648 | 0,4663 | 0,4713 |

Tabela 26 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icó, no período “seco”, para a variável velocidade do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,2912 | 0,3937 | 0,2815 | 0,2955 | 0,2954 |

Tabela 27 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Jaguaruana, no período “seco”, para a variável velocidade do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | OK | OK | OK | OK | OK |
| 2ª Condição | OK | REP | OK | REP | OK |
| 3ª Condição | OK | OK | OK | OK | OK |
| Correlação | 0,6002 | 0,5628 | 0,6022 | 0,6181 | 0,6296 |

Tabela 28 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Lavras da Mangabeira, no período “seco”, para a variável velocidade do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | OK | OK | OK | OK | OK |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,2743 | 0,2999 | 0,2671 | 0,2851 | 0,2749 |

Tabela 29 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Morada Nova, no período “seco”, para a variável velocidade do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | OK | REP | OK | OK | OK |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,4650 | 0,4787 | 0,4755 | 0,4851 | 0,4664 |

Direção do vento

Os resultados dos testes para a variável direção do vento, no período seco, estão disponíveis nas Tabs. 30, 31, 32, 33, 34 e 35.

As três condições estatísticas foram satisfeitas nas PCD de Acopiara (*teste_3*), Icapuí (*teste_5*) e Jaguaruana (*controle*, *teste_5* e *teste_6*), como se pode observar nas Tabs. 30, 31 e 33. Entretanto, nas PCD de Lavras da Mangabeira e Morada Nova, nenhuma condição estatística foi satisfeita, conforme as Tabs. 34 e 35. Por fim, na PCD de Icó apenas *teste_2* e *teste_3* satisfizeram a condição 1.

Esses resultados mostram que a escolha da parametrização de Kain-Fritsch no lugar daquela usada na simulação controle, tipo Kuo, teve um melhor desempenho para a PCD de Acopiara, onde as três condições impostas foram satisfeitas. A simulação *teste_5* satisfaz as condições impostas em duas PCD, Icapuí e Jaguaruana, mostrando ter bom desempenho. O aumento da escala de tempo da atualização da parametrização de radiação em relação à simulação controle, indicada pelo ajuste da *teste_5*, mostrou-se um pouco melhor que a última, sugerindo que a frequência de chamada do algoritmo pode ser diminuída devido à baixa taxa de formação de nuvens nesse período.

Neste período simulado — outubro e novembro de 2005 — foram obtidos os maiores índices de correlação dentre todos os testes para a direção do vento. Na PCD de Icapuí (Tab. 31), foi obtido um índice de correlação de 0,8478 com o ajuste *teste_5*. Na de Jaguaruana (Tab. 33), foi alcançado uma correlação de 0,7976 com o mesmo ajuste. Em ambas, os índices são considerados bons, de acordo com a Tab. 2, na pág. 69. Por outro lado, no restante das PCD, os índices estão entre ruim e péssimo.

Tabela 30 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Acopiara, no período “seco”, para a variável direção do vento.

| Condições Estatísticas | <i>teste_1</i> | <i>teste_2</i> | <i>teste_3</i> | <i>teste_5</i> | <i>teste_6</i> |
|------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | REP | REP | OK | REP | REP |
| 2ª Condição | REP | REP | OK | REP | REP |
| 3ª Condição | OK | REP | OK | REP | REP |
| Correlação | 0,3334 | 0,2638 | 0,4713 | 0,3232 | 0,3219 |

Tabela 31 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icapuí, no período “seco”, para a variável direção do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | REP | REP | REP | OK | REP |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | OK | REP |
| 3ª Condição | OK | OK | OK | OK | OK |
| Correlação | 0,8405 | 0,8172 | 0,8350 | 0,8478 | 0,8404 |

Tabela 32 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Icó, no período “seco”, para a variável direção do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | REP | OK | OK | REP | REP |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,2858 | 0,1213 | 0,3223 | 0,2922 | 0,2858 |

Tabela 33 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Jaguaruana, no período “seco”, para a variável direção do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | OK | REP | REP | OK | OK |
| 2ª Condição | OK | OK | OK | OK | OK |
| 3ª Condição | OK | OK | OK | OK | OK |
| Correlação | 0,7923 | 0,7546 | 0,7742 | 0,7976 | 0,7899 |

Tabela 34 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Lavras da Mangabeira, no período “seco”, para a variável direção do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,1874 | 0,0355 | 0,1992 | 0,2026 | 0,1929 |

Tabela 35 – Condições estatísticas e índices de correlação da PCD de Morada Nova, no período “seco”, para a variável direção do vento.

| Condições Estatísticas | teste_1 | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|-------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 2ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| 3ª Condição | REP | REP | REP | REP | REP |
| Correlação | 0,1472 | 0,1613 | 0,1353 | 0,1658 | 0,1468 |

6.2.3 Melhor ajuste

A Tabs. 36 e 37 mostram uma síntese dos testes que satisfizeram as condições estatísticas impostas, juntamente com seus respectivos índices de correlação para o período de março/abril “chuvoso” e outubro/novembro “seco”, respectivamente.

Tabela 36 – Tabela contendo o teste, PCD e a variável do ajuste, dentro dos testes de sensibilidade, no período “chuvoso” que conseguiu satisfazer todas as condições estatísticas impostas, bem como a correlação obtida.

| PCD | Variável | Ajuste | Correlação |
|----------|------------|---------|------------|
| Acopiara | velocidade | teste_6 | 0,6254 |

Tabela 37 – Tabela contendo os testes, PCD e a variáveis analisadas dentro dos testes de sensibilidade para o período “seco” que conseguiram satisfazer todas as condições estatísticas impostas, bem como a correlação obtida em cada uma.

| PCD | Variável | Ajuste | Correlação |
|------------|------------|----------|------------|
| Jaguaruana | velocidade | controle | 0,6002 |
| Jaguaruana | velocidade | teste_3 | 0,5922 |
| Jaguaruana | velocidade | teste_6 | 0,6233 |
| Acopiara | direção | teste_3 | 0,4713 |
| Icapuí | direção | teste_5 | 0,8494 |
| Jaguaruana | direção | controle | 0,7823 |
| Jaguaruana | direção | teste_5 | 0,7976 |
| Jaguaruana | direção | teste_6 | 0,7799 |

A primeira tabela provê apenas um indicativo que a simulação teste_6 se comporta como a melhor opção para o período “chuvoso”. Já na segunda, observa-se que uma das três simulações (teste_3, teste_5 e teste_6) podem vir a ser a melhor configuração do modelo para o período “seco”.

Verifica-se que as mudanças de alguns parâmetros aumentam o desempenho do modelo em algumas PCD: o aumento da escala de tempo da atualização da parametrização de convecção no período “chuvoso” (teste_6); a utilização da parametrização de convecção proposta por Kain-Fritsch (teste_3) no lugar da utilizada no teste controle, tipo Kuo, no período “seco”; e o aumento da escala de tempo da chamada do algoritmo para atualização da radiação, o qual é representado pela simulação teste_5.

Diante disso, simulações como teste_5 ou teste_3 para o período “seco” e teste_6 para o período “chuvoso” parecem apresentar melhor desempenho que as demais nos respectivos períodos de simulação. Contudo, ainda não se pode afirmar se estas configurações

(ajustes) são de fato, as mais recomendadas devido à simplicidade do método. Nesse sentido, é necessário um método mais robusto e abrangente que o primeiro, como o proposto por de Maria, Costa e Sombra (2008), também chamado de métodos de escores.

6.3 Resultados: método de escores

6.3.1 Período “chuvoso”

Velocidade do vento

A Tab. 38 sintetiza os resultados da análise de escores para cada índice estatístico ponderado (cf. Tab. 3, pág. 70). Nela, observa-se que a simulação `teste_3` obteve melhor desempenho em três PCD: Acopiara; Icapuí; e Lavras da Mangabeira, confirmando o bom desempenho do modelo ao utilizar a parametrização de Kain-Fritsch no período simulado.

A simulação `teste_2` apresentou melhor desempenho na PCD de Jaguaruana, revelando que o desligamento do *nudging* aumenta a destreza do modelo, pelo menos pontualmente. As simulações `teste_5` e `teste_6`, para o método em questão, tiveram melhor desempenho em Morada Nova e Icó, respectivamente.

Tabela 38 – Tabela com escores totais de cada simulação, onde a variável velocidade do vento foi analisada para cada PCD no período “chuvoso”. Além disso, indica-se a quantidade de PCD que uma dada simulação obteve melhor desempenho.

| PCD | controle | test_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|----------------------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Acopiara | 0 | 2 | 11 | 0 | 2 |
| Icapuí | 0 | 3 | 12 | 0 | 0 |
| Icó | 0 | 1 | 0 | 0 | 14 |
| Jaguaruana | 0 | 14 | 1 | 0 | 0 |
| Lavras da Mangabeira | 0 | 3 | 12 | 0 | 0 |
| Morada Nova | 0 | 1 | 0 | 14 | 0 |
| Total de PCD | 0 | 1 | 3 | 1 | 1 |

A Fig. 15 apresenta a série temporal de dados observados e modelados provenientes da simulação `teste_3`, entre os dia 01/04/05 0000 UTC a 15/04/05 0000 UTC, para a PCD de Acopiara, mostrando que o modelo tem destreza em representar as observações na maior parte do intervalo. Contudo, o ciclo diário é bem representado, mostrando os máximos e mínimos relativos nos devidos horários.

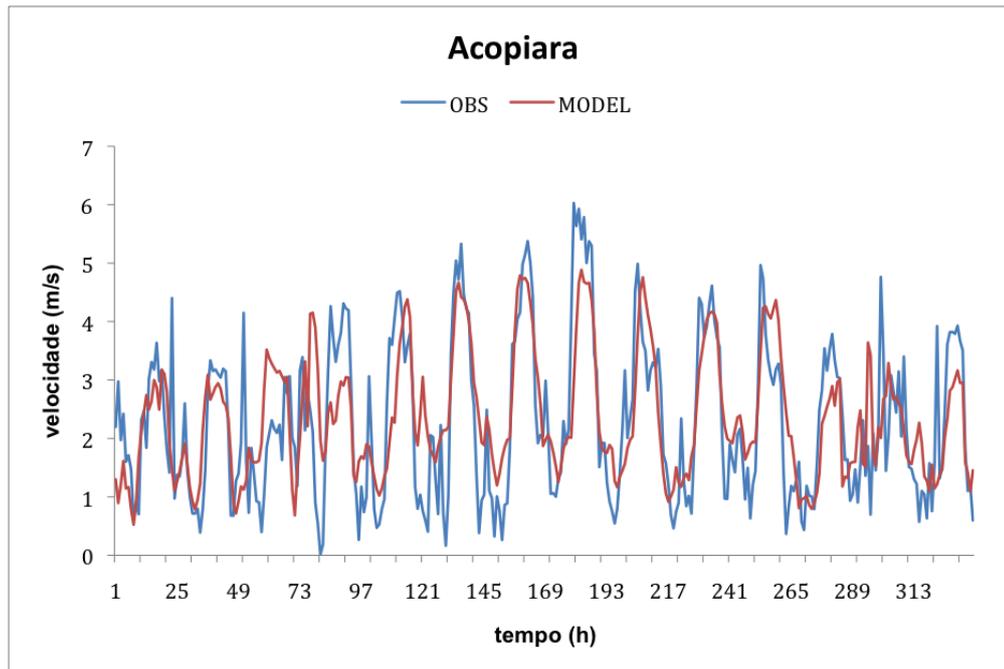


Figura 15 – Séries temporais da velocidade do vento modelada provenientes da simulação teste_3 e de dados observados da PCD de Acopiara, para o período de 01/04/05 0000 UTC a 15/04/05 0000 UTC.

Direção do vento

A Tab. 39 mostra os valores dos escores obtidos nos testes para a direção do vento, os quais indicam que a teste_3 se sobressaiu em 4 PCD: Acopiara; Icapuí; Jaguaruana; e Lavras da Mangabeira. Em Icó, a teste_3 somou 6 escores, se aproximando da teste_2, considerada a melhor, tendo somado 8. Isso tudo indica uma satisfatória representação espacial do modelo para esta variável com a configuração da simulação teste_3.

Tabela 39 – Tabela com escores totais de cada simulação, onde a variável direção do vento foi analisada para cada PCD no período “chuvoso”. Além disso, indica-se a quantidade de PCD que uma dada simulação obteve melhor desempenho.

| PCD | controle | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|----------------------|-----------|----------|-----------|----------|----------|
| Acopiara | 0 | 4 | 11 | 0 | 0 |
| Icapuí | 3 | 0 | 10 | 0 | 2 |
| Icó | 1 | 8 | 6 | 0 | 0 |
| Jaguaruana | 0 | 0 | 13 | 2 | 0 |
| Lavras da Mangabeira | 1 | 4 | 10 | 0 | 0 |
| Morada Nova | 10 | 1 | 3 | 0 | 1 |
| Total de PCD | 1 | 1 | 4 | 0 | 0 |

Séries temporais dos dados observados e modelados com os ajustes da *teste_3*, obtidas nas PCD de Icapuí e Jaguaruana, para o período de 01/03/05 0000 UTC a 15/03/05 0000 UTC, estão mostradas nas Figs. 16 e 17.

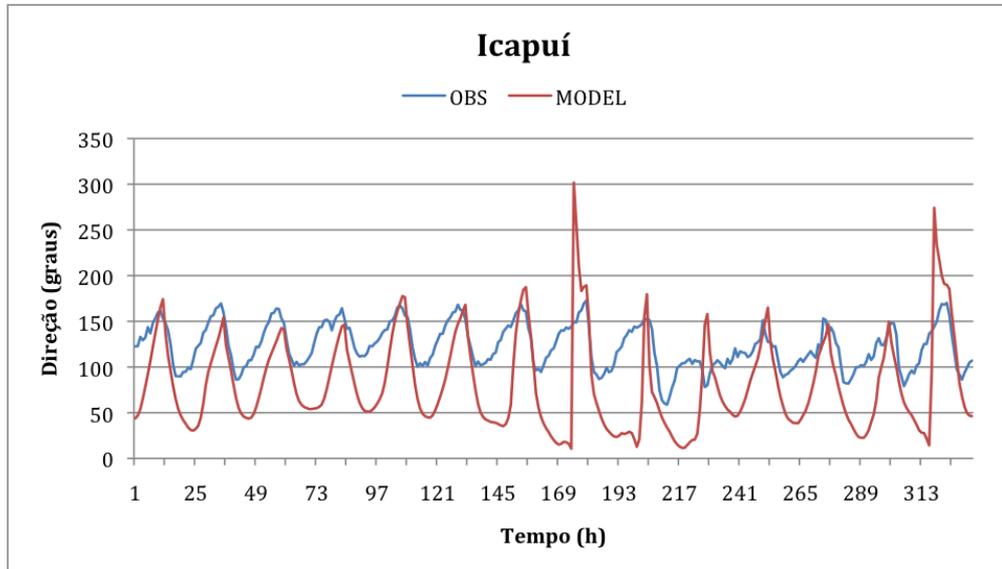


Figura 16 – Séries temporais da direção do vento modelada provenientes da simulação *teste_3* e de dados observados da PCD de Icapuí, para o período de 01/03/2005 0000 UTC a 15/03/2005 0000 UTC.

