sid.inpe.br/mtc-m19/2013/02.07.16.21-TDI

# AVALIAÇÃO DO MODELO WRF AO PERFIL DO VENTO NO CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA

Adaiana Francisca Gomes da Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Gilberto Fisch, aprovada em 27 de fevereiro de 2013.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DGJ992>

INPE
São José dos Campos
2013

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
Fax: (012) 3208-6919
E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**
**Presidente:**
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
**Membros:**
Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)
Drª Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)
Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)
Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Drª Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)
**BIBLIOTECA DIGITAL:**
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**
Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)

sid.inpe.br/mtc-m19/2013/02.07.16.21-TDI

# AVALIAÇÃO DO MODELO WRF AO PERFIL DO VENTO NO CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA

Adaiana Francisca Gomes da Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Gilberto Fisch, aprovada em 27 de fevereiro de 2013.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DGJ992>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Silva, Adaiana Francisca Gomes da.
Si38a Avaliação do modelo WRF ao perfil do vento no Centro de Lançamento de Alcântara / Adaiana Francisca Gomes da Silva. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxii + 76 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/02.07.16.21-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.
Orientador : Dr. Gilberto Fisch.

1. engenharia do vento 2. radiossondagem 3. simulação numérica 4. lançamento de foguetes 5. micrometeorologia. I.Título.

CDU 551.555

Copyright © 2013 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2013 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de ***Mestre*** em

***Meteorologia***

Dr. Marcos Daisuke Oyama

***Presidente / IAE/DCTA / SJCampos - SP***

Dr. Gilberto Fernando Fisch

***Orientador(a) / IAE/DCTA / SJCampos - SP***

Dr. João Bosco Verçosa Leal Junior

***Convidado(a) / UECE / Fortaleza - CE***

***Este trabalho foi aprovado por:***

***( ) maioria simples***

***(X) unanimidade***

Aluno (a): ***Adaiana Francisca Gomes da Silva***

***São José dos Campos, 27 de Fevereiro de 2013***

*"A dúvida é o princípio da sabedoria."*

*Aristóteles*

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a Deus, que torna todos os sonhos possíveis, sempre guiando meus passos e me abrindo portas. Sem Ele eu jamais teria chegado aqui.

Agradeço também à minha família, que me ajudou a construir meu caminho e me ensinou a lutar pelos meus objetivos e vencer as dificuldades.

A meu esposo Wagner, que está sempre a meu lado, apoiando a crescer e tornando meus dias melhores.

A meu orientador, Dr. Gilberto Fisch, pela atenção e paciência, por me ensinar a fazer ciência e por me incentivar a crescer tanto pessoal quanto profissionalmente.

A meu ex-orientador, Dr. Cláudio Pellegrini, quem me iniciou na pesquisa científica.

Aos colegas do Grupo de Meteorologia Aeroespacial, sempre dispostos a ajudar. Amaury, pela divisão da sala. Paulo, pelo suporte com o modelo. Guga, Marciotto e Schuch, pelas discussões de resultados. Evandro, pelos dados de radiossondagem. E Jorge Yamasaki, que me salvou em tantos sufocos, com muito boa vontade, até mesmo além de seu horário e de sua função.

Às secretárias da Pós-Graduação em Meteorologia, Luana e Simone, sempre prestativas, fazendo tudo por nós. E aos professores, com quem aprendi muito. Foi uma fase ótima, da qual vocês fizeram parte. Sentirei saudades.

A todas as (várias) pessoas que ajudaram de alguma forma, seja com material ou comunicação pessoal, tirando dúvidas, ensinando algo novo, fazendo sugestões etc. Muito obrigada!

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela oportunidade de obtenção do título de Mestre.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pela bolsa de Mestrado, sem a qual este trabalho não teria sido possível.

## RESUMO

Este trabalho tem como objetivo avaliar a capacidade de um modelo numérico regional de mesoescala (no caso, o modelo WRF) em representar o escoamento atmosférico da região do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), possibilitando seu uso para previsão do vento quando em ocasiões de lançamentos naquela base, fazendo também uma análise sazonal ao comportamento do modelo. A motivação deste estudo é o impacto direto e profundo que as características do vento podem ter na trajetória de um foguete em lançamento, podendo desviá-lo, causar imprevistos e até mesmo acidentes. Previsões do vento de 72 horas foram feitas a partir de condições iniciais fornecidas pelo *Global Forecasting System* (GFS), do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). As rodadas foram configuradas com três domínios aninhados e resoluções horizontais de 9, 3 e 1 km. Simulações foram iniciadas às 00 e às 12 UTC para o período de 16 a 26 de setembro de 2008, estação seca, e de 19 a 25 de março de 2010, estação chuvosa da região, períodos para os quais se dispõe de alta densidade de dados observados (radiossondagens). As saídas do modelo foram confrontadas contra observações através de três índices estatísticos: viés, erro quadrático médio e índice de concordância de Willmott (**d**), calculados a cada 6 horas. Foram realizados testes de sensibilidade nos quais foram variados e comparados diferentes parâmetros dinâmicos e físicos, sejam eles: tamanhos de domínios, número de níveis verticais, *spin-up time* e parametrizações de Camada Limite Planetária. Os testes mostraram pouca sensibilidade do modelo com relação ao tamanho dos domínios e ao *spin-up time*, com diferenças na ordem da segunda ou terceira casa decimal para **d** e da primeira ou segunda casa decimal para os erros. Mas, com relação ao número de níveis verticais, diferenças de até 1 m/s nos erros foram favoráveis à utilização de mais níveis verticais, no caso 42. 6 horas ficaram definidas como tempo de ajuste, descartadas. Nas parametrizações, as diferenças entre os índices dos quatro esquemas testados (YSU, ETA, ACM2 e MYNN2,5) também foram muito pequenas (primeira ou segunda casa decimal) e os mais adequados foram definidos a partir de uma avaliação teórica. Em função do índice de Willmott, o modelo se mostrou razoável para representar o perfil vertical do vento, dentro de suas limitações, não mostrando diferença em seu desempenho entre as estações seca ou chuvosa, com valores máximos na ordem de 0,90 e médios da ordem de 0,70. Não foi possível obter um intervalo de horas padrão de todas as simulações em que a qualidade de previsão fosse melhor ou pior.

**WRF MODEL ASSESSMENT OF THE WIND PROFILE AT THE ALCANTARA LAUNCHING CENTER**

## ABSTRACT

This study aims to assess the ability of a regional mesoscale numerical model (in this case, the WRF model) to represent the atmospheric flow in the region of Alcantara Launching Center (CLA), allowing its use for predicting the wind on occasions of rocket launching, also doing an analysis to the seasonal behavior of the model. The motivation of this study is the direct and profound impact that the characteristics of wind can have on the trajectory of a rocket launch, as deflect it and even cause unforeseen accidents. 72 hours wind forecasts were made from initial conditions provided by the Global Forecasting System (GFS), of the National Centers for Environmental Prediction (NCEP). The configuration of the runs was three grid nested with a horizontal resolution of 9, 3 and 1 km. Simulations were initiated at 00 and 12 UTC for the period from 16 to 26 September 2008, dry season, and from 19 to 25 March 2010, the rainy season in the region, periods for which we have high data density observed (radiosonde). The model outputs were compared against observations using three statistical indices: bias, mean squared error and Willmott agreement index, calculated every 6 hours. Sensitivity tests were made, in which were varied and compared different physical and dynamic parameters, they are: domain sizes, number of vertical levels, spin-up time and Planetary Boundary Layer parameterizations. Tests showed little sensitivity of the model with respect to the domain size and to the spin-up time, with differences on the order of the second or third decimal place for **d** and the first or the second decimal place for errors. But about the number of vertical levels, differences of up to 1 m/s on errors were in favor of using more vertical levels, in the case 42. 6 hours were defined as spin-up time, discarded. In the parameterizations, the differences between the indices of the four tested schemes (YSU, ETA, ACM2 and MYNN2.5) were also very small (first or second decimal place) and the most suitable were defined from a theoretical evaluation. According to the Willmott index, the model was reasonable to represent the vertical wind profile, within its limitations, showing no difference in performance between the dry or rainy seasons, with maximum values on the order of 0.90 and, on the average, on the order of 0.70. It wasn't possible to obtain a time interval pattern of all simulations where quality prediction was better or worse.

## LISTA DE FIGURAS

**Pág.**


Figura 1.1 – Limite de previsibilidade de modelos globais NCEP e ECMWF à direita e CPTEC à esquerda. ..... 4

Figura 2.1 – Coordenada sigma acompanhando o terreno. ..... 12

Figura 2.2 – Estrutura do modelo. Pré-processamento e processamento principal. ..... 12

Figura 2.3 – Resumo de espaçamentos horizontais versus resoluções verticais. ..... 16

Figura 3.1 – Localização do CLA. ..... 19

Figura 3.2 – Série temporal da precipitação na região do CLA durante março de 2010.21

Figura 3.3 – Cartas de superfície do dia 06 (a), 13 (c) e 22 (e) de março de 2010. Cartas de altitude dos mesmos dias (b), (d) e (f), mostrando o posicionamento de um VCAN sobre o Nordeste do Brasil em (d). ..... 22

Figura 3.4 – Precipitação total anual (a) e média mensal para Alcântara (b). ..... 23

Figura 3.5 - Modelo de radiossonda RS92 utilizada nos experimentos de campo. ..... 24

Figura 3.6 – Servidor HP onde foram realizadas todas as simulações, instalado na ACA/IAE. ..... 27

Figura 3.7 - Exemplo do ciclo de assimilação de dados realizado no CPTEC..... 28

Figura 3.8 – Dados diários de TSM para o ciclo anual de 2008 (a) e 2010 (b) e para os meses de setembro (c) e de março (d), respectivamente, e a localização da boia (e)..... 30

Figura 3.9 – Configurações de tamanhos de domínios aninhados. Dimensões laterais: (a) 594, 264, 106 km; (b) 900, 264, 76 km; (c) 1170, 354, 106 km. ..... 32

Figura 3.10 – Distribuição dos níveis sigma na altura: 27 níveis e 42 níveis. ..... 33

Figura 4.1 - Perfis verticais das séries temporais de velocidade, direção, componentes U e V do vento para o período de setembro de 2008. ..... 38

Figura 4.2 - Perfis verticais das séries temporais de velocidade, direção, componentes U e V do vento para o período de março de 2010. ..... 39

Figura 4.3 - Perfis verticais das séries temporais de velocidade, direção, componentes U e V do vento para o período chuvoso de março de 2010. ..... 40

Figura 4.4 – Modelo esquemático de representação dos ventos, suas componentes e resultantes. Meramente ilustrativo, os tamanhos dos vetores não são reais. ..... 41

Figura 4.5 - Variação vertical do desvio padrão da direção pelo método Verrall e Williams (1982) (a), Ackermann (1983) (b) e Yamartino (1984) (c). ..... 43

Figura 4.6 – Séries temporais comparativas das diferentes parametrizações físicas..... 46

Figura 4.7 – Desvios-padrão e médias de índices estatísticos das simulações de 72 horas para 2008 (figuras superiores) e 2010 (inferiores). ..... 47

Figura 4.8 – Representações esquemáticas da troca por entre as camadas do modelo. . 49

Figura 4.9 – Séries temporais dos índices das rodadas selecionadas de 2008 (a, b e c) e da velocidade e direção médios na camada até 5000 m, observado e simulados (d e e). Linha preta corresponde aos valores observados..... 51

Figura 4.10 – Séries temporais dos índices das rodadas selecionadas de 2010 (a, b e c) e das variáveis médias na camada até 5000 m, observado e simulados (d, e, f e g) ..... 53

Figura 4.11 – Forte núcleo de precipitação sobre o CLA. Modelo não representou. Campos de precipitação acumulada gerados pelo WRF (figuras superiores): simulação do dia 21 de março de 2010 às 00 UTC após 18 horas de integração (a), simulação do dia 20 de março às 00 UTC após 46 horas (b) e simulação do dia 22 de março às 00 UTC após 6 horas (c). As figuras inferiores mostram as correspondentes imagens de radar em raio 30 km. ..... 56

Figura 4.12 – Atraso temporal na rodada das 00 UTC do dia 22 de março. Evolução do sistema no WRF (esquerda) e observada pelo radar. ..... 56

Figura 4.13 – Trajetória da célula convectiva rastreada pelo WRF em (a) e deslocamento temporal da mesma, observado pelo radar banda-X em (b) e (c). Simulação das 00 UTC do dia 19 de março após 22 horas de integração. ..... 57

Figura 4.14 – Ciclos diários da altura da CLP sobre o continente, em Alcântara (esquerda), e sobre um ponto aleatório no oceano (direita). 18Z do dia 23/09/2008 às 12Z de 26/09/2008 (em cima) e 18Z do dia 24/03/2010 às 12Z de 27/03/2010 (em baixo). ..... 58

Figura 4.15 – Comparação viés GFS x FNL. 2008 (superior) e 2010 (inferior). ..... 60

## LISTA DE TABELAS

**Pág.**

Tabela 2.1 – Resumo das resoluções horizontais e verticais utilizadas em diversos trabalhos. ..... 15

Tabela 3.1 – Resumo primeira seção de rodadas teste de sensibilidade..... 31

Tabela 3.2 – Resumo distribuição esquemas parametrização física de camada limite. . 35

Tabela 4.1 – Resumo vantagens x desvantagens ACM2 x MYNN2,5..... 48

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

| | |
|---|---|
| ACA | Divisão de Ciências Atmosféricas |
| ACM2 | *Asymmetric Convective Model version 2* |
| ARW | *Advanced Research WRF* |
| BRAMS | *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System* |
| CAPES | Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal do Ensino Superior |
| CLA | Centro de Lançamento de Alcântara |
| CLI | Camada Limite Interna |
| CLP | Camada Limite Planetária |
| CPTEC | Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos |
| DCTA | Departamento de Ciência e Tecnologia Aeroespacial |
| DOL | Distúrbios Ondulatórios de Leste |
| DP | Desvio-padrão |
| ECMWF | *European Center for Medium Range Weather Forecast* |
| FNL | *NCEP Final Analysis* |
| GCM | *Global Circulation Model* |
| GFS | *Global Forecasting System* |
| GPCP | *Global Precipitation Climatology Project* |
| GPS | *Global Position System* (ou sistema global de posicionamento) |
| GrADS | *Grid Analysis and Display System* |
| IAE | Instituto de Aeronáutica e Espaço |
| INPE | Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais |
| LI | Linhas de Instabilidade |
| LSM | *Land Surface Model* |
| MA | Estado do Maranhão |
| MM5 | *PSU/NCAR Mesoscale Model* 5 |
| MYNN2 | Mellor-Yamada Nakanishi and Niino Level 2,5 |
| NCAR | *National Center for Atmospheric Research* |
| NCEP | *National Centers for Environmental Prediction* |
| NMM | *Nonhydrostatic Mesoscale Model* |
| NOAA | *National Oceanic and Atmospheric Administration's* |

OMM Organização Meteorológica Mundial

PIRATA *Prediction and Research Moored Array in the Atlantic*

PNT Previsão Numérica do Tempo

PPI *Plan Position Indicator*

RAMS *Regional Atmospheric Modelling System*

RIP4 *Read Interpolate Plot*

TAO *Tropical Atmosphere Ocean*

TKE *Turbulent Kinetic Energy* (Energia Cinética Turbulenta)