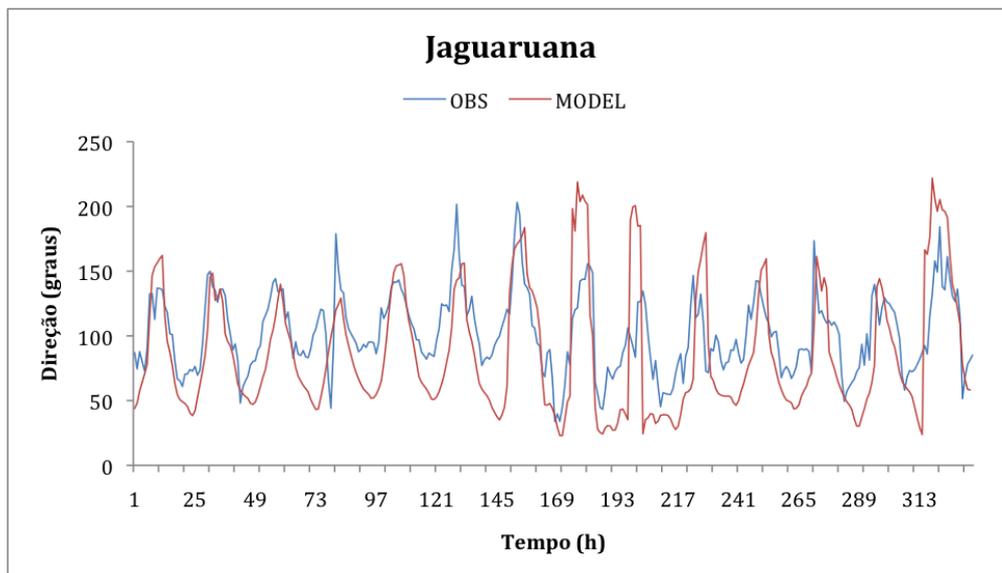


Figura 17 – Séries temporais da direção do vento modelada provenientes da simulação *teste_3* e de dados observados da PCD de Jaguaruana, para o período de 01/03/2005 0000 UTC a 15/03/2005 0000 UTC.

Na série temporal para Icapuí, observa-se uma grande dispersão dos dados modelados em relação aos observados. Mesmo assim, fica evidente o ciclo diário, onde o vento de Sudeste da manhã é bem representado em quase todo o intervalo analisado. Em Jaguaruana, o

modelo representa bem a variável em questão no início e no final do intervalo, contudo produz o mesmo equívoco do vento de sudeste, também no 8º dia simulado.

6.3.2 Período “seco”

Velocidade do vento

A Tab. 40 mostra os resultados dos testes de escores para a velocidade do vento. Nela, observam-se 3 simulações que se sobressaíram em relação às demais, obtendo melhor desempenho em duas PCD cada:

- teste_2: Acopiara e Icapuí;
- teste_5: Jaguaruana e Lavras da Mangabeira; e
- teste_6: Icó e Morada Nova.

Tabela 40 – Tabela com escores totais de cada simulação, onde a variável velocidade do vento foi analisada para cada PCD no período “seco”. Além disso, indica-se a quantidade de PCD que uma dada simulação obteve melhor desempenho.

| PCD | controle | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|----------------------|----------|-----------|----------|-----------|-----------|
| Acopiara | 0 | 15 | 0 | 0 | 0 |
| Icapuí | 0 | 10 | 4 | 0 | 1 |
| Icó | 0 | 7 | 0 | 0 | 8 |
| Jaguaruana | 0 | 4 | 0 | 11 | 0 |
| Lavras da Mangabeira | 0 | 4 | 0 | 11 | 0 |
| Morada Nova | 0 | 0 | 1 | 0 | 14 |
| Total de PCD | 0 | 2 | 0 | 2 | 2 |

Isso indica que desligar o *nudging* no centro do domínio, aumentar a escala de tempo da atualização de convecção ou ainda, aumentar a escala de tempo da atualização da radiação, pode representar bem as variáveis da região. Contudo, nenhuma das três se destaca como sendo a melhor configuração para o período e variável em análise.

Na Fig. 18 são mostradas as séries temporais de velocidade do vento observado e modelado, utilizando o ajuste teste_5, dentro do período de 15/11/05 0000 UTC a 30/11/05 0000 UTC, para a PCD de Jaguaruana. Nela pode se observar a representação satisfatória do ciclo diário, apresentando, contudo, uma subestimação na magnitude da velocidade do vento por parte do modelo.

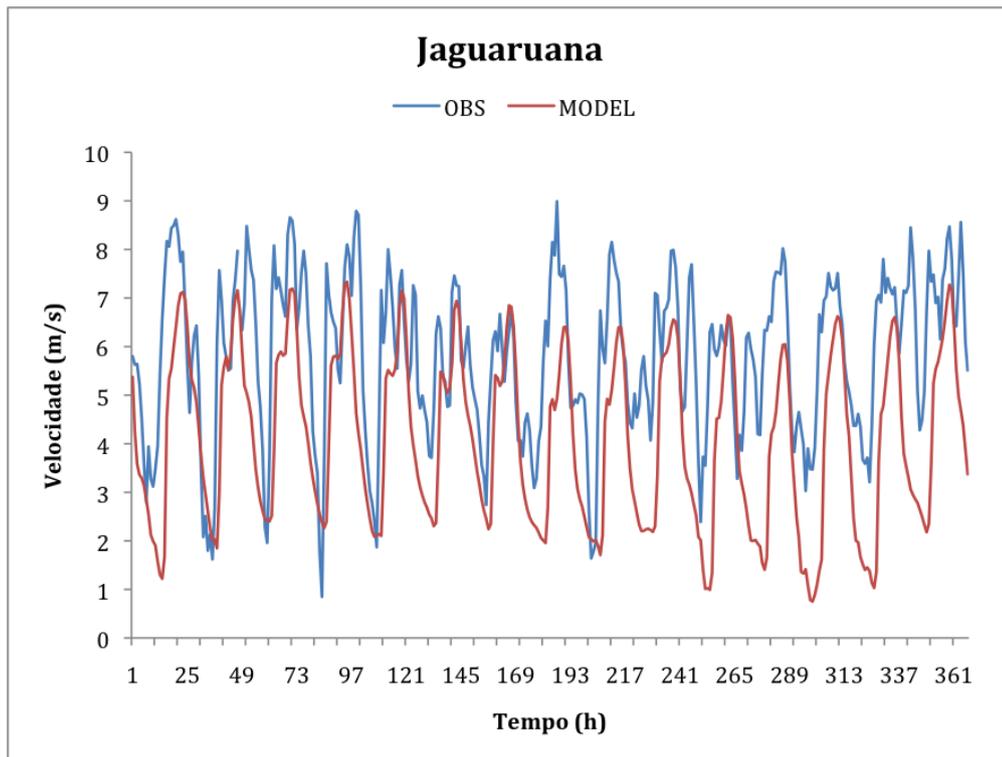


Figura 18 – Séries temporais da direção do vento modelada provenientes da simulação teste_5 e de dados observados da PCD de Jaguaruana, para o período de 15/11/2005 0000 UTC a 30/11/2005 0000 UTC.

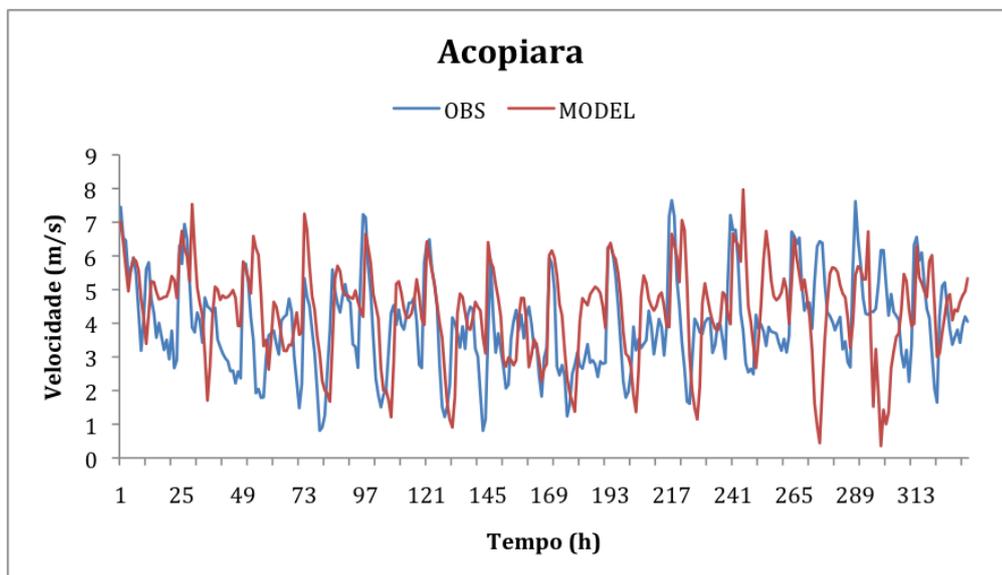


Figura 19 – Séries temporais da direção do vento modelada provenientes da simulação teste_2 e de dados observados da PCD de Acopiara, para o período de 01/03/2005 0000 UTC a 15/03/2005 0000 UTC.

Na Fig. 19, encontra-se as séries temporais observada e modelada para a PCD de Acopiara, iniciando em 01/11/2005 0000 UTC e indo até 15/11/05 0000 UTC, aqui utilizando dados da simulação teste_2. Nela, observa-se a destreza do modelo a acompanhar o ciclo

diário. Contudo, no 12^o, 13^o e 14^o dia, o modelo não consegue representar o ciclo, indicando valores opostos relativos, o que pode estar relacionado à passagem de alguma rajada (influência de um JBN), que o modelo não conseguiu representar próximo à superfície.

Direção do vento

A Tab. 41 indica que a simulação *teste_5* obteve melhor desempenho em relação às demais em 4 PCD: Acopiara; Icapuí; Jaguaruana; e Lavras da Mangabeira. A *teste_3* e *teste_6* tiveram melhor desempenho nas PCD de Icó e Morada Nova. O aumento da escala de tempo da atualização de radiação (*teste_5*) produz melhores resultados na destreza do modelo em quase todas as PCD, revelando também uma representação espacial satisfatória do modelo com este ajuste.

Tabela 41 – Tabela com escores totais de cada simulação, onde a variável direção do vento foi analisada para cada PCD no período “seco”. Além disso, indica-se a quantidade de PCD que uma dada simulação obteve melhor desempenho.

| PCD | controle | teste_2 | teste_3 | teste_5 | teste_6 |
|----------------------|----------|----------|----------|-----------|-----------|
| Acopiara | 1 | 0 | 0 | 14 | 0 |
| Icapuí | 0 | 0 | 1 | 14 | 0 |
| Icó | 0 | 1 | 9 | 1 | 4 |
| Jaguaruana | 0 | 4 | 1 | 11 | 3 |
| Lavras da Mangabeira | 0 | 4 | 0 | 10 | 1 |
| Morada Nova | 0 | 0 | 1 | 1 | 12 |
| Total de PCD | 0 | 0 | 1 | 4 | 1 |

A série temporal da variável direção do vento, na simulação *teste_5*, no período de 01/10/05 0000 UTC a 15/10/05 0000 UTC, é mostrada na Fig. 20. Através dela, percebe-se uma boa representação do modelo, indicando os ciclos diários de uma forma bem fidedigna em todo o intervalo. Contudo, no 9^o e 13^o dia, o modelo não representa bem o vento de sudeste.

A Fig. 21 apresenta as séries temporais modeladas, com a configuração *teste_5*, e observadas, oriundas da PCD de Icapuí, no período de 01/10/05 0000 UTC a 15/10/05 0000 UTC. A oscilação diária da direção do vento é satisfatoriamente representada pelo modelo. O vento de sudeste no início da manhã é bem representado, indicando primariamente o fenômeno de brisa terrestre. Há apenas um pequeno atraso do modelo em acompanhar o observado.

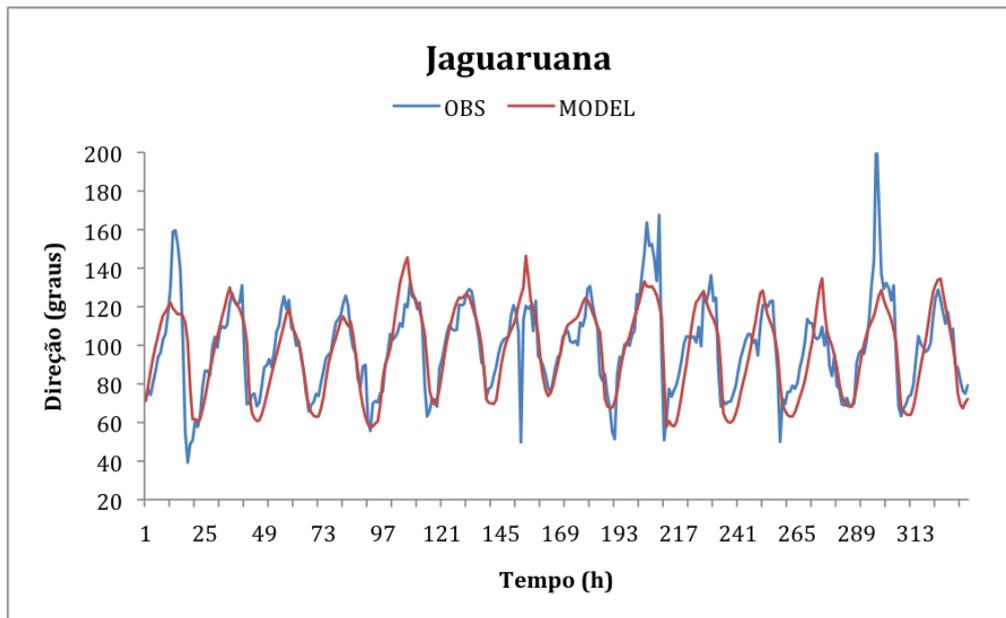


Figura 20 – Séries temporais da direção do vento modelada provenientes da simulação teste_5 e de dados observados da PCD de Jaguaruana para o período de 10/10/2005 0000 UTC a 15/10/2005 0000 UTC.

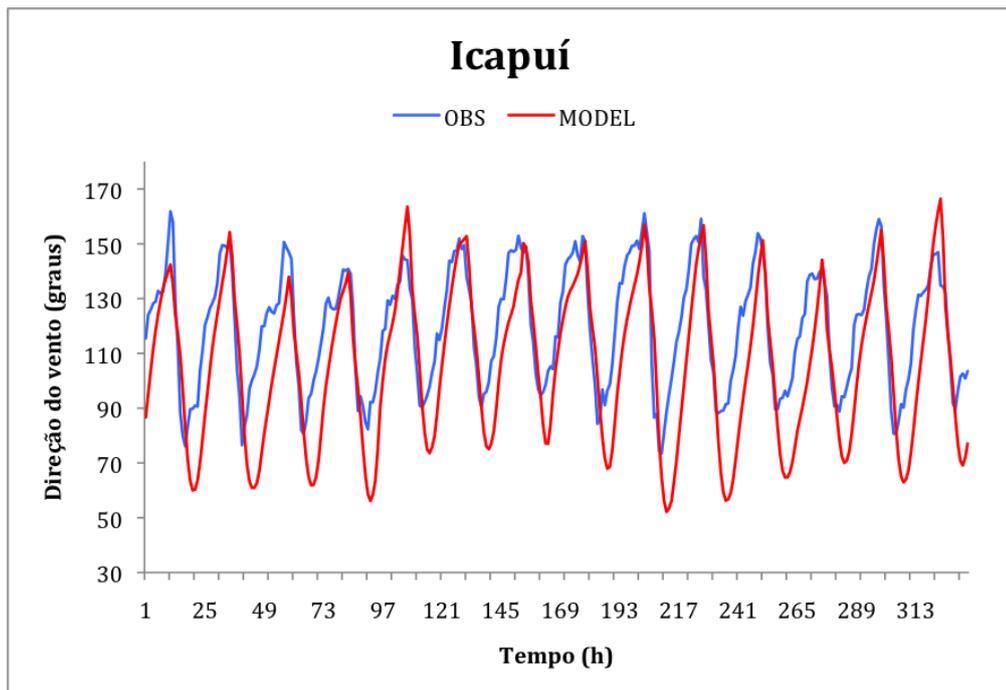


Figura 21 – Séries temporais da direção do vento modelada provenientes da simulação teste_5 e de dados observados da PCD de Icapuí para o período de 01/10/2005 0000 UTC a 15/10/2005 0000 UTC.

6.4 Opções de ajuste escolhida

O método proposto por de Maria, Costa e Sombra (2008), ou método de escores, avalia o desempenho do modelo com vários índices estatísticos e medidas de erro. Para o

período “chuvoso”, ele aponta uma única simulação que obteve melhor desempenho em representar as variáveis atmosféricas na região da bacia do rio Jaguaribe: a que utiliza a configuração `teste_3`, que obteve melhor desempenho na análise das duas variáveis em questão no período.