TSM Temperatura da Superfície do Mar

UCAR *University Corporation for Atmospheric Research*

UHF *Ultra High Frequency*

USGS *United States Geological Survey*

UTC *Coordinated Universal Time*

VAPOR *Visualization and Analysis Platform for Ocean, Atmosphere, and Solar Researchers*

VCAN Vórtice Ciclônico em Altos Níveis

VLS Veículo Lançador de Satélites

WPP *NCEP WRF Postprocessor*

WPS *WRF Preprocessing System*

WRF *Weather Research and Forecasting*

WRFDA *WRF Data Assimilation*

YSU *Yonsei University Scheme*

ZCAS Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

| | |
|---|---|
| **d** | Índice de concordância de Willmott |
| dx | Espaçamento horizontal da grade |
| REQM | Raiz do erro quadrático médio |
| n | Número de níveis verticais do modelo |
| O | Valor observado |
| $\overline{O}$ | Média das observações (valor médio da camada) |
| P | Valor previsto |
| $p_h$ | Pressão em cada nível vertical do modelo |
| $p_s$ | Pressão à superfície |
| $p_{top}$ | Pressão no topo da atmosfera |
| U | Componente zonal do vento |
| V | Componente meridional do vento |
| Vel | Velocidade total do vento |
| w | Componente vertical do vento |
| $z_0$ | Parâmetro de comprimento de rugosidade |
| $\eta$ | Coordenada sigma |
| $\theta$ | Direção do vento |

**SUMÁRIO**

**Pág**.

1 INTRODUÇÃO ..... 1
1.1. Objetivos ..... 4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA ..... 7
2.1. Estatística ..... 10
2.2. Modelo ..... 10
2.3. Avaliação ..... 17
3 DADOS E MÉTODOS ..... 19
3.1. Localização ..... 19
3.2. Medidas ..... 20
3.3. Climatologia / Características médias do período ..... 24
3.4. Metodologia de cálculos ..... 25
3.5. Metodologia das simulações ..... 27
3.5.1. Testes de sensibilidade ..... 31
3.6. Coerência Termodinâmica ..... 35
4 RESULTADOS ..... 37
4.1. Climatologia / Características médias do período ..... 37
4.2. Desvio-padrão da direção do vento ..... 42
4.3. Testes de sensibilidade do WRF ..... 43
4.3.1. Testes Dinâmicos ..... 43
4.3.2. Testes Físicos ..... 44
4.4. Previsões de 72 Horas ..... 49
4.5. Coerência Termodinâmica ..... 54
4.6. Comparações entre simulações com dados de entrada GFS e FNL ..... 60
5 CONCLUSÕES ..... 63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS ..... 67
APÊNDICE A - MÉTODOS DE CÁLCULO DO DESVIO PADRÃO DA DIREÇÃO DO VENTO ..... 75
A.1 Método de Verrall e Williams (1982) ..... 75
A.2 Método de Ackermann (1983) ..... 76
A.3 Método de Yamartino (1984) ..... 76

# 1 INTRODUÇÃO

O Centro de Lançamento de Alcântara (CLA) é considerado o "portal brasileiro para o espaço". De lá podem ser lançados satélites de telecomunicação, coleta de dados ambientais, sensoriamento remoto, entre outras aplicações, através do Veículo Lançador de Satélites (VLS), bem como são realizados experimentos científicos (por exemplo, de microgravidade) por meio de foguetes de sondagem fabricados no Brasil (como o VSB30 e o VS40), como parte integrante do Programa Espacial Brasileiro. Futuramente, deste mesmo centro, será lançado o foguete CYCLONE IV, que é uma cooperação Brasil-Ucrânia.

Por estar em uma localização privilegiada para construção de um centro de lançamento de foguetes, o CLA fica próximo à linha do Equador (latitude de 2ºS), faixa na qual o gasto de energia é bastante reduzido, possibilitando grande economia de combustível.

Na região equatorial, o regime de ventos é dominado pelos ventos alísios, que são fortes, persistentes e predominantemente de leste, com uma rotação sazonal de sudeste para nordeste, em função do posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Além deste, por se localizar próximo ao oceano, o CLA também sofre influências do efeito de brisa marítima, a qual é intensificada no período de seca da região (FISCH, 1999).

A região do CLA tem duas estações bem definidas ao longo do ano: uma estação ventosa e seca, que abrange os meses de julho a dezembro, cujos ventos são compostos pelos alísios associados à brisa marítima; e outra estação com ventos mais fracos e úmida, que abrange os meses de janeiro a junho e cujos ventos são basicamente os alísios, já que a componente da brisa se torna muito fraca (FISCH, 1999). Os índices pluviométricos na região do CLA são altos em pelo menos 3 meses do ano, sendo acima de 200 mm mensais, segundo o Atlas Climatológico do CLA, de Pereira *et al.* (2002), que também afirmam que as temperaturas são altas ao longo de todo o ano, sem grandes variações sazonais, com amplitude de apenas 1,4 °C nas temperaturas médias mensais.

As características do vento podem impactar direta e profundamente a trajetória de um foguete em lançamento, podendo desviá-lo, causar imprevistos e até mesmo acidentes. Por este motivo é muito importante conhecer bem o vento local em termos de perfil, velocidade e direção predominantes. Não apenas seus padrões climatológicos, mas também suas condições exatas no momento do lançamento são cruciais para a segurança da operação. Também é necessário garantir que vento médio e rajadas não ultrapassem determinados limites de segurança previamente definidos no projeto. Segundo relatórios internos do Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE), para os veículos de sondagem (foguetes do tipo VSB30, por exemplo), o limite operacional para o lançamento é de 10,0 m/s, o que garante uma boa janela de lançamento do veículo, pelo menos para os ventos na camada limite superficial.

Podem-se verificar as condições meteorológicas através de medidas observacionais instantâneas imediatamente antes do lançamento, mas neste momento todo o equipamento já deve estar montado, checado e preparado, e o pouco tempo não permite grandes alterações de configuração do lançamento. Um complemento para o prognóstico da determinação do vento é a previsão feita a partir de modelagem numérica. Observações realizadas com antecedência geram as condições iniciais necessárias para simular a dinâmica da atmosfera e representar o estado futuro a partir do tempo presente, e então prever como estarão as condições meteorológicas (no caso, o perfil do vento) no momento desejado. Estas informações são importantíssimas para garantir o sucesso do lançamento dos foguetes.

Grandes avanços no desenvolvimento da modelagem numérica e dos próprios computadores possibilitaram a existência, atualmente, de diversos modelos globais e regionais, que são utilizados em inúmeras aplicações, sejam elas voltadas para a pesquisa ou operacionalmente para previsão do tempo e do clima. Os modelos globais (*Global Circulation Models* – GCM's) resolvem as equações da fluido-dinâmica (Navier-Stokes) em escalas espacial e temporal maiores e são geralmente utilizados pelos grandes centros de previsão, pois exigem grandes máquinas para simularem todo o globo. Os modelos regionais simulam escalas menores e são mais difundidos, sendo utilizados por centros menores e até mesmo por pequenos laboratórios de pesquisa, em

computadores de médio ou até pequeno porte. Entre estes modelos, alguns atualmente em uso são: RAMS (*Regional Atmospheric Modelling System*), BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System*), ETA (que tem seu nome em razão da coordenada vertical), WRF (*Weather Research and Forecasting*), que é considerado a evolução do MM5 (PSU/NCAR *Mesoscale Model* 5), entre outros.

Através da técnica de *downscaling*, os modelos regionais refinam a grade dos modelos globais para micro ($10^3$ m e $10^3$ s) ou meso-escala ($10^4$ m e $10^5$ s), segundo Foken (2008). Isto permite simular grandes resoluções horizontais da ordem de até $10^2$ m e na vertical de até $10^1$ m, sendo de segundos na escala temporal. Desta forma, através das condições iniciais e de contorno fornecidas pelos modelos globais, é possível captar as interações locais e ter uma melhor representação regional ou até mesmo pontual.

Entretanto, a previsibilidade dos modelos regionais é menor do que a dos modelos globais, pois os domínios dos primeiros têm áreas limitadas, o que impede captar a influência de sistemas e ondas atmosféricas de escalas maiores (LAPRISE *et al.*, 2000). Segundo Kalnay (2003), os modelos globais ultrapassam o limite de previsão útil de 60% de acertos até o sétimo dia, enquanto os modelos regionais o alcançam até apenas 2 ou 3 dias. Entretanto, esta previsibilidade tem aumentado rapidamente nos últimos anos (RUIZ *et al.*, 2009). Mesmo em condições ideais, existe um limite máximo teórico de previsibilidade (15 dias para modelos globais), pois as condições iniciais fornecidas não são perfeitas e se distanciam da realidade ao longo da integração devido ao acúmulo de erros gerados nas aproximações numéricas usadas para representar as derivadas das equações de governo da atmosfera. A Figura 1.1 mostra o grau de acertos do Modelo Global do CPTEC e também um exemplo de um conjunto de previsão por *ensemble* da velocidade do vento para Londres, por simulações do centro europeu (*European Center for Medium Range Weather Forecast* – ECMWF) e do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), onde nota-se que, a partir do sétimo dia de previsão, o conjunto já está amplamente divergente.

Neste trabalho, o modelo atmosférico WRF foi escolhido por se tratar do estado-da-arte em modelos numéricos (PRABHA e HOOGENBOOM, 2008; SKAMAROCK *et al*.,

2008; WANG *et al.*, 2011 (a); CARVALHO *et al.*, 2012), além de ser um software moderno, livre, de código aberto, fácil manipulação e pela liberdade na configuração das simulações em termos de parâmetros numéricos, físicos e dinâmicos, o que permite grande adequação ao estudo específico. A importância da utilização deste modelo está também na autonomia do Setor de Meteorologia do CLA para a realização de previsões locais às vésperas de uma operação de lançamento. As simulações de previsão realizadas para este trabalho foram de 72 horas, antecedência muitas vezes necessária em campanhas de lançamento para um planejamento adequado das atividades.

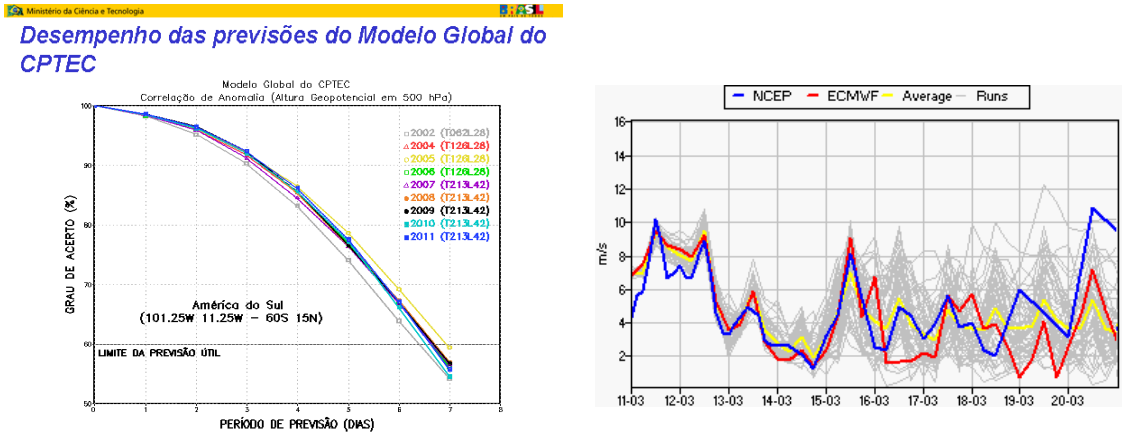


Figura 1.1 – Limite de previsibilidade de modelos globais NCEP e ECMWF à direita e CPTEC à esquerda.

Fonte: INPE.CPTEC (2013) e WeatherCast (2013).

## 1.1. Objetivos

Este trabalho tem como objetivo geral avaliar a capacidade de representação e previsão do escoamento atmosférico do CLA por modelos numéricos, em termos do perfil vertical do vento. Os objetivos específicos são:

_ avaliar a *performance* do modelo WRF na previsão do vento no CLA através da comparação dos resultados gerados pelo modelo com dados de radiossondagens para dois períodos distintos: um representativo de ventos mais fortes (período seco) e o outro de ventos mais fracos (período chuvoso), respectivamente setembro de 2008 e março de 2010, em específico;

_ determinar a parametrização de Camada Limite Planetária (CLP) mais adequada para o modelo WRF nas condições do CLA;

_ determinar a confiança do modelo, em intervalo de horas de validade, a fim de ser útil em ocasiões de operações de lançamentos de foguetes.

# 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Como todo escoamento de fluído, o vento pode apresentar comportamento laminar ou turbulento e quanto maior for o gradiente vertical de suas propriedades (por exemplo temperatura e/ou ventos), mais intensa será a turbulência. Daí a importância de se conhecer a variação da velocidade do vento com a altura (VAREJÃO-SILVA, 2001) diante da problemática do lançamento de um veículo espacial.

Na literatura especializada são encontrados estudos específicos para o vento no CLA, dos quais citam-se alguns a seguir. Fisch (1999) realizou a primeira análise dos perfis de velocidade do vento, ventos máximos, fator, amplitude e amplitude máxima de rajadas e intensidade turbulenta do vento, considerando os períodos diurno e noturno para um período chuvoso e outro seco e, entre alguns de seus resultados, estão que a turbulência é maior na estação chuvosa, pois na estação seca os ventos são mais persistentes, apresentando uma menor variabilidade. Também, que os ventos são mais intensos durante o dia na estação seca e durante a noite na estação chuvosa. Coutinho (2001) comparou, através de parâmetros estatísticos, produtos prontos de reanálise do modelo de circulação geral da atmosfera do ECMWF com saídas de radiossondagens realizadas no CLA e concluiu que o modelo simulou bem qualitativamente, mas superestimou os valores das radiossondagens, resultando erros de viés altos para o vento, da ordem de até 4,5 m/s. Roballo (2007) estudou parâmetros do escoamento atmosférico local a partir de dados de vento coletados pela torre anemométrica do CLA e de ensaios em túnel de vento e observou que o perfil logaritmico do vento varia sazonalmente e que as velocidades locais estimadas pela lei logarítmica foram maiores que as observadas durante a estação chuvosa, mas equivalentes na estação seca, reforçando a hipótese da neutralidade atmosférica. Pires (2009), em seus estudos sobre a Camada Limite Interna (CLI) aplicados àquele local, utilizou os três pilares ideais para um estudo em micrometeorologia: observação com dados de torre e mastros anemométricos, ensaios em túnel de vento e um algoritmo computacional bidimensional que foi utilizado para ajuste dos dados observacionais e linearização da equação do perfil logarítmico dos ventos (entretanto, vale ressaltar que uma modelagem computacional do vento para o CLA utilizando um modelo atmosférico como o WRF nunca foi realizado). Foi

constatado que a CLI atinge a altura de 17 m na torre móvel de integração e, como esta tem 20 m de altura, sofre forte influência da CLI e que quanto mais alta é uma falésia, maior é a vorticidade, a altura da CLI e a extensão da bolha de recirculação, constituindo assim um fator importante na geração de turbulência a sotavento de falésias. Gisler (2009) fez uma análise estatística dos dados observados na torre anemométrica do CLA e observou que mais de 93% das variâncias dos perfis de velocidade e direção do vento estiveram associadas aos sistemas atmosféricos atuantes, principalmente a ZCIT e a brisa marítima. Magnago *et al.* (2010) usaram dados obtidos na estação seca do CLA (mais ventosa) para realisar uma análise espectral da turbulência atmosférica para as três componentes do vento (U, V e w) na camada limite superficial e encontrou que os ventos na região são muito fortes e persistentes na direção da componente U, e que esta intensidade provoca uma mistura turbulenta com características de quase neutralidade durante todo o dia, de forma que não há um ciclo diário de estabilidade atmosférica. Por último, Marciotto *et al.* (2012) caracterizaram os ventos de superfície a partir de uma série de dados medidos por aerovanes instalados a 1,5 e a 10 m de altura ao longo de 10 dias representativos da estação seca da região e propuseram uma fórmula heurística para estimar parâmetros de difusão que podem vir a ser utilizados como entrada em modelos de dispersão. Os autores notaram também a presença de um ciclo não-diário de 4 dias, possivelmente associado a sistemas de grande escala atuantes na região, cuja origem ainda não foi identificada.