Esse resultado vai de encontro ao resultado encontrado no primeiro método, o qual indicou o `teste_6` como a melhor opção. Como o método de escores é mais robusto e abrangente que o primeiro, pois de uma certa forma o método de Pielke está incorporado nele, considera-se o resultado dos escores como o mais indicado, ou seja, a simulação com a parametrização de Kain-Fritsch ao invés a do tipo Kuo (`teste_3`) para as simulações dos JBN no período “chuvoso”.

No período “seco”, a simulação `teste_5` produziu resultados, analisando-se a variável direção do vento, que o mostra como a melhor opção para o modelo. Já com relação à análise da variável velocidade do vento, a `teste_5` foi indicada como uma das melhores opções por esse método, juntamente com `teste_2` e `teste_6`.

Dessa forma, a `teste_5`, a qual foi indicada também com o melhor ajuste pelo método de Pielke, foi escolhida como a mais indicada para representar as variáveis atmosféricas sobre a bacia do rio Jaguaribe no período “seco” e assim ser utilizada nas simulações dos JBN desse período.

7 RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES

Neste capítulo, apresentam-se os resultados das simulações numéricas com o modelo RAMS, realizadas após se encontrar uma melhor configuração para cada período avaliado: “chuvoso” e “seco”.

Analisa-se a evolução dos perfis verticais de velocidade do vento, juntamente com o perfil de razão de mistura de vapor, energia cinética turbulenta, e ainda a análise da altura da camada limite na passagem de um JBN.

Por fim, averigua-se o comportamento do vento médio superficial nos períodos estudados, juntamente com simulações idealizadas de como fatores locais podem influenciar na formação do JBN.

7.1 Período “seco”

No período simulado de outubro a novembro de 2005, chamado aqui neste trabalho de “seco” devido à histórica ausência de precipitação, foram encontradas várias ocorrências de Jatos de Baixos Níveis, conforme classificação indicada na Tab 1, pág. 45. Das 6 PCD, escolheu-se 3: Jaguaruana, mais ao norte; Morada Nova, em posição quase que intermediária em relação ao rio; e Icó, mais ao sul, para se analisar as ocorrências de um JBN, tentando estabelecer uma satisfatória representação espacial sobre toda a bacia do rio Jaguaribe.

7.1.1 Análises dos JBN

Na Fig. 22, observa-se o desenvolvimento de um JBN do tipo J1, simulado pelo modelo no dia 09/10/05, sobre a cidade de Jaguaruana, onde a evolução do perfil vertical da velocidade do vento indica o estágio inicial, onde o núcleo, “nariz”, do jato começa a se formar às 2100 UTC, ou 18 h, horário local (HL). A velocidade máxima relativa ocorre às 0000 UTC, atingindo a marca de 17 m/s entre 400 e 500 m de altura. Após isso, o JBN tende a diminuir sua intensidade no ponto considerado.

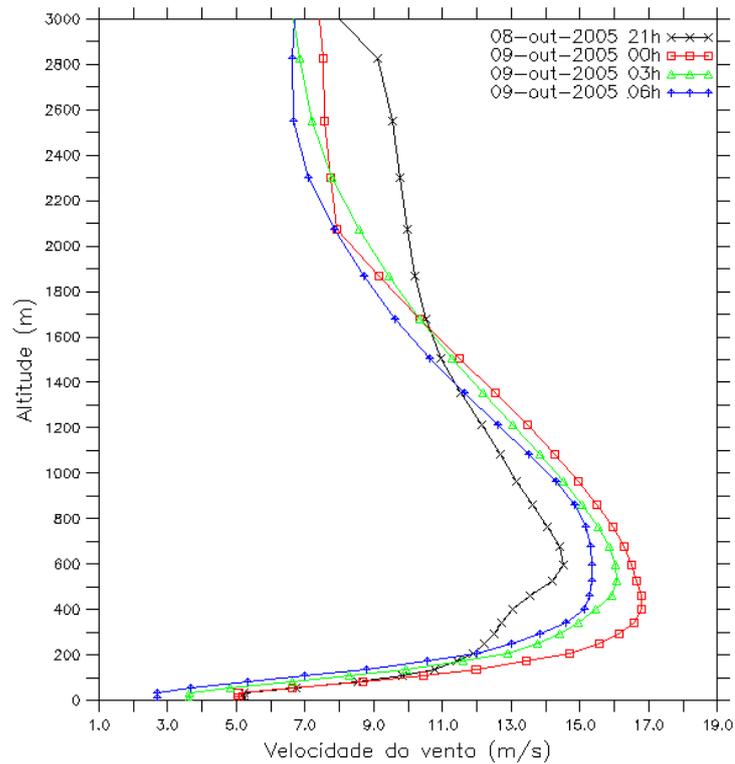


Figura 22 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 09/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

Ainda no dia 09/10/05, observa-se um JBN do tipo J1 sobre a cidade de Morada Nova, que, ao que tudo indica, deva ser o mesmo JBN da cidade de Jaguaruana (cf. Fig. 23), mostrando a propagação do mesmo no sentido costa-sertão. O núcleo do jato se encontra por volta de 600 m de altura, ocorrendo duas horas depois do que o encontrado em Jaguaruana, 0200 UTC, mostrando assim, a velocidade com que o jato se propaga.

A Fig. 24 apresenta a evolução do perfil vertical de velocidade do vento sobre a cidade de Icó, também no dia 09/11/05, onde observa-se a ocorrência do mesmo JBN, com máxima velocidade ocorrendo em torno de 600 m, às 0400 UTC. Essa magnitude um pouco menor do que os citados indica que o jato perde um pouco de sua “força” ao entrar no continente.

Passando-se agora para a noite do dia 21 e madrugada do dia 22/10/05, tem-se na Fig. 25 a evolução do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana, evidenciando um JBN do tipo J2. Essa classificação baseou-se no fato de que a máxima velocidade do JBN foi acima de 19 m/s (0100 UTC – 22 h HL), com um núcleo entre 500 e 600 m de altura, e diferença entre esse valor e o de 3 km (aproximadamente 6 m/s) ser maior do que 9 m/s. Pode-se ainda observar que o início do mesmo ocorre antes das 2200 UTC (19 h HL) do dia 21/10/05, em conformidade com o aparecimento do vento Aracati (CAMELO, 2007).

Na Fig. 26, encontra-se novamente esse JBN, ainda do tipo J2, bem definido sobre

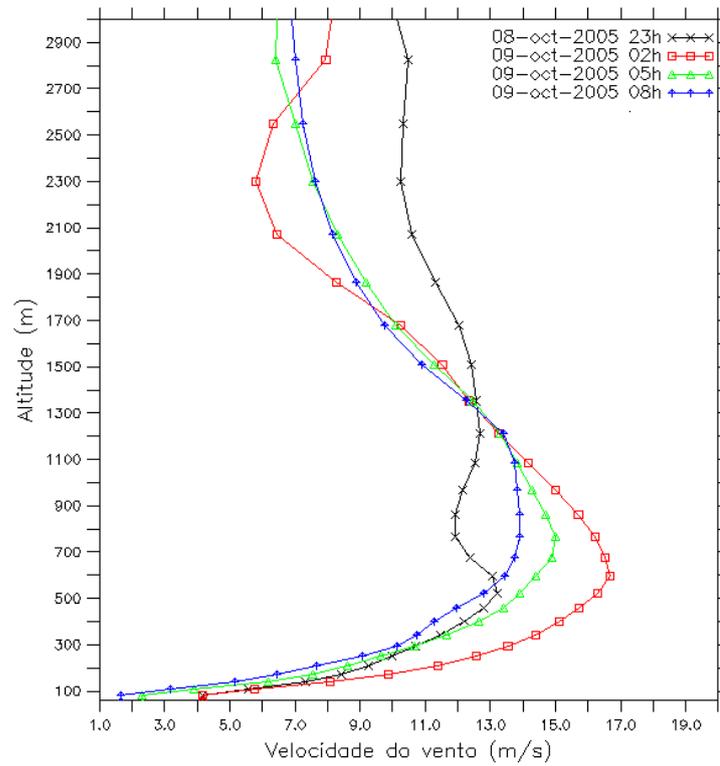


Figura 23 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova no dia 09/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

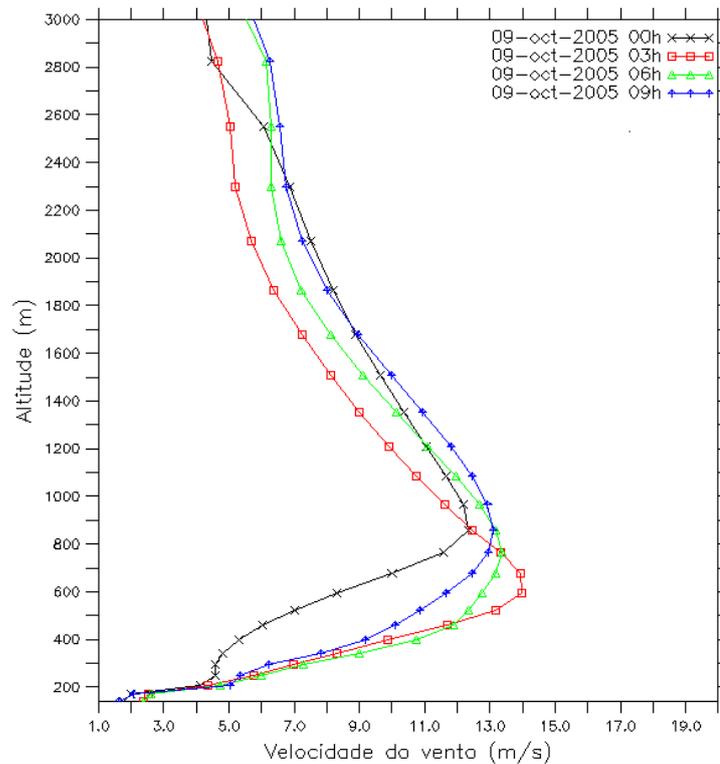


Figura 24 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Icó no dia 09/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

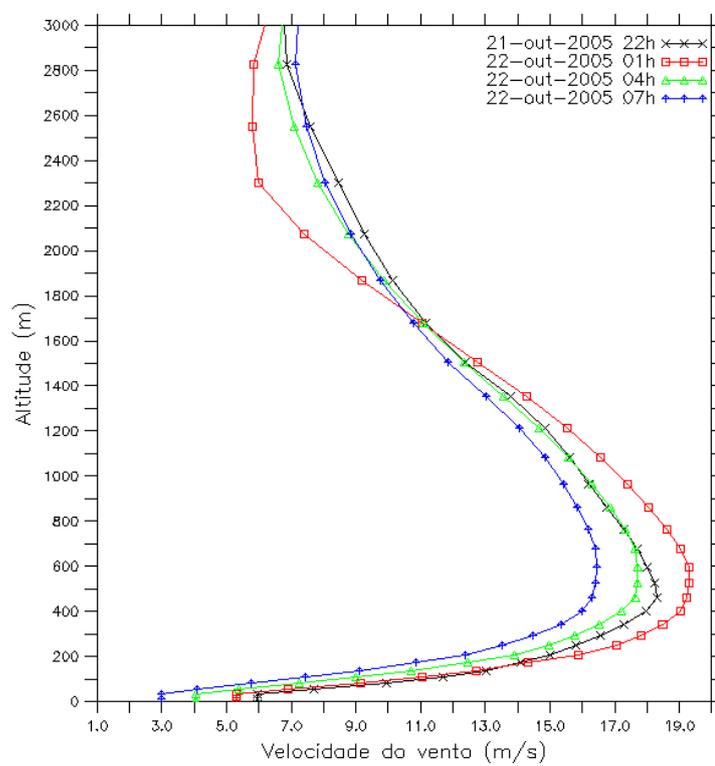


Figura 25 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 22/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

Morada Nova, o qual atinge aproximadamente 20 m/s em 700 m de altura. Ainda na noite de 21 para 22/10/05, na cidade de Icó, esse JBN também foi visualizado (cf. Fig. 27), aqui já enfraquecido, sendo do tipo J1, já que o mesmo atinge apenas 15 m/s às 0400 UTC e o seu núcleo foi encontrado em aproximadamente 1100 m, supostamente devido à topografia.

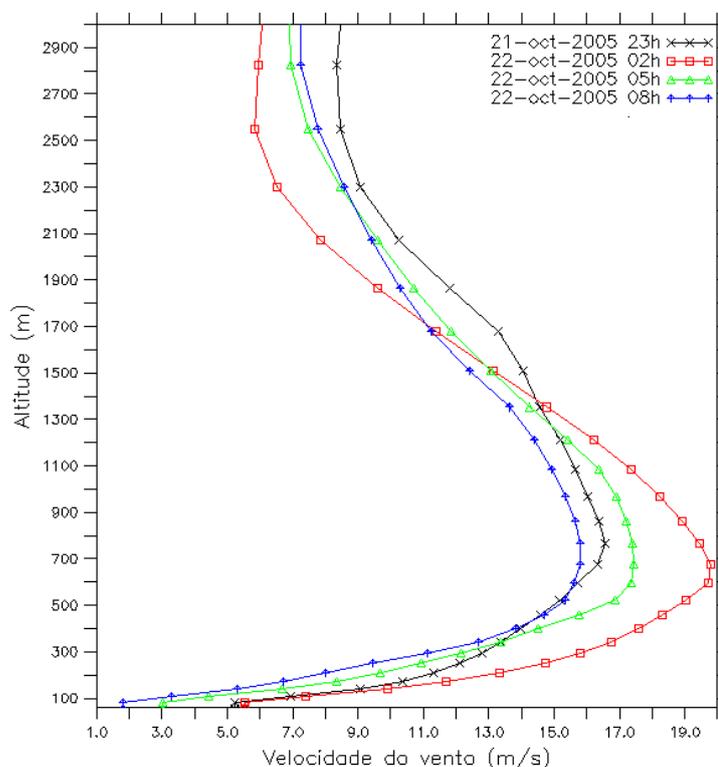


Figura 26 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova no dia 22/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

A Fig. 28 apresenta a evolução do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 04/11/05. O desenvolvimento do JBN se inicia às 0000 UTC (21 h HL) já com altura e formato do perfil característico, alcançando às 0100 UTC seu estágio mais avançado, com núcleo em torno 500 m de altura e com magnitude superior à 17 m/s. Após esta fase, o núcleo tende a ascender e diminuir sua magnitude devido ao aumento de turbulência em baixos níveis, possivelmente causado pelo cisalhamento e arrasto com a superfície.

Na Fig. 29 também é mostrada a evolução do perfil vertical da velocidade do vento no dia 04/11/05, mas agora sobre a cidade de Morada Nova. O jato observado é classificado como J1. Seu “nariz” se inicia antes das 2300 UTC do dia 04/11, alcançando seu ápice às 0200 UTC em um nível de 800 m de acima do solo, com magnitude de aproximadamente 17 m/s.

Verifica-se na Fig. 30 que a evolução do perfil vertical da velocidade do vento no dia 04/11/05 sobre a cidade de Icó mostra a ocorrência do mesmo JBN encontrado nas cidades anteriores, indicando, outra vez, a extensão que o jato avança dentro do continente.