Os ventos, sejam em escala local ou global, são induzidos pelo aquecimento desigual da superfície da Terra. De acordo com Vianello e Alves (1991), eles podem assumir diferentes tipos e aproximações, como: geostrófico, gradiente, ciclostrófico, inercial, térmico, diversos ventos locais ou periódicos como monções e brisas marítima ou terrestre, ou constantes (como os alísios), entre outros. Entre estes, os que ocorrem no CLA são basicamente os ventos alísios e a brisa marítima, segundo Fisch (1997), que identificou também uma variação dos ventos em função da ocorrência ou não de chuvas. Durante a estação seca de Alcântara os ventos são mais fortes devido a uma superposição dos ventos alísios com a brisa marítima, que se torna mais intensa nessa época devido ao maior aquecimento da terra em contraste com as águas do oceano. Este

acoplamento gera uma aceleração do vento ao penetrar o continente, mas são mais persistentes e com um menor número de rajadas. Esta estação abrange os meses de julho a dezembro, sendo representativo o mês de setembro. Os ventos são mais fortes durante o dia e se dividem basicamente em três camadas:

_ uma camada mais baixa, com influência local da vegetação (entre 6 e 10 m);

_ uma camada intermediária, decorrente da circulação de brisa marítima (entre 10 e 43m);

_ uma camada com características do perfil do vento sobre o oceano, advectado para a região (entre 43 e 70 m).

Na estação chuvosa, o fenômeno de brisa é menos intenso devido ao menor contraste térmico e o vento é formado basicamente pelos alísios, por isso, no geral, é mais fraco. Esta estação vai de janeiro a junho, sendo mais representativos os meses de março e abril. (FISCH, 1999)

A precipitação na região nordeste do Brasil pode estar associada à passagem de vários sistemas atmosféricos de grande escala, tais como a ZCIT, Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Sistemas Frontais; de mesoescala: Linhas de Instabilidade (LI) e Sistemas Convectivos de Mesoescala; ou de escala local: tempestades isoladas e circulação de brisa (MOLION; BERNARDO, 2002). De acordo com Fisch (1997), em escala local, existe ainda a formação de nebulosidade e precipitação originadas pelo transporte de temperatura e umidade das regiões oceânicas para o continente através dos ventos alísios. Segundo Molion e Bernardo (2002), o regime geral de precipitação é governado principalmente pela ZCIT, sendo que o pico de eventos se dá nos meses de março e abril, meses em que a ZCIT encontra-se em sua posição mais austral. Entretanto, os sistemas atmosféricos, na maioria das vezes, não atuam individualmente, mas sim conjuntamente.

A precipitação no CLA também foi estudada por Nogueira (2010) e por Pereira Neto e Oyama (2011), entre outros como Coutinho (2001) e Oliveira (2012), que estudaram, em específico, os sistemas DOL's e LI's, respectivamente. O último, além de utilizar imagens e estimativas de satélites para identificar as LI's, avaliou o desempenho do modelo regional MM5 em simular estes eventos.

## 2.1. Estatística

Os dados de vento observados foram submetidos a uma análise de consistência climatológica e tratamento estatístico. Entretanto, calcular quantidades estatísticas da direção do vento, como seu desvio padrão, tem sido um problema de longa data, pois esta é uma variável circular com descontinuidade no limite 0 - 360°. Por isto não pode ser calculado por métodos estatísticos padrões para conjunto de dados lineares, requerendo um tratamento especial. Para resolver este problema, diversos algoritmos foram propostos para o cálculo da média e/ou do desvio padrão de variáveis circulares (tal como a direção do vento), como por exemplo os métodos descritos em Verrall e Williams (1982), Ackermann (1983), Yamartino (1984), entre outros.

Estes três métodos foram submetidos a testes de intercomparação na literatura através de alguns trabalhos como o do próprio Yamartino (1984), de Turner (1986) e de Farrugia e Micallef (2006). Eles serão descritos no Apêndice A. Em todos os testes ou casos estudados, o método de Yamartino (1984) mostrou os melhores resultados, quantificado pelo menor erro (± 2%), conforme resultados do próprio autor em seu artigo. Yamartino (1984) também é citado em outros trabalhos como em Mori (1987) e Weber (1997).

## 2.2. Modelo

O modelo WRF foi desenvolvido por um esforço conjunto de diversos órgãos americanos (como centros de pesquisa, laboratórios, departamentos). Entre eles estão os conhecidos *National Oceanic and Atmospheric Administration's* (NOAA) e o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), que é operado pela *University Corporation for Atmospheric Research* (UCAR). Foi criado para fins de aplicação tanto em

pesquisas como também operacionalmente em Previsão Numérica do Tempo (PNT) e é considerado o sucessor e uma evolução do modelo MM5.

O sistema WRF comporta dois núcleos (ou *cores*) dinâmicos que diferem entre si quanto à formulação das equações dinâmicas, às variáveis de prognóstico usadas, ao modo como são dispostas as variáveis na malha e ao método de integração temporal. São eles: o ARW (*Advanced Research WRF*) e o NMM (*Nonhydrostatic Mesoscale Model*). Possui ainda diferentes módulos como: real, idealizado (WRF-LES), químico (WRF-Chem), para pesquisa de furacões, clima e para acoplamento de outros modelos (CARVALHO, 2009). O foco deste trabalho será somente o núcleo ARW e o módulo real.

As simulações são realizadas em quatro dimensões (x, y, z, t), pois a cada passo de tempo a malha horizontal repete-se em todos os níveis verticais. O WRF permite aninhamento de domínios, ou seja, é possível inserir domínios menores dentro dos domínios maiores, sendo o maior deles denominado domínio-mãe. Isto é útil para que o maior refinamento da grade possa focar a região de interesse, reduzindo o custo computacional de se utilizar alta resolução em toda a área dos domínios grandes, os quais são necessários basicamente para absorver condições de fronteira.

Os níveis verticais são fornecidos ao modelo em coordenadas sigma que, junto ao solo, acompanham o contorno do terreno, como pode ser visto na Figura 2.1. A coordenada sigma é definida pela seguinte equação:

$$\eta = \frac{p_h - p_{top}}{p_s - p_{top}} \tag{2.1}$$

onde: $p_h$ é a pressão em cada nível, $p_{top}$ é a pressão no topo da atmosfera (constante) e $p_s$ é a pressão à superfície. $\eta$ varia de 0 a 1, sendo 0 no topo da atmosfera e 1 na superfície.

A Figura 2.2 mostra a estrutura do modelo, que consiste de um pré-processamento realizado em um pacote de programas separados denominado WPS (WRF *Preprocessing System*), cuja saída é passada para o processamento principal (ARW *Solver*), primeiramente pelo programa "*real*" e, em seguida, para o WRF em si. Por fim,

a saída final do WRF pode ser pós-processada para um formato amigável a programas de visualização gráfica, como o GrADS, por exemplo.