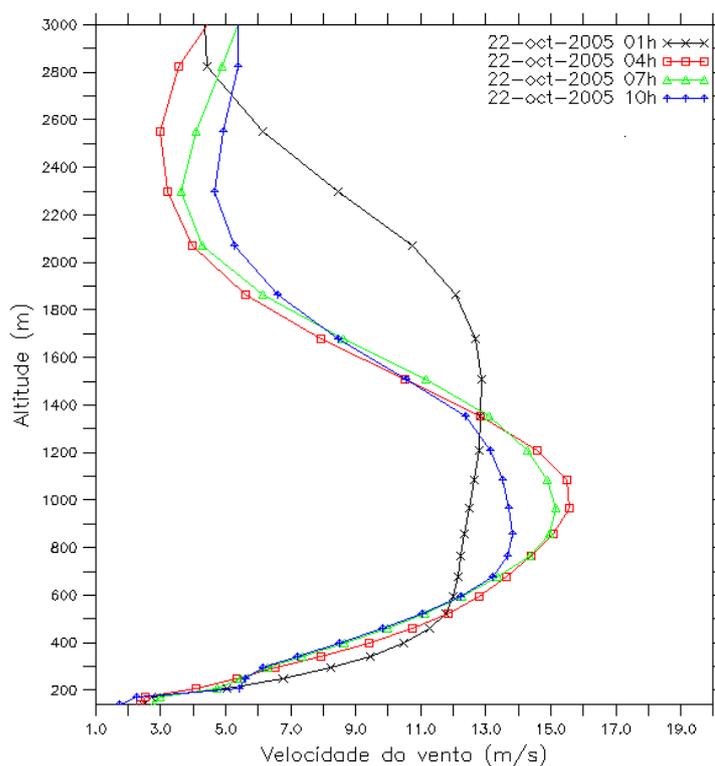


Figura 27 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Icó no dia 22/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

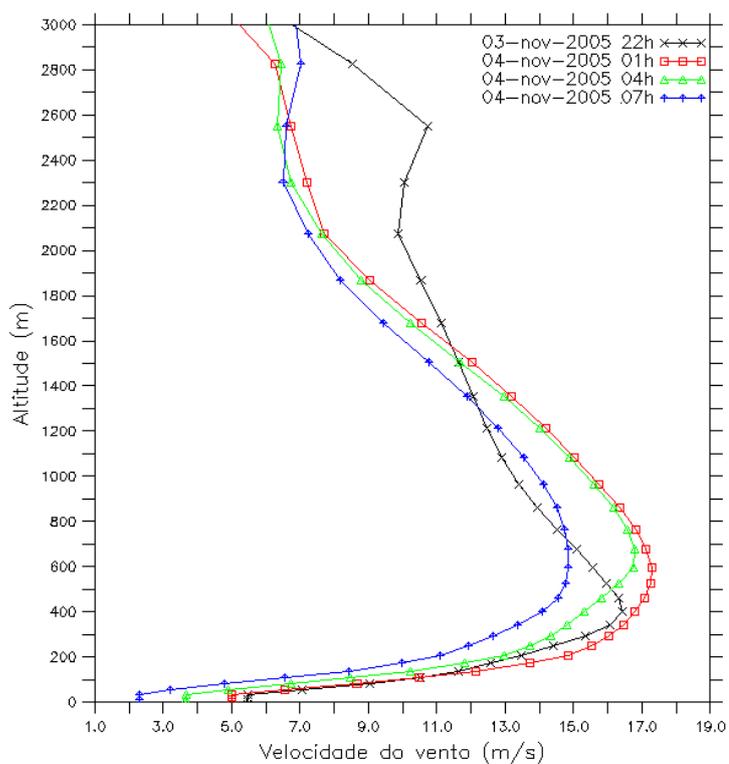


Figura 28 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 04/11/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

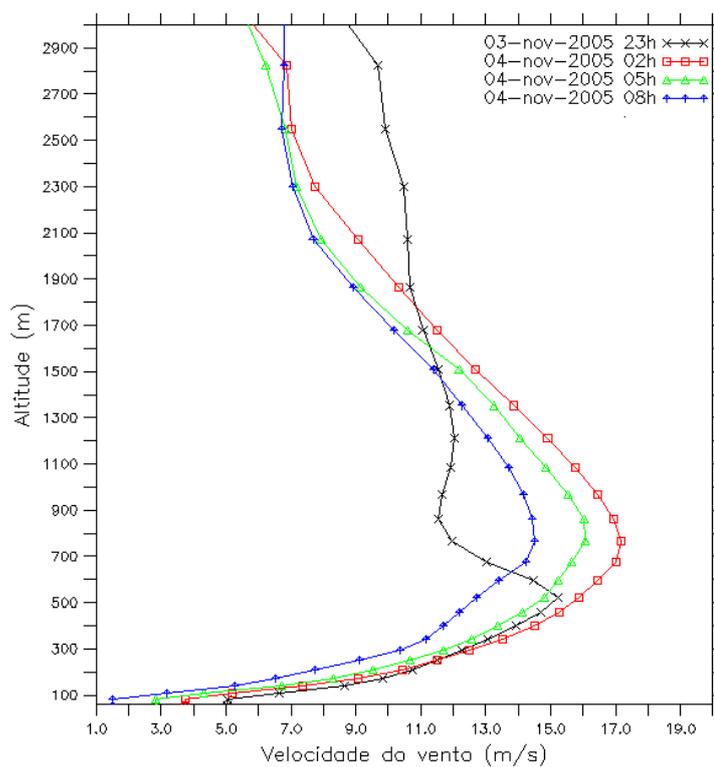


Figura 29 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova no dia 04/11/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

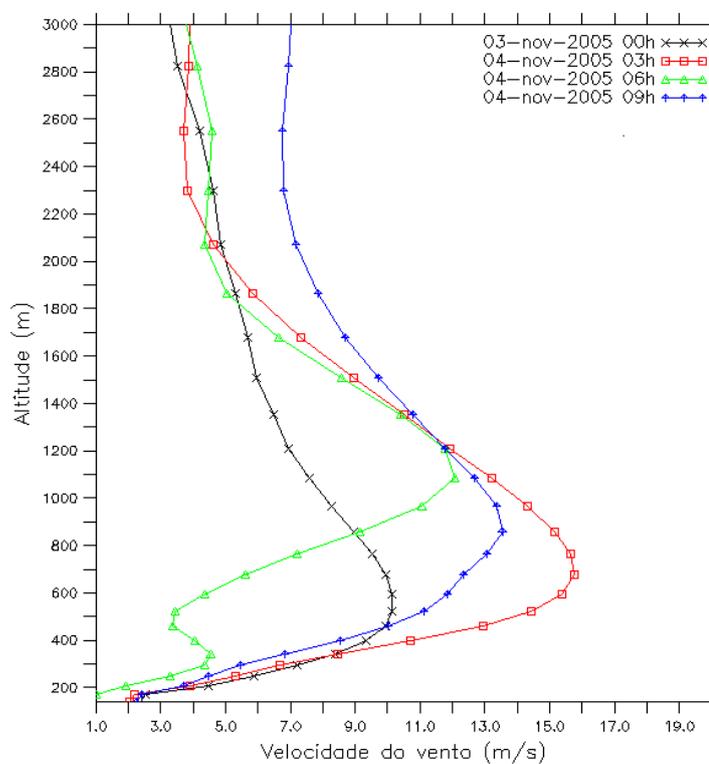


Figura 30 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Icó no dia 04/11/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

Nas Figs. 28, 29 e 30, ao se alcançar o máximo valor de velocidade atingido pelo vento, é observado um forte cisalhamento vertical devido à diferença de velocidade no núcleo do jato e em regiões acima e abaixo do mesmo, onde grande turbulência é produzida podendo instabilizar a camada e colapsar o jato. A turbulência, por sua vez, pode ser absorvida pela estabilidade provocada pela inversão térmica produzida pelo resfriamento radiativo da superfície. Devido à isso, um JBN noturno necessita, geralmente, coexistir com uma inversão térmica noturna (DAVIES, 2000).

A Fig. 31 apresenta outro JBN simulado pelo modelo sobre a cidade de Jaguaruana na noite do dia 15 para 16/11/05. Esse jato pode ser classificado como sendo do tipo J2. O jato inicia seu desenvolvimento logo no início da noite, às 2200 UTC do dia 15/11/05, e alcança seu máximo às 0100 UTC, com magnitude superior à 18 m/s e núcleo localizado a aproximadamente 700 m de altura.

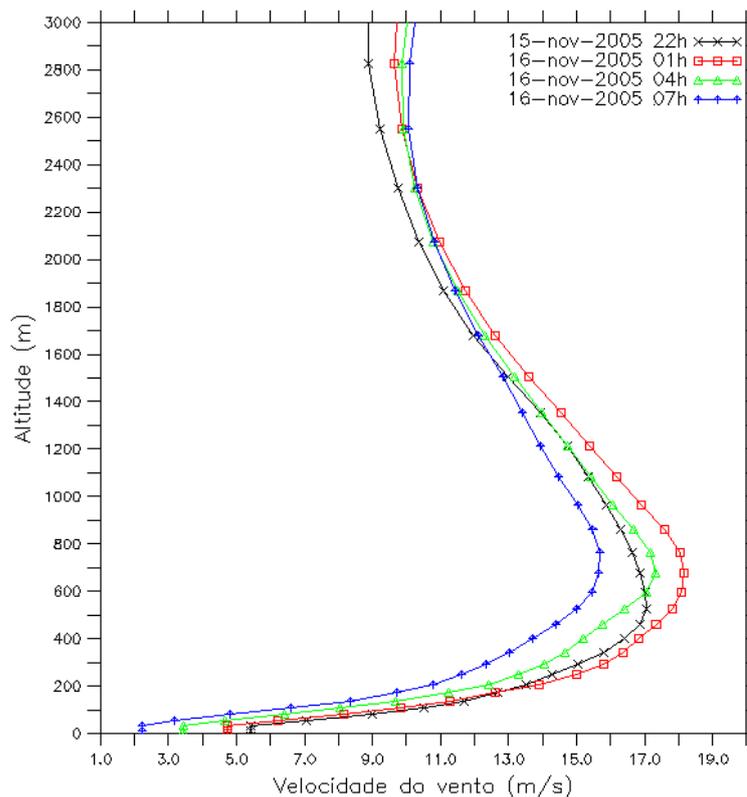


Figura 31 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 16/11/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

Este mesmo jato é também observado sobre a cidade de Morada Nova, como pode se conferir na Fig. 32. A evolução do perfil vertical da velocidade do vento indica um desenvolvimento análogo ao de Jaguaruana, com magnitude e altura do núcleo aproximadamente iguais.

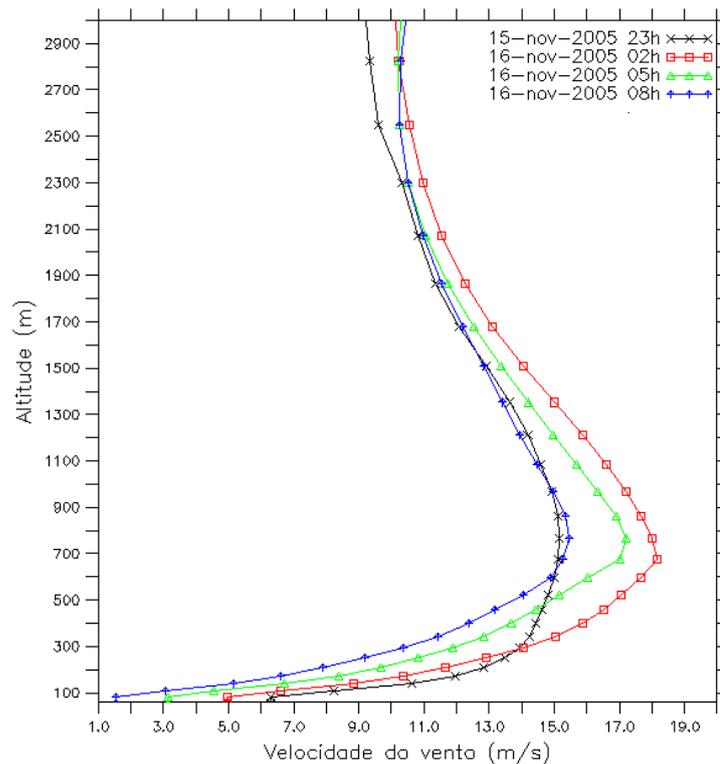


Figura 32 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova no dia 16/11/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

Também verificou-se sobre a cidade de Icó a ocorrência do JBN no dia 16/11/05 (cf. Fig. 33). O JBN se mostrou, outra vez, mais fraco, teve seu ápice às 0200 UTC com uma velocidade de 15 m/s, com o núcleo em uma altura de quase 900 m, mostrando a influência da topografia sobre a altura do mesmo.

7.1.2 Influências dos JBN

Escolheu-se o JBN simulado sobre a cidade de Morada Nova no dia 22/10/05 (cf. Fig. 26), devido à grande magnitude da velocidade do vento alcançada em baixos níveis, para se analisar a sua influência no transporte de umidade e geração de turbulência na CLP, na bacia do rio Jaguaribe.

A Fig. 34 apresenta a evolução da altura da CLP sobre a cidade de Morada Nova, do dia 21 a 22/10/05, a partir do modelo RAMS. Observa-se o ciclo diário de oscilação da altura da camada devido ao aquecimento e resfriamento da superfície terrestre. Com o por do Sol e, conseqüentemente, a redução das correntes ascendentes, a camada diminui sua espessura drasticamente, podendo, dessa forma, o escoamento alcançar velocidades supergeostróficas (JBN). O desenvolvimento do JBN (Fig. 26) ocorre justamente quando a altura da CLP é pequena, cessando quando a mesma tende a aumentar, no início da próxima camada convectiva.

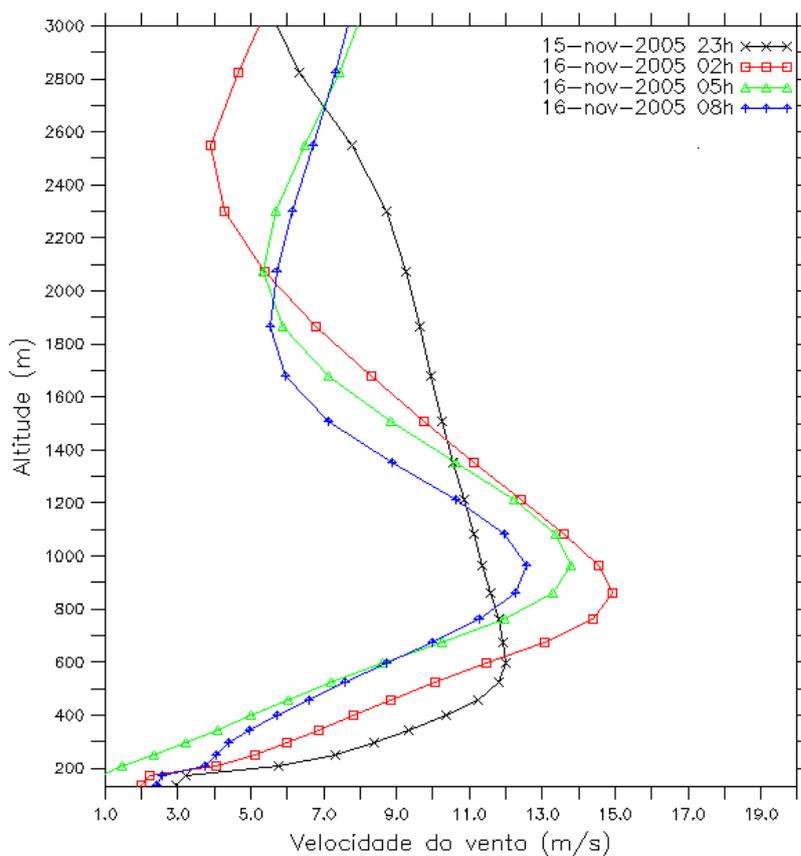


Figura 33 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Icó no dia 16/11/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

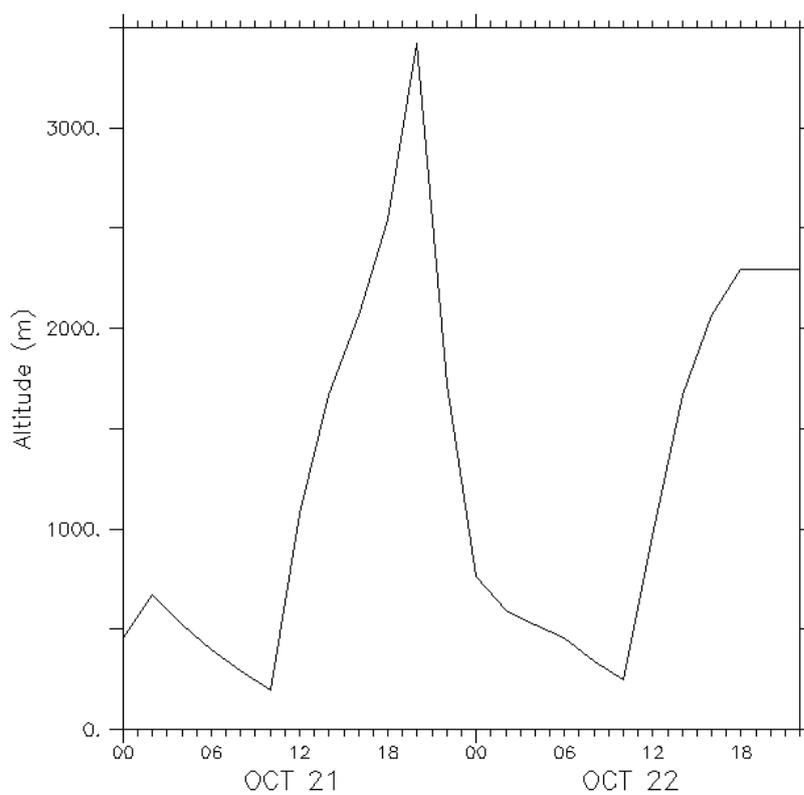


Figura 34 – Evolução temporal da altura da CLP sobre a cidade de Morada Nova no dia 22/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

Os JBN transportam umidade da costa em direção ao sertão, como se pode conferir na Fig. 35. Observa-se, na evolução do perfil vertical da razão de mistura de vapor d'água, um aumento em baixo níveis, durante a noite, de cerca de 14 g/kg, no início da noite, para 16 g/kg, no fim da madrugada, o qual pode ser explicada pela passagem do JBN, indicado na Fig. 26. Além disso, observa-se uma diminuição da razão de mistura acima do núcleo do jato, devido às descendentes de ar impulsionadas pela passagem do JBN, ou seja, um transporte contra-gradiente, pois a razão de mistura de vapor d'água aumenta em níveis mais baixos na atmosfera.

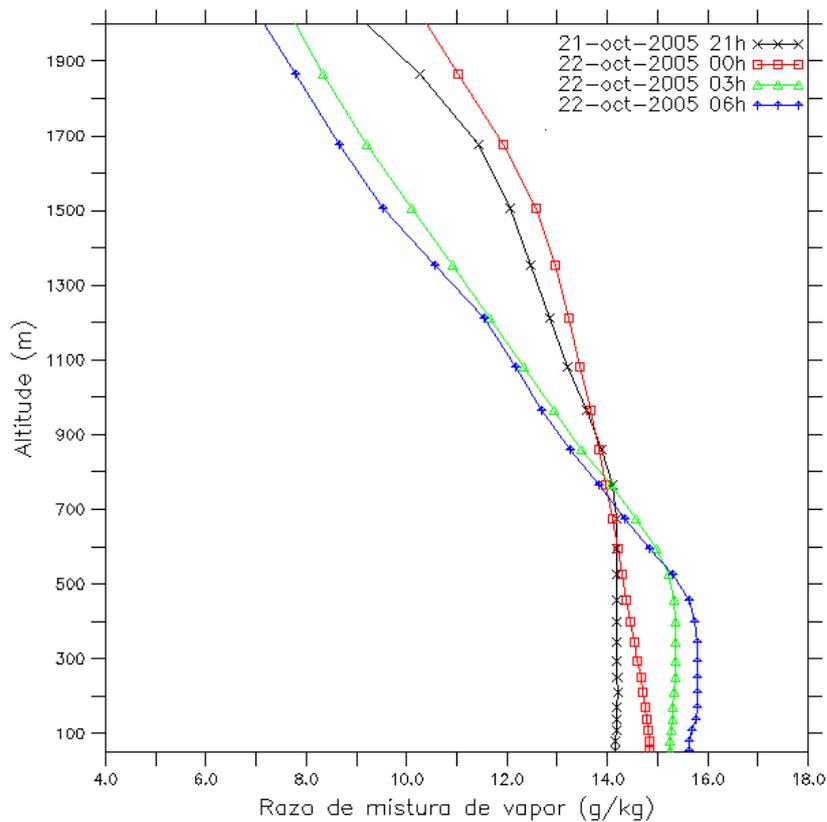


Figura 35 – Evolução temporal do perfil vertical da razão de mistura de vapor d'água sobre a cidade de Morada Nova, no dia 22/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

A evolução do perfil vertical da Energia Cinética Turbulenta (ECT) sobre a cidade de Morada Nova, na noite do dia 22/10/05, apresentada na Fig. 36, mostra a produção de turbulência na camada abaixo do núcleo do jato devido ao cisalhamento e ao arrasto produzido pela superfície, como também valores bem menores acima do jato, conforme sugeriram Banta, Pichugina e Newsom (2003). Vale ressaltar, que no começo da noite a turbulência diminui por falta de mecanismos de geração, porém, no estágio de máxima velocidade no núcleo do jato, às 0200 UTC (Fig. 26), o valor da ECT volta a crescer e também alcança seu ápice. Próximo à superfície, no início da noite, a turbulência ainda é gerada por meio térmico (dissipação térmica), contudo com a passagem do jato a turbulência tende a ser gerada de forma mecânica devido ao

cisalhamento do vento e fricção com a superfície.

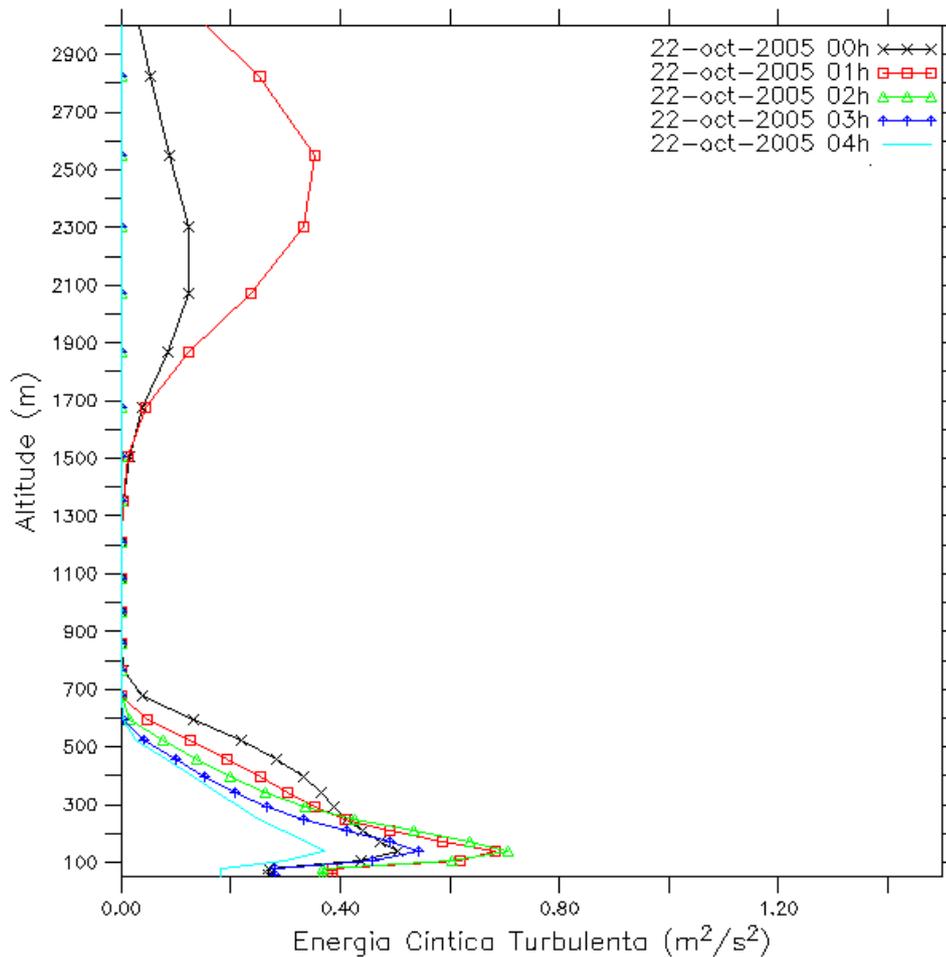


Figura 36 – Evolução temporal do perfil vertical da Energia Cinética Turbulenta (ECT) sobre a cidade de Morada Nova, no dia 22/10/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

7.2 Período chuvoso

A evolução dos perfis verticais da velocidade do vento foram analisados para o período “chuvoso”, meses de março e abril, semelhantemente àqueles do período “seco”. Da mesma forma, buscou-se padrões de ocorrência de JBN. Como resultado, nenhum JBN foi encontrado no período “chuvoso”. Mesmo nos escoamentos mais fortes das simulações, as velocidades obtidas dificilmente passavam de 10 m/s.

7.2.1 Análises dos perfis verticais

A Fig. 37 apresenta a evolução do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de de Jaguaruana, no dia 15/03/05. O escoamento sobre o continente não alcança valores

supergeostróficos. O perfil observado no início da noite, às 2100 UTC, alcança 10 m/s, porém o formato de “nariz” não é configurado, devido à falta da diferença requerida entre as velocidades no máximo e no nível de 3000 m, o que não é considerado como um jato. Além disso, pode-se perceber ainda que, durante a madrugada, o perfil vertical de velocidade só tende a diminuir de magnitude.

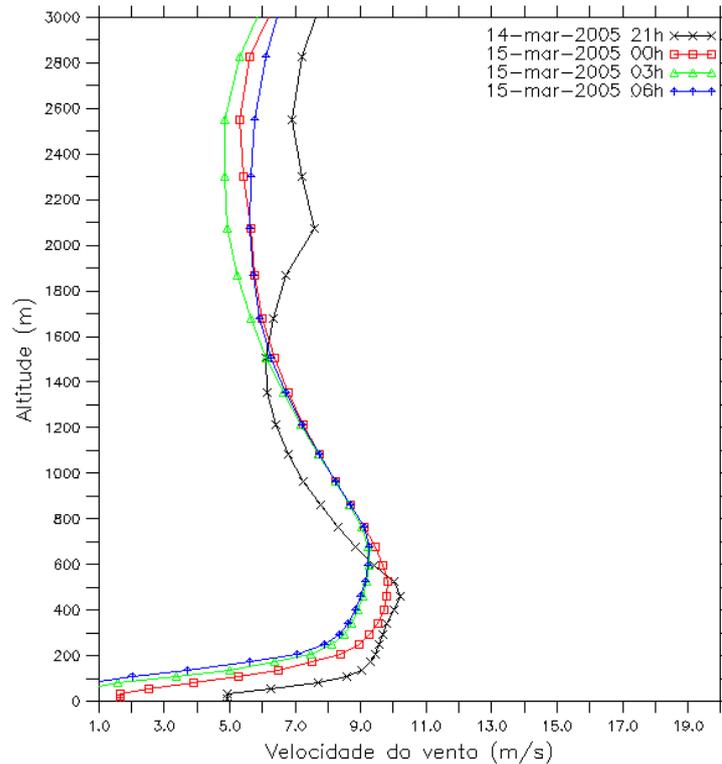


Figura 37 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 15/03/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

Da mesma forma, na Fig. 38, observa-se a evolução do perfil vertical sobre a cidade de Morada Nova também no dia 15/03/05. As velocidades alcançadas são bem menores que aquelas produzidas pelo modelo para o período seco.

No dia 22/03/05, analisou-se os perfis verticais de velocidade do vento durante a madrugada, sobre a cidade de Jaguaruana (cf. Fig. 39), onde fica claro a não ocorrência de JBN e nem a possibilidade aparecimento de um. O máximo relativo de velocidade, neste período, ocorre no início na noite (2100 UTC), quando a CLP ainda está diminuindo, não existindo a aceleração necessária para um desenvolvimento do jato.

A Fig. 40 apresenta a evolução do perfil vertical de velocidade do vento sobre a cidade de Icó no mesmo dia 22/03, mostrando que o vento horizontal é bem fraco e não existe um padrão de ocorrência de JBN.

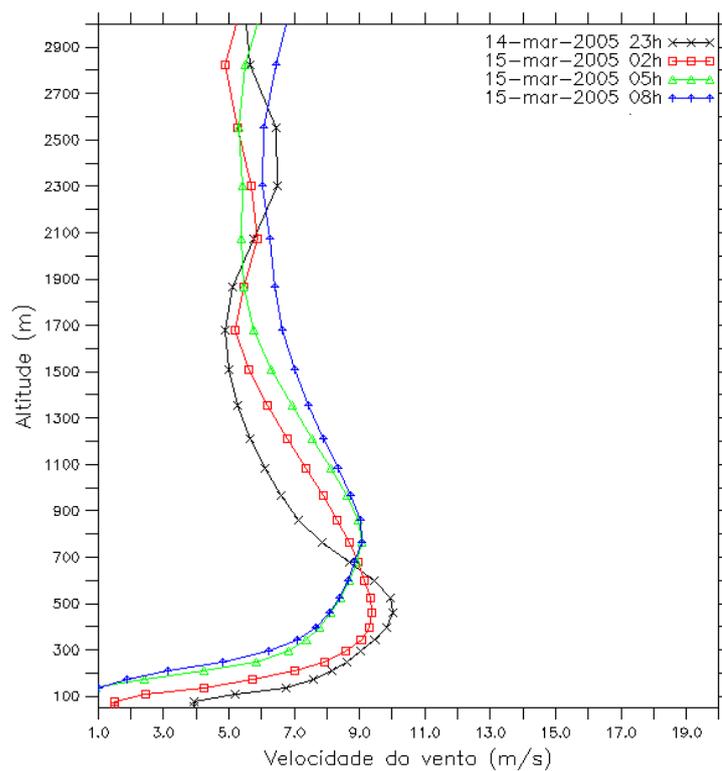


Figura 38 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova no dia 15/03/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

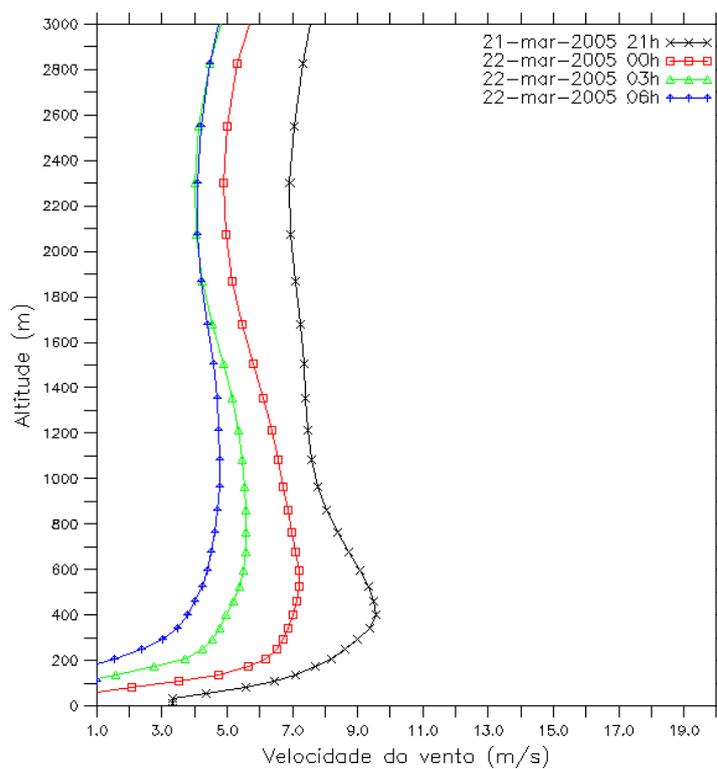


Figura 39 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Jaguaruana no dia 22/03/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

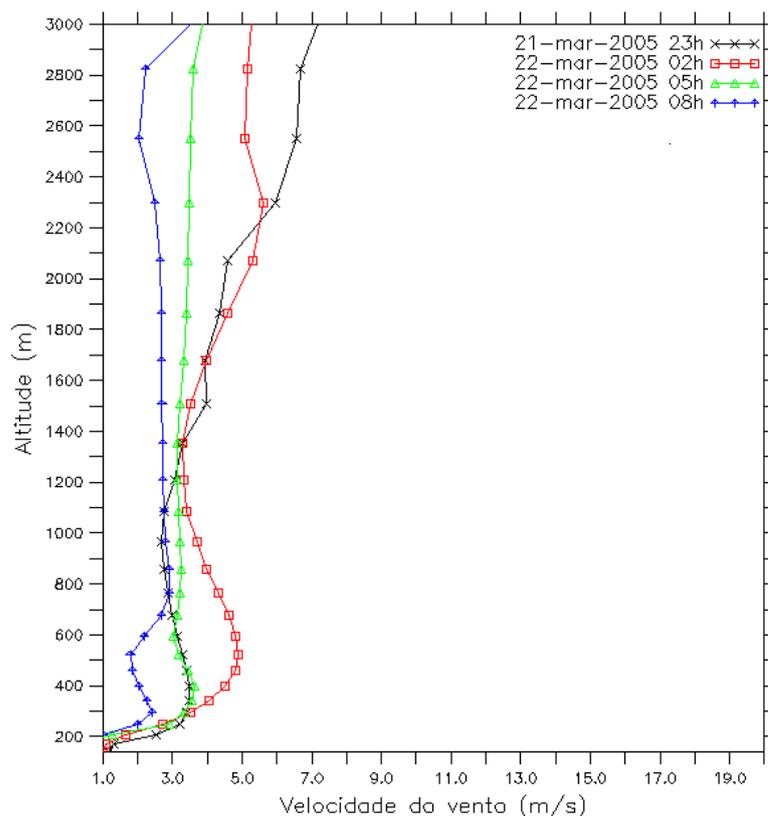


Figura 40 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Icó no dia 22/03/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

No mês de abril, também não se encontrou ocorrências de JBN. Os perfis verticais são semelhantes aos encontrados no mês de março. A Fig. 41 exemplifica este fato e mostra mais uma vez a falta de velocidades supergeostróficas e de mecanismos que torne isso possível. A ilustração apresenta a evolução do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova onde .