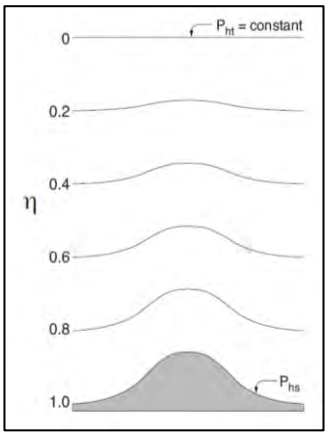


Figura 2.1 – Coordenada sigma acompanhando o terreno.
Fonte: Skamarock *et al.* (2008)

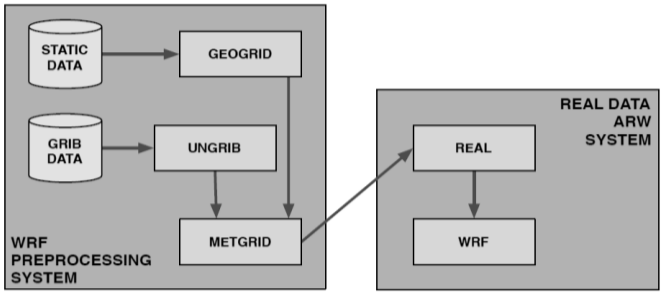


Figura 2.2 – Estrutura do modelo. Pré-processamento e processamento principal.
Fonte: Skamarock *et al.* (2008).

O WPS é dividido em três programas: Geogrid, Ungrib e Metgrid. O Geogrid define os domínios de simulação, admite os dados geográficos e cria os campos dos dados terrestres (relevo, uso da terra, tipo de solo, dados de temperatura da superfície do mar, entre outros possíveis). O Ungrib transforma os dados terrestres e meteorológicos, geralmente no formato GriB, para formatos binários de entrada no pré-processador (*real*) do programa principal (WRF) e o Metgrid interpola os dados meteorológicos, convertendo os dados de entrada, de menor resolução, para a malha mais refinada da simulação a ser realizada.

O processamento principal, por sua vez, é dividido em:

_ *real*: gera as condições iniciais e de fronteira, definidas para os quatro lados de uma grade retangular; realiza a interpolação vertical a partir dos dados de entrada do WPS, que contêm informações de pressão e define o conjunto das opções físicas.

_ WRF: realiza a integração das equações de Euler não-hidrostáticas e compressíveis da dinâmica atmosférica em cada ponto de grade e em cada nível vertical, a partir dos arquivos de fronteira fornecidos pelo *real*. Incluem-se as equações básicas da dinâmica e da termodinâmica que governam o escoamento atmosférico, sejam elas as equações de conservação de massa, quantidade de movimento, energia e a equação do estado.

De acordo com o manual do programa [WANG *et al.*, 2011 (b)], o pós-processamento pode ser realizado por diferentes programas, que geram diferentes formatos de leitura e são independentes do modelo. São eles:

_ NCAR *Command Language* (NCL);

_ *Read Interpolate Plot* (RIP4);

_ pós-processamento do WRF-ARW (ARWpost, utilizado neste trabalho);

_ NCEP WRF *Postprocessor* (WPP);

_ *Visualization and Analysis Platform for Ocean, Atmosphere, and Solar Researchers* (VAPOR).

O ARWpost gera os arquivos de saída em formato binário e de controle, que podem ser lidos pelo GrADS. Estes arquivos possuem as informações das variáveis solicitadas pelo usuário para todo o domínio horizontal e em todos os níveis verticais que podem ser os níveis sigma do modelo ou especificados em alturas ou pressões. No caso de ser especificado, o programa faz interpolações entre os níveis que foram simulados.

Uma descrição ainda mais detalhada do modelo pode ser encontrada em seu manual e em Skamarock *et al.* (2008).

Um modelo com maior resolução vertical representa melhor a estrutura vertical da atmosfera, como mostram Lyons *et al.* (1995), Mass *et al.* (2002), Deng *et al.* (2004) e Nolan *et al.* (2009). Diversos trabalhos confirmaram também a melhoria na previsão usando grade horizontal mais refinada: Mass *et al.* (2002) (através de uma avaliação subjetiva), Done *et al.* (2004), Kain *et al.* (2006) e Weisman *et al*. (2008), citados por Davis *et al*. (2010). Ambas se relacionam na forma de que uma maior resolução horizontal exige maior resolução vertical. Como exemplo, é interessante notar a evolução do modelo ETA, utilizado operacionalmente no CPTEC, que teve um incremento de 38 para 50 níveis verticais ao aumentar sua resolução horizontal para 15 km (após as versões anteriores de 80, 40 e 20 km) (ETAMODEL-CPTEC, 2012).

Apesar desta relação diretamente proporcional, existe um limite a partir do qual o incremento no número de níveis verticais não mais resulta em melhoria na qualidade da simulação. Por exemplo, no trabalho de Pellegrini *et al.* (2008), que testaram 33, 45, 50, 55 e 60 níveis verticais, as melhorias cessaram a partir de 50 níveis. Também Aligo *et al.* (2009) testaram 21, 29, 33, 37, 57 e 62 níveis e concluíram que 62 níveis tiveram um impacto negativo nas simulações em comparação aos outros casos; Colle e Mass (2000), citados por Nogueira (2010), testaram 29, 38 e 57 níveis verticais e concluíram que os resultados para 57 níveis eram semelhantes aos obtidos com 29. O próprio Nogueira (2010) também testou diferentes números de níveis verticais (23, 38, 57 e 76) e observou que o aumento no seu número para uma mesma resolução horizontal não resulta diferenças significativas nas previsões de precipitação, ou seja, o modelo foi pouco sensível às mudanças. Exceto Aligo *et al.* (2009), que utilizou o modelo WRF, todos os demais trabalhos foram realizados para o modelo MM5. Em virtude da grande variedade de trabalhos e configurações encontrados na literatura, apresenta-se a Tabela 2.1 com um resumo de diversos trabalhos realizados com modelos regionais de mesoescala (ETA, MM5 e WRF). É importante ressaltar que nem todos realizaram testes de sensibilidade para definir as resoluções mais adequadas para cada estudo. Na Figura 2.3 o espaçamento horizontal utilizado em cada um deles é representado em função da resolução vertical. Nesta figura nota-se que, em sua maioria, os pontos com menos (mais) níveis verticais possuem os maiores (menores) espaçamentos horizontais.

Tabela 2.1 – Resumo das resoluções horizontais e verticais utilizadas em diversos trabalhos.

| ***AUTORES*** | ***VARIÁVEL ESTUDADA*** | ***MODELO*** | ***RESOLUÇÃO HORIZONTAL*** | ***NÚMERO NÍVEIS VERTICAIS*** |
|---|---|---|---|---|
| Cheng e Steemburg, 2005 | Temperatura, ponto de orvalho e vento à superfície | WRF e ETA | 12,5 km<br>12 km | 35<br>60 |
| Jankov *et al.*, 2005 | Previsão de precipitação | WRF | 12 km | 34 |
| Kusaka *et al.*, 2005 | Evento de chuva forte | MM5 e WRF | 4 km | 31 |
| Elmore *et al.* 2006 | Altura geopotencial e vento | ETA | 22 km<br>12 km | 50<br>60 |
| Ferreira, 2007 | Pressão, razão de mistura, temperatura e vento à superfície | WRF | 8 km | 27 |
| Bao *et al.*, 2008 | Ventos de baixos níveis | WRF | 4 km | 50 |
| Hines e Bromwich, 2008 | Pressão, temperatura, umidade específica e vento à superfície | Polar WRF | 24 km | 28 |
| Mölders, 2008 | Pressão, radiação, temperatura, vento | WRF | 4 km | 31 |
| Prabha e Hoogenboom, 2008 | Previsão de eventos de neve | WRF | 1 km | 40 |
| Coniglio *et al.*, 2009 | Previsão de tempo severo | WRF | 4 / 4 / 3 / 4 km | 37 / 43 / 40 / 51 |
| Jury *et al.*, 2009 | Convecção e vento | WRF | 1 km | 51 |
| Nolan *et al.*, 2009 | Pressão e vento | WRF | 1,33 / 0,444 km | 40 / 48 |
| Wang *et al.*, 2010 | Previsão do vento | WRF | 2 km | 45 |