Com os argumentos supracitados, baseados em simulações, fica claro a concordância entre ocorrências de JBN e do vento Aracati. Além disso traz suposições em relação do aparecimento de JBN somente no período “seco”, período que é conhecido pela atuação dos alísios sobre o Nordeste, que seriam responsáveis pelo aumento da velocidade do vento no segundo semestre do ano. No período da quadra chuvosa, o sistema de baixa pressão conhecido por Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), com grande característica convectiva, é o principal responsável pela ocorrências das chuvas no estado do Ceará. Neste período os alísios têm pouca magnitude e não estão direcionados satisfatoriamente sobre o Nordeste.

É fato que fatores de larga escala, como a circulação geral, e fatores locais, como proximidade ao oceano e topografia, têm influência sobre o regime de vento sobre o estado. Portanto, faz-se necessária uma análise dos resultados do modelo em cenários idealizados, com

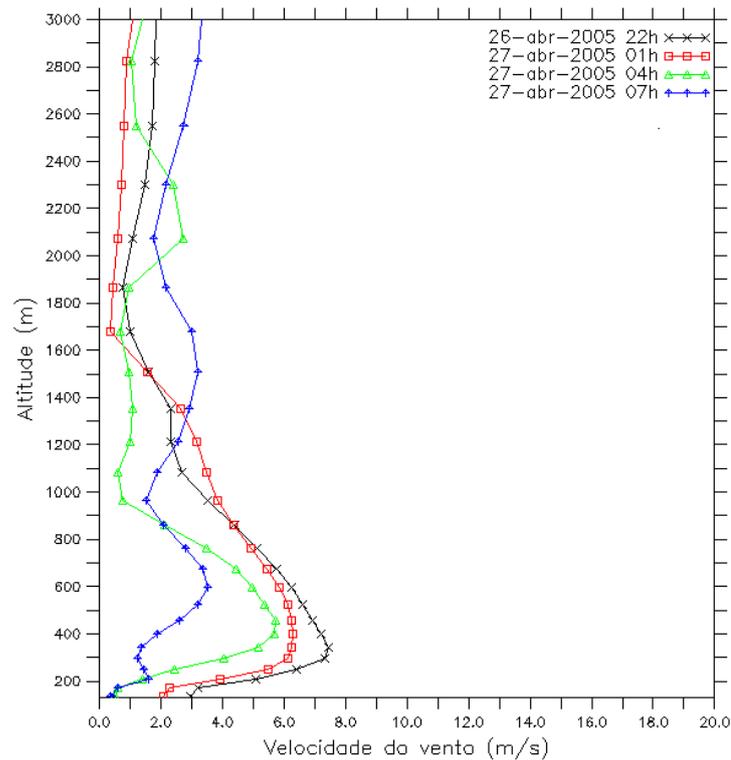


Figura 41 – Evolução temporal do perfil vertical da velocidade do vento sobre a cidade de Morada Nova no dia 27/04/05. Na escala temporal, adotou-se horário UTC.

o intuito de se verificar a influência destas forçantes no surgimento e evolução do vento Aracati, como associado a um fenômeno de JBN. Essa análise será desenvolvida nas próximas seções.

7.3 Análise do vento médio superficial

Nesta seção é apresentada uma análise da circulação média do vento no período noturno, 2100 UTC a 0300 UTC, em baixos níveis sobre o estado do Ceará, dando ênfase à bacia do rio Jaguaribe.

7.3.1 Período “chuvoso”

O vento médio superficial sobre o estado do Ceará no mês de abril está apresentado na Fig. 42. Ela mostra que, em média, os alísios se comportam com menos intensidade e pouca penetração, e dessa forma não produzem uma configuração favorável ao surgimento de um JBN, conforme as figuras apresentadas de perfil vertical da velocidade do vento no período “chuvoso”.

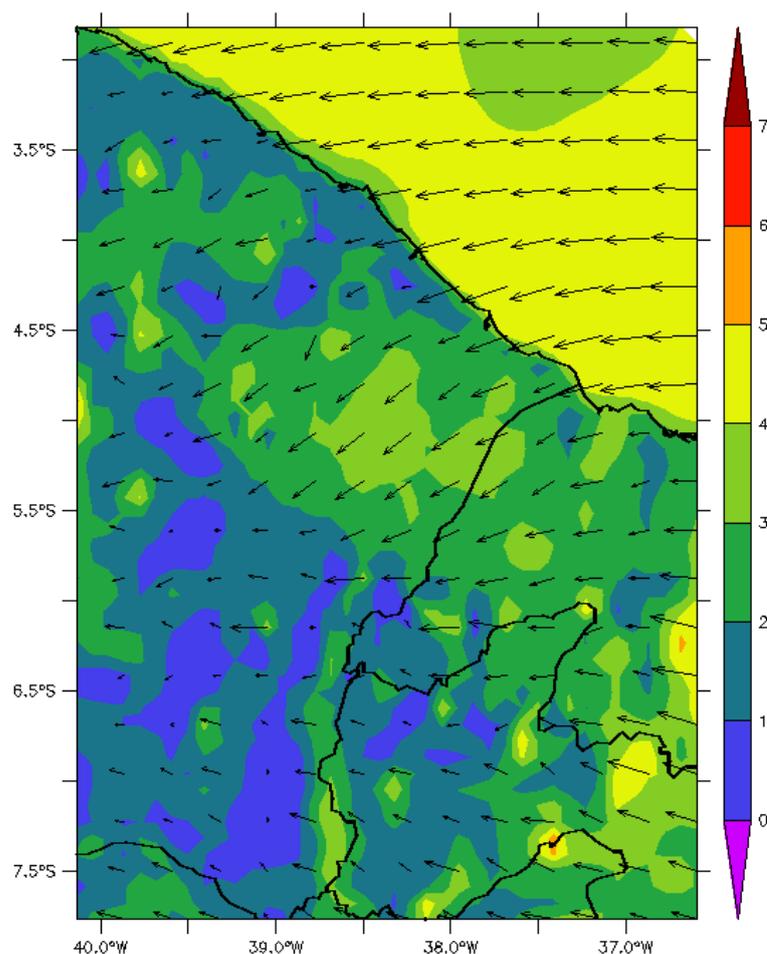


Figura 42 – Vetores indicando o vento médio superficial sobre o estado do Ceará durante o mês de março de 2005, obtida a partir da grade 2 do modelo. A velocidade do vento está medida em m/s.

7.3.2 Período “seco”

No período “seco”, precisamente no mês de novembro, o vento médio superficial sobre o estado indica que os alísios estão orientados um pouco mais inclinados e com grande intensidade (cf. Fig. 43), podendo gerar situações de intensificação do vento, impulsionado por uma brisa, a fim de gerar um JBN, semelhantemente ao proposto por Cohen et al. (2006), em Caxiuanã, Pará.

Dentro das simulações, tanto no período “seco” como o período “chuvoso”, a configuração de grande escala, ou seja, a intensidade dos alísios sobre a costa do Ceará explica com certa simplicidade o aparecimento ou não dos JBN, e, como sugerido por Camelo (2007), do vento Aracati. Neste capítulo, foi mostrado que a ocorrência dos JBN podem explicar o surgimento do vento Aracati devido à transferência de momento de baixos níveis para a superfície. Contudo, deve-se analisar quais fatores locais podem influenciar na geração de tais JBN, como

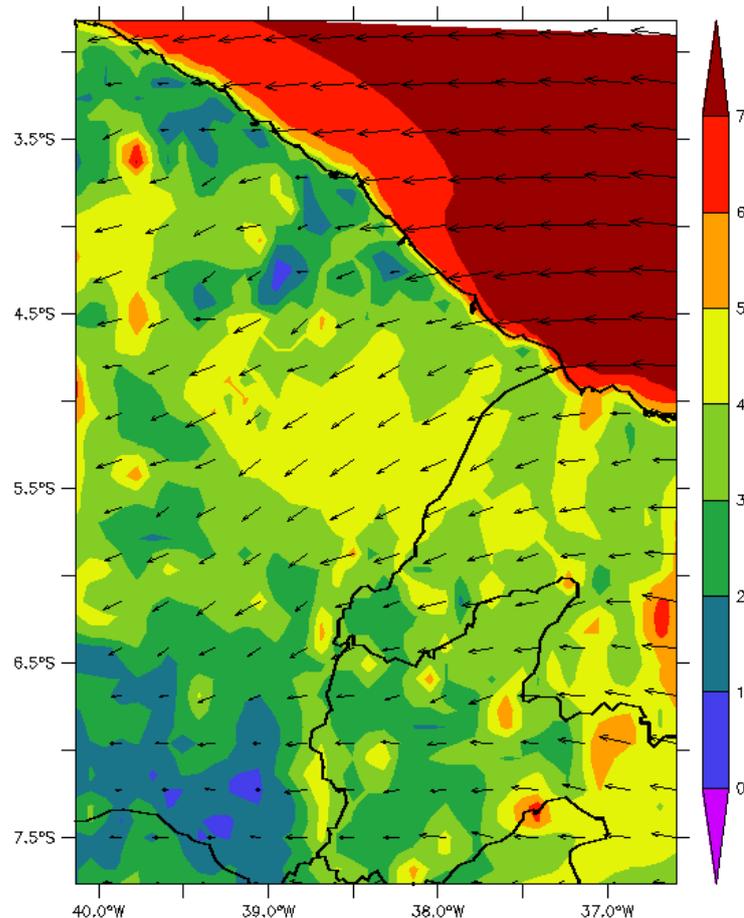


Figura 43 – Vetores indicando o vento médio superficial sobre o estado do Ceará durante o mês de novembro de 2005, obtida a partir da grade 2 do modelo. A velocidade do vento está medida em m/s.

por exemplo a topografia ou o oceano (efeito de brisa).

7.4 Testes idealizados

Para se analisar a influência de fatores locais, como a topografia e o oceano (efeito de brisa) na formação dos JBN, utiliza-se de simulações idealizadas como meio de teste de hipóteses e suposições.

Partindo-se de uma simulação controle, identificada como CTRL, aquela mesma utilizada nas simulações dos JBN no período seco, retirou-se toda a topografia do domínio. Essa simulação foi chamada de STOP.

Em outra simulação, identificada como SOCE, retirou-se toda a interface oceano-atmosfera. Em locais onde não existem, nos arquivos de superfície do modelo, informações sobre a vegetação (caso do oceano excluído), a mesma foi assumida como arbustos sazonais.

Além disso, vale ressaltar que a assimilação de dados de grande escala foi reduzida, pois os mesmos contêm intrinsicamente os efeitos do oceano.

Na Fig. 44 são apresentados os perfis verticais dos testes STOP e SOCE, bem como a simulação CTRL sobre a cidade de Jaguaruana, no dia 04/11/05 às 0100 UTC. Nela, pode-se observar:

- um JBN bem definido, com um máximo ocorrendo a 800 m de altura, indicado na simulação CTRL;
- na simulação STOP, o núcleo do JBN ocorre em um nível mais baixo que na CTRL, devido à ausência da topografia; e
- ausência do JBN, na SOCE, indicando forte dependência desse com a interface oceano-atmosfera.

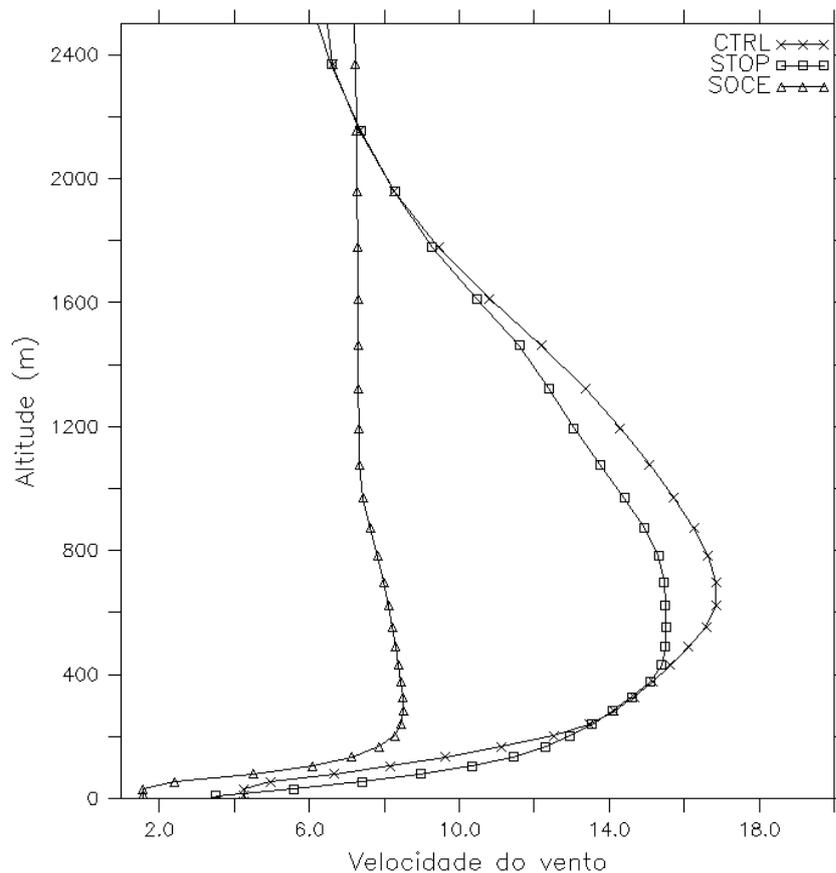


Figura 44 – Perfis verticais de velocidade do vento das simulações CTRL, STOP e SOCE sobre a cidade de Jaguaruana, no dia 04/11/05 às 0100 UTC.

Na Fig. 45, são mostrados perfis verticais dos testes em questão e da simulação CTRL sobre a cidade de Itaíçaba, para o dia 16/11/05 às 0000 UTC. Nela, observa-se que

o padrão de um JBN é bem representado na CTRL e também na STOP, mesmo ocorrendo com um núcleo mais baixo que a primeira. A simulação SOCE não apresentou velocidade supergeostrófica. Os valores se situam aproximadamente no geostrófico, mostrando que a falta do oceano, e por sua vez, do efeito de brisa, implica na ausência de alguma perturbação inicial na camada limite noturna, que acoplada à orientação da circulação de grande escala, poderia produzir os JBN encontrados nas simulações (VASCONCELOS JÚNIOR et al., 2009).

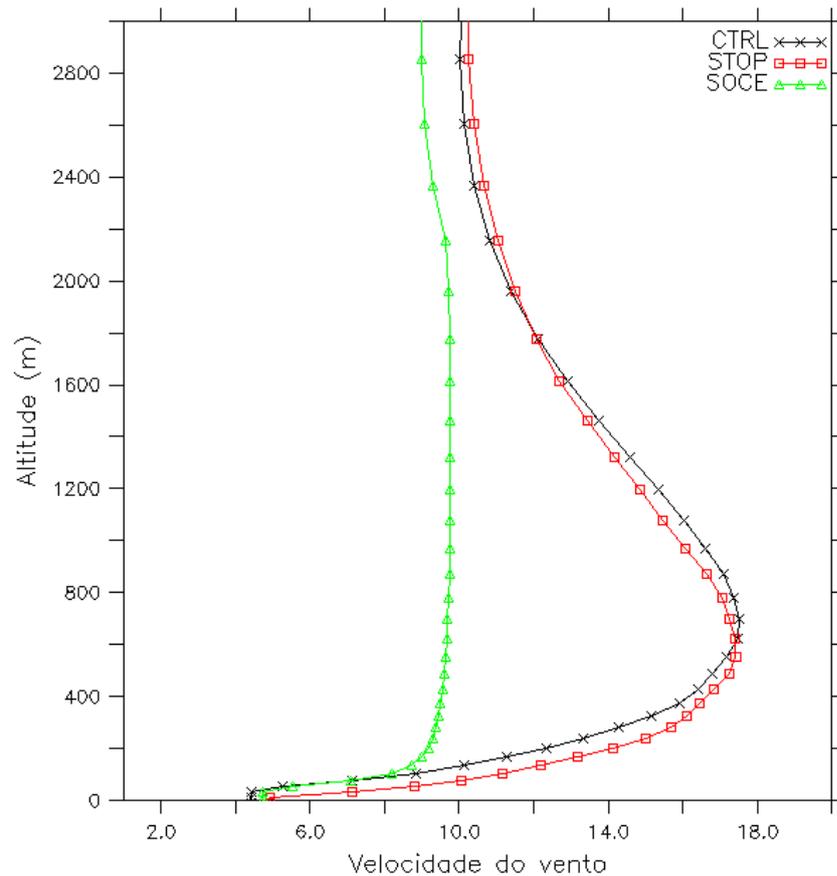


Figura 45 – Perfis verticais de velocidade do vento das simulações CTRL, STOP e SOCE sobre a cidade de Itaipava, no dia 16/11/05 às 0000 UTC.

8 CONCLUSÕES

O vento Aracati é considerado na literatura um vento local com características de uma brisa marítima, bem conhecido pelos habitantes que vivem perto da bacia do rio Jaguaribe, localizado na porção leste do estado do Ceará. O presente trabalho teve como principal característica identificar o vento Aracati como efeito de um possível Jato de Baixo Nível (JBN), que ocorreria perpendicularmente à costa do Ceará. Para tal, utilizou-se do modelo atmosférico regional RAMS, na sua versão 6.0, onde foram feitos testes de sensibilidade para buscar a melhor configuração, dentre algumas opções que o modelo disponibilizava, partindo de uma simulação já encontrada na literatura.

Os testes de sensibilidade foram realizados em dois períodos distintos do ano de 2005: um dentro da quadra chuvosa do estado do Ceará; e outro dentro do período de estiagem. Comparando os dados provenientes do modelo com Plataformas de Coletas de Dados (PCD) sob a perspectiva de dois métodos estatísticos encontrados na literatura, determinou-se que, para o período “chuvoso”, o teste que possui a opção de parametrização de convecção proposta por Kain-Fritsch foi o que apresentou os melhores resultados. Por outro lado, para o período “seco”, a opção em que aumenta-se a escala de tempo da chamada do algoritmo da parametrização de radiação, de 1200 para 1800 s, produziu os melhores resultados.

Nos resultados das simulações sobre a bacia do rio Jaguaribe, observaram-se várias ocorrências de JBN com padrões característicos bem definidos, seguindo condições e uma classificação amplamente utilizada. Somente nas simulações dos meses de outubro e novembro foram observados JBN. Os mesmos têm características de se desenvolver sempre no início da noite, com uma altura variando entre de 500 a 1100 m, notoriamente no período noturno e com certa concordância com típicos eventos de vento Aracati.

Nas simulações, também se observou que os JBN (vento Aracati) transportam umidade da costa do estado para o sertão, servindo de “dutos” de massa e momento, como sugere a literatura. Além disso, o modelo conseguiu reproduzir satisfatoriamente a geração de turbulência abaixo e acima do núcleo do JBN, esta turbulência devido ao cisalhamento do vento e ao

arrasto com a superfície.

A orientação da circulação de grande escala, mais precisamente dos ventos alísios sobre o estado do Ceará, tem grande relevância nas ocorrências dos JBN e do vento Aracati. No período simulado dentro da estiagem, quando o escoamento médio do vento superficial tem uma certa inclinação em relação à costa do Estado, são encontrados JBN sobre a bacia do rio Jaguaribe e, como sugerido por Camelo (2007), mais ocorrências do vento Aracati. Já dentro do período “chuvoso”, as simulações mostraram que o vento médio superficial está orientado quase que paralelamente em relação à costa, não estabelecendo uma estrutura favorável para a ocorrência dos JBN, e conseqüentemente, o vento Aracati.

Neste trabalho, com simulações idealizadas, ainda foi mostrado que fatores locais, como a topografia da região e a interface oceano-atmosfera, têm influências distintas sobre o desenvolvimento dos JBN simulados sobre a bacia do rio Jaguaribe. Ao se retirar a topografia de todo o domínio, observou-se que o núcleo do JBN ocorria em níveis mais baixos do que a simulação controle, ao passo que, na simulação em que foi retirada a interface oceano-atmosfera, não foram encontradas velocidades supergeostróficas. Sendo assim, o efeito de brisa parece exercer o efeito de perturbação inicial na camada limite noturna estável, juntamente com a configuração de grande escala, possibilitando assim, o desenvolvimento do JBN.

Enfim, deve-se citar a necessidade de estudos observacionais na CLP para validar, com mais propriedade, as suposições ora firmadas. O Avião Laboratório de Pesquisas Atmosféricas (ALPA) da Universidade Estadual da Ceará poderia ser usado para investigar esses JBN simulados, bem como sua relação com os eventos de vento Aracati. As influências destes com o tempo e o microclima da região poderiam ser avaliados a partir de radiosondagens e equipamentos que medissem fluxos de superfície, variáveis que modelos numéricos regionais têm grande dificuldade de estimar.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÂNTARA, R. C.; SOUZA, E. P. Uma Teoria Termodinâmica para brisas: Teste utilizando simulações numéricas. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, n. 1, p. 1–11, 2008.
- AMARANTE, O. A. C. *Energia Eólica - Inventário, Tecnologia*. Rio de Janeiro: Companhia Hidro Elétrica do São Francisco - CHESF, 1987. (Fontes Energéticas Brasileiras). 5 volumes.
- ANDERSON, C. J.; ARRITT, R. W. Representation of summertime low-level jets in the central united states by the ncep-ncar reanalysis. *Journal Of Climate*, Amer Meteorological Soc, v. 14, n. 2, p. 234–247, jan. 2001.
- ANDRADE, E. S. d. *Estudo da Influência de Jatos de Baixos Níveis na Estrutura da Camada Limite Estável acima do Pantanal Matogrossense*. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2003.
- ANDRE, J. C. et al. Modeling 24-hour evolution of mean and turbulent structures of planetary boundary-layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 35, n. 10, p. 1861–1883, 1978.
- ANDREAS, E. L.; CLAFFY, K. J.; MAKSHITAS, A. P. Low-level atmospheric jets and inversions over the western weddell sea. *Boundary-Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publ, v. 97, n. 3, p. 459–486, dez. 2000.
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. *Journal of the Atmospheric Sciences*, American Meteorological Society, v. 31, n. 3, p. 674–701, 1974.
- ARYA, S. P. *Introduction to Micrometeorology*. Second Edition. Raleigh: Academic Press, 2001.
- BANNON, P. R. On the dynamics of the east-african jet .3. arabian sea branch. *Journal Of The Atmospheric Sciences*, Amer Meteorological Soc, v. 39, n. 10, p. 2267–2278, 1982.
- BANTA, R. M.; PICHUGINA, Y. L.; BREWER, W. A. Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Amer Meteorological Soc, v. 63, n. 11, p. 2700–2719, 2006.
- BANTA, R. M.; PICHUGINA, Y. L.; NEWSOM, R. K. Relationship between low-level jet properties and turbulence kinetic energy in the nocturnal stable boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 60, n. 20, p. 2549–2555, 2003. English.
- BITENCOURT, D. P.; ACEVEDO, O. C. Modelling the interaction between a river surface and the atmosphere at the bottom of a valley. *Boundary-Layer Meteorology*, Springer, v. 129, n. 2, p. 309–321, nov. 2008.

- BLACKADAR, A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversion. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 38, n. 5, p. 283–290, May 1957.
- BONNER, W. D. Case study of thunderstorm activity in relation to low-level jet. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 94, n. 3, p. 167–&, 1966.
- BONNER, W. D. Climatology of low level jet. *Monthly Weather Review*, v. 96, n. 12, p. 833–&, 1968. English.
- BONNER, W. D.; ESBENSEN, S.; GREENBERG, R. Kinematics of the low-level jet. *Journal of Applied Meteorology*, v. 7, p. 339–347, 1968. 0894-8763.
- BONNER, W. D.; PAEGLE, J. Diurnal variations in boundary layer winds over south-central united-states in summer. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 98, n. 10, p. 735–&, 1970.
- BUZZI, A.; CADELLI, R.; MALGUZZI, P. Low-level jet simulation over the southern ocean in antarctic. *Tellus*, p. 263–276, 1997.
- CAMELO, H. N. *Estudo Numérico do Vento Aracati para Caracterização de seu Potencial Eólico*. 71 f. Dissertação (Mestre em Ciências Físicas Aplicadas) — Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, Maio 2007.
- CAMELO, H. N. et al. Análise estatística da velocidade de vento do estado do ceará. *Tecnologia*, v. 29, n. 2, p. 211–223, dezembro 2008.
- CHAO, S. Coastal jets in the lower atmosphere. *Journal of Physical Oceanography*, v. 15, p. 361–171, 1985.
- CHEN, C.; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 25, n. 3, p. 289–321, 1983.
- CHEN, T. C.; KPAEYEH, J. A. The synoptic-scale environment associated with the low-level jet of the great-plains. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 121, n. 2, p. 416–420, fev. 1993.
- COHEN, J. C. P. et al. Jatos de baixos níveis acima da Floresta Amazônica em Caxiuana. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3b, p. 271–282, 2006.
- CORRÊA, C. S.; CLARKE, R. T.; SILVEIRA, A. L. L. Estudo da ocorrência de fluxos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera com análise das componentes principais (acp) e a sua relação com a precipitação no Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, n. 1, p. 121–127, 2007.
- CORRÊA, C. S. et al. Análise da ocorrência dos fluxos e jatos de nível baixo no perfil vertical do vento na baixa atmosfera em manaus (am). *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, n. 3, p. 327–333, 2008.
- CUNHA, E. B. A. C. *Investigação do Potencial Eólico de Região Serrana no Ceará*. Dissertação (Mestre em Ciências Físicas Aplicadas) — Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, Janeiro 2008.

- DANIEL, C. J.; ARRITT, R. W.; ANDERSON, C. J. Accuracy of 404-mhz radar profilers for detection of low-level jets over the central united states. *Journal Of Applied Meteorology*, Amer Meteorological Soc, v. 38, n. 9, p. 1391–1396, set. 1999.
- DARBY, L. S.; ALLWINE, K. J.; BANTA, R. M. Nocturnal low-level jet in a mountain basin complex. part ii: Transport and diffusion of tracer under stable conditions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 45, n. 5, p. 740–753, 2006. English.
- DAVIES, P. A. Development and mechanisms of the nocturnal jet. *Meteorological Applications*, v. 7, n. 3, p. 239–246, 2000. English.
- DE MARIA, P. H. S. *Modelagem numérica em alta resolução para previsão de geração de energia eólica no Ceará*. 123 f. Dissertação (Mestre em Ciências Físicas Aplicadas) — Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, Junho 2007.
- DE MARIA, P. H. S.; COSTA, A. A.; SOMBRA, S. S. Modelagem numérica em alta resolução para previsão de geração de energia eólica no ceará. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, n. 4, p. 477–489, 2008.
- DE SOUSA, A. M. L.; CAMPOS, C. R. J.; ROCHA, E. J. P. Estudo observacional de jatos de baixos níveis ocorridos no litoral norte e nordeste do estado do Pará durante os períodos chuvoso (2002) e seco (2003). *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 2, p. 170–179, 2006.
- DEVORE, J. L. *Probabilidade e Estatística para Engenharia e Ciências*. São Paulo: Thomson Pioneira, 2006. 706 p.
- DORWEILER, R. P. *Aplicação de Modelagem de Turbulência na Camada Limite Atmosférica para Verificar Efeitos Locais de Topografia*. Dissertação (Mestre em Métodos Numéricos em Engenharia) — Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2007.
- DOUGLAS, M. W. The summertime low-level jet over gulf of california. *Mon. Wea. Rev.*, v. 123, p. 2234–2347, 1995.
- FERREIRA, S. J. F.; LUIZÃO, F. J.; DALLAROSA, R. L. G. Precipitação interna e interceptação da chuva em floresta de terra firme submetida à extração seletiva de madeira na amazônia central. *Acta Amazonica*, v. 1, p. 55–62, 2005.
- FRITSCH, J.; CHAPPELL, C.; HOXIT, L. The use of large-scale budgets for convective parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, v. 104, p. 1408–1418, 1976.
- FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. Numerical simulation of convectively driven pressure systems. part i: Convective parameterization. *J. Atmospheric Science*, v. 37, p. 1722–1733, 1980.
- GARRATT, J. R. The atmospheric boundary-layer - review. *Earth-Science Reviews*, Elsevier Science Bv, v. 37, n. 1-2, p. 89–134, 1994.
- GASSMANN, M. I.; MAZZEO, N. A. Nocturnal stable boundary layer height model and its application. *Atmospheric Research*, Elsevier Science Inc, v. 57, n. 4, p. 247–259, maio 2001.
- GATTO, L. C. S. *Diagnóstico Ambiental da Bacia do Rio Jaguaribe*. Salvador: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, 1999. 77 p. Disponível em: <<ftp://geoftp.ibge.gov.br/documentos/recursosnaturais/diagnosticos/jaguaribe.pdf>>. Acesso em: 11 nov. 2008.

GLICKMAN, T. S. *Glossary of Meteorology*. Massachusetts: Allen Press, 2000.

GRELL, G.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, American Geophysical Union, v. 29, n. 14, p. 1693, 2002.

GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, v. 121, n. 3, p. 764–787, 1993.

HARRINGTON, J. Y. *The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season arctic stratus*. 289 p. Tese (PhD in Atmospheric Science) — Colorado State University, Fort Collins, EUA, 1997.

HART, J. E. Theory of east-african low-level jet stream. *Pure and Applied Geophysics*, v. 115, n. 5-6, p. 1263–1282, 1977.

HART, J. E. et al. Aerial observations of the east-african low-level jet stream. *Monthly Weather Review*, v. 106, n. 12, p. 1714–1724, 1978. English.

HOLTON, J. R. Diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. *Tellus*, Munksgaard Int Publ Ltd, v. 19, n. 2, p. 199–&, 1967.

HOSKINS, B. J.; RODWELL, M. J. A model of the asian summer monsoon .1. the global-scale. *Journal Of The Atmospheric Sciences*, Amer Meteorological Soc, v. 52, n. 9, p. 1329–1340, maio 1995.