(continua)

Tabela 2.1 – Conclusão.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Davis *et al.*, 2010 | Ventos de furacão | AHW (Hurri-cane WRF) | 1,33 km | 34 |
| Nogueira, 2010 | Eventos precipitação | MM5 | 12 km / 3 km | 23 / 38 |
| Miglieta *et al.*, 2011 | Velocidade do vento | WRF | 10 km | 28 |
| Wang *et al.*, 2011 (a) | Vento de baixos níveis | WRF | 5 km | 33 |
| Carvalho *et al.*, 2012 | Vento | WRF | 3,6 km<br>1,2 km | 27<br>50 |
| Koo *et al.*, 2012 | Qualidade do ar | WRF | 3 km | 35 |

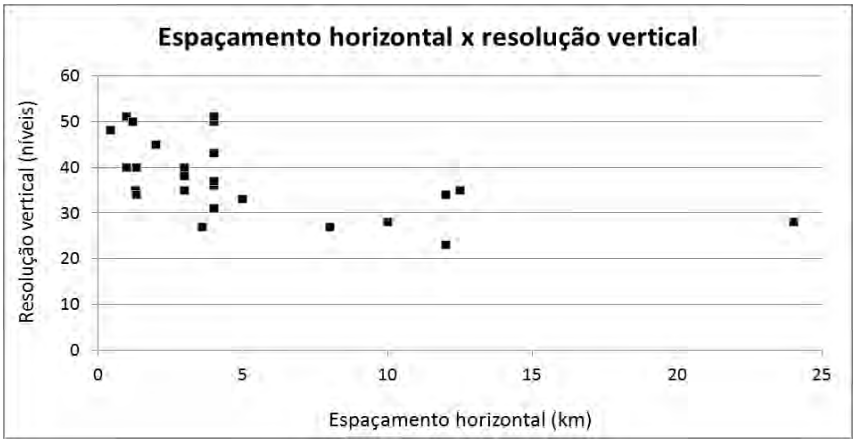


Figura 2.3 – Resumo de espaçamentos horizontais versus resoluções verticais.

Processos microfísicos, tais como radiação, nuvens *Cumulus*, trocas com a superfície, Camada Limite Planetária e convecção, têm cada um sua escala característica de ocorrência. Ao aumentar a resolução da grade de simulação, ela pode se tornar menor que a escala de alguns destes processos e eles se tornam explícitos. Entretanto, para estimar estes processos quando não podem ser representados explicitamente pelos modelos, ou seja, são menores que o espaçamento da grade (ditos processos de sub-grade), usam-se as chamadas parametrizações, que consistem em representar algo desconhecido a partir de algo conhecido. Diversos esquemas de parametrização foram

desenvolvidos para as diferentes microfísicas, e ainda continuam em processo de melhoramento e adaptação aos diferentes modelos. Cada esquema tem sua adequação de acordo com as particularidades da região e do caso a serem estudados, por isto muitos trabalhos têm sido realizados para testar a melhor escolha para o tipo de estudo que se pretende realizar. Alguns destes estudos mais recentes, realizados para o WRF, são os trabalhos de Jankov *et al*. (2005), Ferreira (2007), Carvalho *et al.* (2012), entre outros.

Com relação ao tempo de ajuste do modelo, para Henderson *et al*. (2007), PaiMazumder e Mölders (2009), Aligo *et al*. (2009) e Mendes (2011), as primeiras seis horas simuladas foram configuradas como *spin-up time* e, portanto, desprezadas. Nos dois primeiros trabalhos, por exemplo, foram integradas 30 horas para cada dia a ser simulado, começando seis horas antes para descartá-las. Mendes (2011) integrou 54 horas, descartando as 6 primeiras horas para analisar os 2 dias completos restantes. Já Pellegrini *et al*. (2008), Jury *et al*. (2009) e Carvalho *et al.* (2012) utilizaram, respectivamente, 24, 18 e 12 horas como tempo de *spin-up*.

## 2.3. Avaliação

Para avaliar quantitativamente a acurácia de modelos numéricos, diversos trabalhos têm sido realizados para diferentes modelos. Em geral, todos usam métricas estatísticas para comparar e quantificar dados observados e simulados. Para avaliar o modelo WRF, Prabha e Hoogenboom (2008) usaram erro médio (viés), raiz do erro quadrático médio (REQM), índice de concordância de Willmott (**d**), coeficiente de correlação e índice de acurácia do modelo (*skill score*). Carvalho *et al.* (2012) usaram desvio padrão, viés e REQM. Segundo Henderson *et al.* (2007), o viés quantifica os erros sistemáticos da distorção devido a parâmetros do modelo, deficiências, parametrizações e aproximações numéricas. O REQM avalia a *performance* global e invalida erros negativos e positivos, cancelando um com o outro, sendo muito sensível aos extremos incorretos. Por outro lado, Emery *et al.* (2001) dizem que o índice de Willmott condensa em uma única quantidade estatística todas as diferenças entre estimativas do modelo e observações dentro de uma dada região de análise e para um dado período de tempo.

Por se tratarem de métricas conhecidas (com exceção do índice de Willmott), bastante citadas na literatura e confiáveis, viés, REQM e Willmott serão utilizadas como metodologia deste trabalho para comparar os resultados simulados às observações.

Willmott (1981) parte da hipótese de que toda a variância de erros está contida na previsão e que a observação é livre de erros. Este índice especifica o grau no qual os desvios das observações em relação à média observada correspondem, tanto em magnitude e sinal, aos desvios das previsões em relação à média observada. É um índice adimensional limitado pelos valores 0 e 1, onde 1 significa perfeita concordância entre observação e previsão e 0 significa completa discordância.

O índice de concordância de Willmott (1981) foi utilizado para comparar observações contra previsões em diversos trabalhos recentes como Emery *et al.* (2001), Deng *et al.* (2004), Prabha e Hoogenboom (2008), Wang *et al*. (2008), PaiMazumder e Mölders (2009), Wang *et al.* (2011a), Koo *et al*. (2012), entre outros.

Lyons *et al.* (1995) apresentam resultados de **d** da ordem de 0,5 a 0,7 para velocidade do vento e concluem que a *performance* do modelo foi considerada satisfatória. Seaman *et al.* (1995) conduzem uma comparação do modelo MM5 contra observações em perfis verticais, como será feito neste trabalho e, para uma camada de 14 níveis, obtêm um valor médio de 0,51 ao longo de 5 dias de simulação. Estes resultados são reforçados em Deng *et al*. (2004) e Wang *et al*. (2008), que afirmam que, para aplicações de modelo de mesoescala, um valor maior que 0,5 é considerado típico para uma simulação de sucesso de velocidade do vento. Emery *et al.* (2001), afirmam que índices de concordância maiores que 0,6 e REQM menores que 2,0 m/s são considerados satisfatórios. Estes critérios são complementados por viés menores que 0,5 m/s apresentado por Miglietta *et al.* (2011), em seu trabalho que comparou resultados de simulações do WRF inicializadas com dados de análises para o ano de 2006 *versus* resultados de previsão do ECMWF. Por outro lado, Mölders (2008) cita Zhong e Fast (2003), que concluíram que uma previsão de 24 horas pode ser considerada satisfatória se o REQM for menor que 1,57 m/s. Com base nestas referências, foram estabelecidos para este trabalho os limiares de 0,6 para **d**, 0,5 m/s para viés e 2,0 m/s para REQM.