IGAUF, R. C.; NIELSEN-GAMMON, J. W. Low-level jet development during a numerically simulated return flow event. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 126, n. 11, p. 2972–2990, nov. 1998.

JOLLIFFE, I. T.; STEPHENSON, D. B. *Forecast Verification: a practitioners guide in atmospheric sciences*. Wiley: [s.n.], 2003.

KAIN, J.; FRITSCH, J. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, American Meteorological Society, v. 47, n. 23, p. 2784–2802, 1990.

KARAM, H. A. *Estudo do Jato de Baixos Níveis de Iperó e das Implicações no Transporte de Poluentes no Estado de São Paulo*. 213 f. Tese (Doutor em Ciências Atmosféricas) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

KEENAN, T. D. et al. Diurnal-variations during the australian monsoon experiment (amex) phase-ii. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 117, n. 11, p. 2535–2552, nov. 1989.

KING, J. C. Low-level wind profiles at an antarctic coastal station. *Antarctic Science*, Blackwell Science Ltd, v. 1, n. 2, p. 169–178, jun. 1989.

KLEMP, J. B.; DURRAN, D. R. An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models. *Monthly Weather Review*, v. 111, p. 430–444, 1983.

KLEMP, J. B.; WILHELMSON, R. B. Simulations of right-and left-moving storms produced through storm splitting. *J. Atmos. Sci.*, v. 35, p. 1097–1110, 1978.

- KORSBAKKEN, E.; JOHANNESSEN, J. A.; JOHANNESSEN, O. M. Coastal wind field retrievals from ers synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 7857–7874, 1998.
- KRAUS, H.; MALCHER, J.; SCHALLER, E. A nocturnal low-level jet during puk. *Boundary-Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publ, v. 31, n. 2, p. 187–195, 1985.
- KRISHNAMURTI, T. N. et al. A 3-dimensional planetary boundary-layer model for the somali jet. *Journal Of The Atmospheric Sciences*, Amer Meteorological Soc, v. 40, n. 4, p. 894–908, 1983.
- KUO, H. L. Further studies of parameterization of influence of cumulus convection on large-scale flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 31, n. 5, p. 1232–1240, 1974. English.
- LANGLAND, R. H.; TAG, P. M.; FETT, R. W. An ice breeze mechanism for boundary-layer jets. *Boundary-Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publ, v. 48, n. 1-2, p. 177–195, jul. 1989.
- LAU, K. M.; LI, M. T. The monsoon of east-asia and its global associations - a survey. *Bulletin Of The American Meteorological Society*, Amer Meteorological Soc, v. 65, n. 2, p. 114–125, 1984.
- LIMA, E. C. S. *Análise de um complexo convectivo de mesoescala (CCM) observado na região norte da Argentina no dia 27 de novembro de 2002: um estudo de caso utilizando o modelo RAMS*. Dissertação (Mestre em Meteorologia) — Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, Fevereiro 2004.
- LYRA, A. d. A.; CHAN, C. S.; DEREZYNSKI, C. P. Indicadores de turbulência a partir de previsões do modelo regional eta. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, n. 2, p. 161–182, 2007.
- MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. *Bulletin Of The American Meteorological Society*, Amer Meteorological Soc, v. 61, n. 11, p. 1374–1387, 1980.
- MADDOX, R. A. Large-scale meteorological conditions associated with mid-latitude, mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 111, n. 7, p. 1475–1493, 1983.
- MAHRER, Y.; PIELKE, R. A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, v. 50, n. 1, p. 98–113, 1977.
- MAHRT, L.; VICKERS, D. Formulation of turbulent fluxes in the stable boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 60, n. 20, p. 2538–2548, 2003.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. R. Episódios de jato de baixos níveis ao leste dos Andes durante 13-19 de abril de 1999. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 17, n. 1, p. 35–52, 2002.
- MARENGO, J. A. et al. Climatology of the Low-Level Jets of the Andes as derived from the NCEP/NCAR Reanalyses: Characteristics and temporal variability. *Journal of Climate*, v. 14, n. 12, p. 2261–2280, 2004.
- MEANS, L. L. On thunderstorm forecasting in the central united states. *Monthly Weather Review*, v. 80, n. 10, p. 165–189, 1952.

- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary-layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 31, n. 7, p. 1791–1806, 1974.
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure-model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982.
- MESINGER, G.; ARAKAWA, A. Numerical methods used in atmospheric models. *GARP Publications Series*, n. 14, p. 64 pp, 1976.
- MEYERS, M. et al. New rams cloud microphysics parameterization. part ii: The two-moment scheme. *Atmospheric Research*, Elsevier, v. 45, n. 1, p. 3–39, 1997.
- MOLINARI, J. A general form of kuo's cumulus parameterization. *Monthly Weather Review*, American Meteorological Society, v. 113, n. 8, p. 1411–1416, 1985.
- MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região amazônia: Mecanismos de precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 2, p. 107–117, 1987.
- MUÑOZ, E. et al. Winter and summer structure of the caribbean low-level jet. *Journal of Climate*, v. 21, n. 6, p. 1260–1276, 2008.
- NASCIMENTO, M. G. *Análise dos impactos dos Jatos de Baixos Níveis sobre a Bacia do Prata*. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2008.
- NICOLINI, M. et al. South american low level jet diurnal cycle and three dimensional structure. *Clivar Exchanges*, v. 9, n. 29, mar 2004.
- NICOLINI, M.; WALDRON, K. M.; PAEGLE, J. Diurnal oscillations of low-level jets, vertical motion, and precipitation - a model case-study. *Monthly Weather Review*, v. 121, n. 9, p. 2588–2610, 1993.
- NIEUWSTADT, F. T. M.; TENNEKES, H. A rate-equation for the nocturnal boundary-layer height. *Journal Of The Atmospheric Sciences*, Amer Meteorological Soc, v. 38, n. 7, p. 1418–1428, 1981.
- NUNES, A. B.; VELHO, H. F. C. Nocturnal jet simulation under neutral conditions by theoretical model. *Ciência e Natura*, Edição Especial, p. 355–358, 2007.
- OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The amazon river breeze and the local boundary layer. i: Observations. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 63, n. 1 e 2, p. pp. 141–162, 1993.
- OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The amazon river breeze and the local boundary layer. ii: Linear analysis and modelling. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 67, n. 1-2, p. 75–96, 1994.
- OLIVEIRA, P. J. *Estudo do vento e da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e pastagem na Amazônia*. Dissertação (Mestre em Meteorologia) — INPE, São José dos Campos, 1999. 108p. — (INPE-8350-TDI/769).
- ORLANSKI, I. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flow. *J. Comput. Phys.*, v. 21, p. 251–269, 1976.
- OVERLAND, J.; BOND, N. A. Observations and scale analysis of coastal wind jets. *Monthly Weather Review*, v. 123, p. 2934–2941, 1995.

- PIELKE, R. A. *Mesoscale Meteorological Modeling*. 2. ed. San Diego: Academic Press, 2002. 676 p.
- PIELKE, R. A. et al. A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 49, n. 1-4, p. 69–91, 1992.
- POULOS, G. S. et al. Cases-99: A comprehensive investigation of the stable nocturnal boundary layer. *Bulletin Of The American Meteorological Society*, Amer Meteorological Soc, v. 83, n. 4, p. 555–581, abr. 2002.
- PYTHAROULIS, I.; THORNCROFT, C. The low-level structure of african easterly waves in 1995. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 127, n. 10, p. 2266–2280, out. 1999.
- QUEIROZ, M.; LYRA, R. F. F.; NEVES, T. T. de A. T. Jatos de baixos níveis durante o período chuvoso na amazônia – LBA/1999. *Ciência e Natura*, Edição Especial, p. 177–180, 2007.
- RANDALL, D. *An Introduction to Atmospheric Modeling*. Fall: Colorado State University, 2004.
- REVELLE, D. O.; NILSSON, E. D. Summertime low-level jets over the high-latitude arctic ocean. *Journal Of Applied Meteorology And Climatology*, Amer Meteorological Soc, v. 47, n. 6, p. 1770–1784, jun. 2008.
- RIFE, D. L. et al. Predictability of low-level winds by mesoscale meteorological models. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 132, n. 11, p. 2553–2569, nov. 2004.
- SALBY, M. L. *Fundamentals of Atmospheric Physics*. [S.l.]: Academic Press, 1996.
- SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern south america and their relationship with the south american low-level jet. *Monthly Weather Review*, v. 135, n. 4, p. 1290–1309, 2007.
- SANTOS, A. F. *Padrões sinóticos de Circulação Atmosférica associados ao Jato de Baixos Níveis a Leste da Cordilheira dos Andes, na América do Sul*. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2007.
- SANTOS, J. G. M.; CAMPOS, C. R. J.; LIMA, K. C. Análise de jatos de baixos níveis associados a um sistema convectivo de mesoescala na américa do sul: um estudo de caso. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 26, n. 4, p. 451–468, 2008.
- SANTOS, J. G. M. dos. *Estudo Observacional dos Jato de Baixos Níveis na Região Metropolitana de Porto Velho*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Pelotas, Fevereiro 2005.
- SAULO, A. C.; SELUCHI, M. E.; NICOLINI, M. A case study of a chaco low-level jet event. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 132, n. 11, p. 2669–2683, nov. 2004.
- SAULO, C.; RUIZ, J.; SKABAR, Y. G. Synergism between the low-level jet and organized convection at its exit region. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 135, n. 4, p. 1310–1326, abr. 2007.

SAVIJARVI, H.; NIEMELA, S.; TISLER, P. Coastal winds and low-level jets: Simulations for Sea Gulfs. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 131, n. 606, p. 625–637, 2005.

SCHWERDTFEGER, W. Effect of antarctic peninsula on temperature regime of weddell sea. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 103, n. 1, p. 45–51, 1975.

SJOSTEDT, D. W.; SIGMON, J. T.; COLUCCI, S. J. The carolina nocturnal low-level jet - synoptic climatology and a case-study. *Weather and Forecasting*, v. 5, n. 3, p. 404–415, 1990.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Monthly Weather Review*, v. 91, n. 3, p. 99–164, 1963.

SOARES, P. M. M. *Parametrização da turbulência e nuvens de camada limite em modelos atmosféricos*. Tese (Doutorado) — Universidade de Lisboa, Portugal, 2004. 129 p.

SOUSA, A. M. L. *Estudo Observacional de Jatos de Baixos Níveis no Litoral Norte e Nordeste do Pará durante o Período Chuvoso e Seco*. 120 f. Dissertação (Mestre em Meteorologia) — Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2005.

SOUSA, A. M. L.; CAMPOS, C. R. J.; ROCHA, E. J. P. Episode of low level jets in the north and northeast coast of state of para: A case study of 2002 april 21st to 22nd. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, n. 3, p. 334–340, 2008.

SRAIBMAN, L.; BERRI, G. J. Low-Level Wind Forecast over the La Plata River Region with a Mesoscale Boundary-Layer Model Forced by Regional Operational Forecasts. *BOUNDARY-LAYER METEOROLOGY*, SPRINGER, VAN GODEWIJCKSTRAAT 30, 3311 GZ DORDRECHT, NETHERLANDS, 130, n. 3, p. 407–422, MAR 2009. ISSN 0006-8314.

STENSRUD, D. J. Importance of low-level jets to climate: A review. *Journal of Climate*, v. 9, n. 8, p. 1698–1711, 1996.

STIVARI, S. M. S. *Um Estudo da brisa Lacustre do Lago de Itaipu*. 126 f. Tese (Doutor em Ciências Atmosféricas) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

STULL, R. B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 680 p.

STULL, R. B. *Meteorology for Scientist and Engineers*. 2. ed. Pacific Grove: Thomson, 2000.

TREMBACK, C. J.; WALKO, R. L. *RAMS Version 6.0: User's guide - Introduction*. 1.1. ed. Fort Collins (CO), EUA, EUA, 2005. 10 p. Disponível em: <<http://atmet.com/html/docs/rams/ug60-introduction-1.1.pdf>>. Acesso em: 11 nov. 2008.

UCCELLINI, L. W. On the role of upper tropospheric jet streaks and leeside cyclogenesis in the development of low-level jets in the great plains. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 108, n. 10, p. 1689–1696, 1980.

UCCELLINI, L. W. et al. A report on the upper-level wind conditions preceding and during the shuttle challenger (sts 51l) explosion. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 67, n. 10, p. 1248–1265, 1986. English.

- UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. Coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 107, n. 6, p. 682–703, 1979.
- UCCELLINI, L. W. et al. 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. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 115, n. 10, p. 2227–2261, out. 1987.
- VAREJAO, M. A. *Meteorologia e Climatologia*. Second Edition. Brasília: INMET: Pax, 2001.
- VASCONCELOS JÚNIOR, F. C. et al. Estudo numérico de jatos de baixos níveis no ceará: mecanismos de geração. In: UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA. *Anais do Workshop Brasileiro de Micrometeorologia*. Santa Maria, 2009.
- VERA, C. et al. The south american low-level jet experiment. *Bulletin Of The American Meteorological Society*, Amer Meteorological Soc, v. 87, n. 1, p. 63–+, jan. 2006.
- WALKO, R. et al. Coupled atmosphere–biophysics–hydrology models for environmental modeling. *Journal of Applied Meteorology*, NOAA Central Library, Department of Commerce, v. 39, n. 6, p. 931–944, 2000.
- WALKO, R. et al. New RAMS cloud microphysics parameterization Part I: the single-moment scheme. *Atmospheric Research*, Elsevier, v. 38, n. 1-4, p. 29–62, 1995.
- WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J. *RAMS: Regional Atmospheric Modeling System - Technical Description*. Boulder (CO), 2001. 50 p. Disponível em: <http://www.atmet.com/html/docs/rams/rams_techman.pdf>. Acesso em: 02 jan. 2008.
- WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J. *RAMS Version 6.0: Model input namelist parameters*. 1.4. ed. Fort Collins (CO), EUA, 2006. 64 p. Disponível em: <<http://www.atmet.com/html/docs/rams/ug60-model-namelist-1.4.pdf>>. Acesso em: 11 nov. 2008.
- WANG, C. Z. Variability of the caribbean low-level jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, v. 29, n. 4, p. 411–422, 2007.
- WEBER, A.; BUCKNER, M.; WEBER, J. Statistical performance of several mesoscale atmospheric dispersion models. *Journal of Applied Meteorology*, v. 21, n. 11, p. 1633–1644, 1982.
- WHITEMAN, C. D.; BIAN, X. D.; ZHONG, S. Y. 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, 1997.
- WHYTE, F. S. et al. Features of the caribbean low level jet. *International Journal Of Climatology*, John Wiley & Sons Ltd, v. 28, n. 1, p. 119–128, jan. 2008.
- WILLSON, M. A. G. Atmospheric tidal motions over australia below 20 kilometers. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 103, n. 12, p. 1110–1120, 1975.
- WU, M. L. C.; SCHUBERT, S.; HUANG, N. E. The development of the south asian summer monsoon and the intraseasonal oscillation. *Journal Of Climate*, Amer Meteorological Soc, v. 12, n. 7, p. 2054–2075, jul. 1999.

WU, Y. H.; RAMAN, S. Effect of land-use pattern on the development of low-level jets. *Journal Of Applied Meteorology*, Amer Meteorological Soc, v. 36, n. 5, p. 573–590, maio 1997.

WU, Y. H.; RAMAN, S. The summertime great plains low level jet and the effect of its origin on moisture transport. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 88, n. 3, p. 445–466, 1998.

ZHONG, S. Y.; FAST, J. D.; BIAN, X. D. A case study of the great plains low-level jet using wind profiler network data and a high-resolution mesoscale model. *Monthly Weather Review*, Amer Meteorological Soc, v. 124, n. 5, p. 785–806, maio 1996.

ZIPSER, E. J.; PAOLA, S.; NICOLINI, M. Mesoscale convective systems activity during salljex and the relationship with sallj. *Clivar Exchanges*, v. 9, n. 1, p. 14–19, mar 2004.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)