# 3 DADOS E MÉTODOS

## 3.1. Localização

O Centro de Lançamento de Alcântara localiza-se na região nordeste brasileira, no norte do estado do Maranhão, próximo de sua capital, São Luís. O CLA foi criado no ano de 1983 e encontra-se a aproximadamente 50 metros de altitude, próximo a uma falésia na costa litorânea do Oceano Atlântico Equatorial. Apesar desta falésia, o relevo da região é basicamente plano.

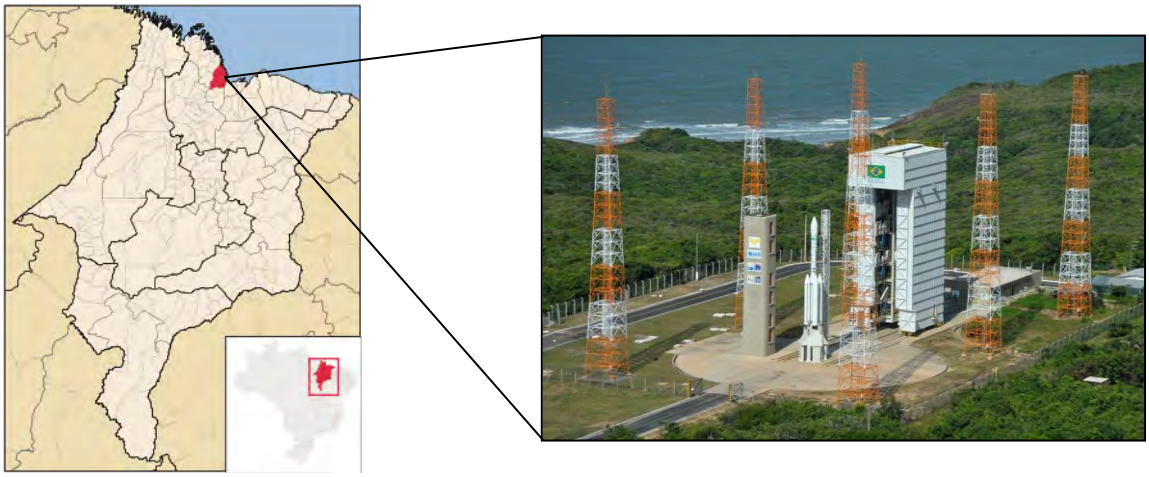

Figura 3.1 – Localização do CLA.
Fonte: Abreu (2006) e IAE (2012).

A escolha de sua localização não foi arbitrária, mas devido a características particulares como o baixo fator de rajadas, regime de chuvas bem definido, baixa densidade demográfica, proximidade com apoio logístico e proximidade com mar aberto para a queda dos estágios dos foguetes. Também devido à grande economia de combustível (até 30%) que se torna possível naquela região do planeta, ao aproveitar ao máximo a rotação da Terra para impulsionar lançamentos em todos os tipos de órbita (site oficial do CLA, 2012).

## 3.2. Medidas

Os dados de observação que serão utilizados neste trabalho foram obtidos em duas campanhas de radiossondagens realizadas no CLA, sendo uma representativa da estação seca (mês de setembro) e a outra da estação chuvosa (mês de março), com o objetivo de avaliar o comportamento do modelo WRF em função da sazonalidade. Estes dados foram disponibilizados pela Divisão de Ciências Atmosféricas do IAE (ACA/IAE) e foram escolhidos especificamente devido à alta densidade temporal de observações que ocorreram nestas campanhas, sendo nos 4 horários sinóticos diários (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC) durante dois períodos intensivos, e em dois horários (00:00 e 12:00 UTC) nos demais dias dos meses citados. Os períodos intensivos foram:

_ estação seca: 16 a 26/09/2008;

_ estação chuvosa: 01 a 25/03/2010.

O mês de março de 2010 foi marcado como atípico com relação à estação chuvosa da região. Chuvas intensas eram esperadas durante todo o mês, entretanto elas só iniciaram por volta do dia 19. De acordo com o relatório de análise sinótica do experimento Chuva GPM 2010 (GONÇALVES, 2012), esta condição teve sua causa devida à ocorrência do fenômeno *El-Niño* nos primeiros meses de 2010, como pode ser visto em: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml. A Figura 3.2 mostra a série temporal da precipitação do mês de março de 2010 e a Figura 3.3, as cartas de superfície e de altitude dos dias 06, 13 e 22 de março de 2010, que exemplificam muito bem três regimes de tempo distintos, sejam eles:

_ Subsidência forçada entre duas zonas de convergência de umidade (ZCAS ao sul e ZCIT ao norte) (vide Figura 3.3a);

_ Chuvas isoladas entre os dias 10 e 16 de março de 2010 influenciadas por um VCAN (vide Figura 3.3d);

_ Início das chuvas sistemáticas a partir do dia 19 de março devido ao posicionamento tardio da ZCIT em sua posição austral. Nas cartas de superfície

observa-se seu deslocamento e somente no dia 22 de março posiciona-se ao sul da linha do Equador.

Desta forma, o período de avaliação da estação chuvosa será apenas a partir do dia 19 de março.

Segundo estimativa dos dados do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), a precipitação total do ano de 2010 em Alcântara esteve abaixo da média climatológica, como pode ser visto na Figura 3.4a, que apresenta os valores de precipitação total anual para o período de 1979 a 2010. Estão representados também a linha que marca o nível médio de precipitação ao longo destes anos e dados observados pela estação meteorológica de superfície do CLA, disponíveis de 1993 a 2008. Em 3.4b observa-se a média mensal de chuvas a partir de dados do mesmo período de 1993 a 2008. O máximo de precipitação foi no mês de março e o mínimo em outubro, seguido do mês de setembro. Assim, de acordo com a climatologia, confirmam-se os períodos de estudo deste trabalho como representativos das estações de chuva da região.

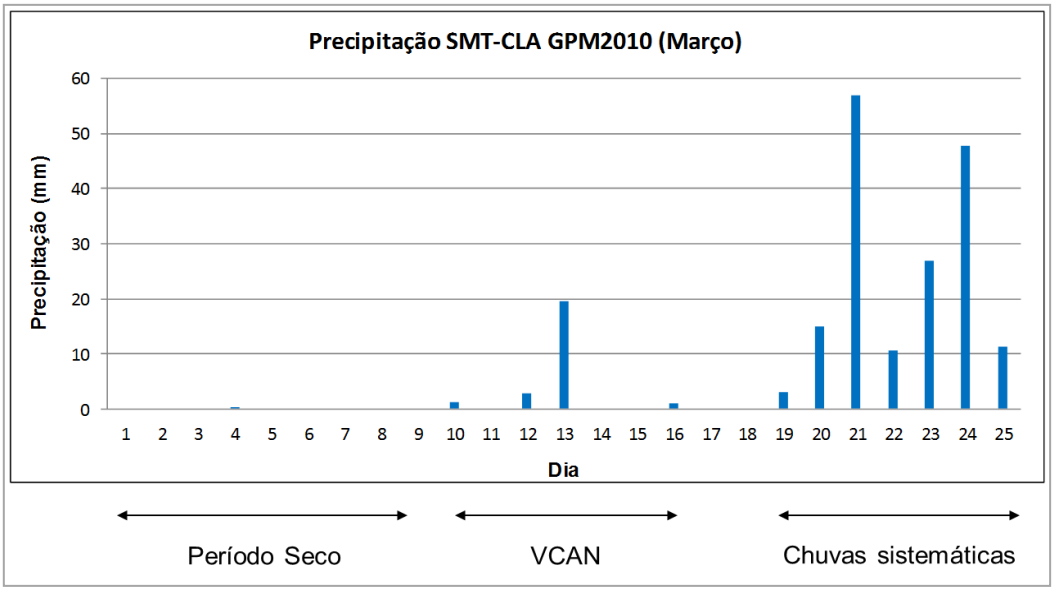


Figura 3.2 – Série temporal da precipitação na região do CLA durante março de 2010. Fonte: IAE / ICEA (2010).

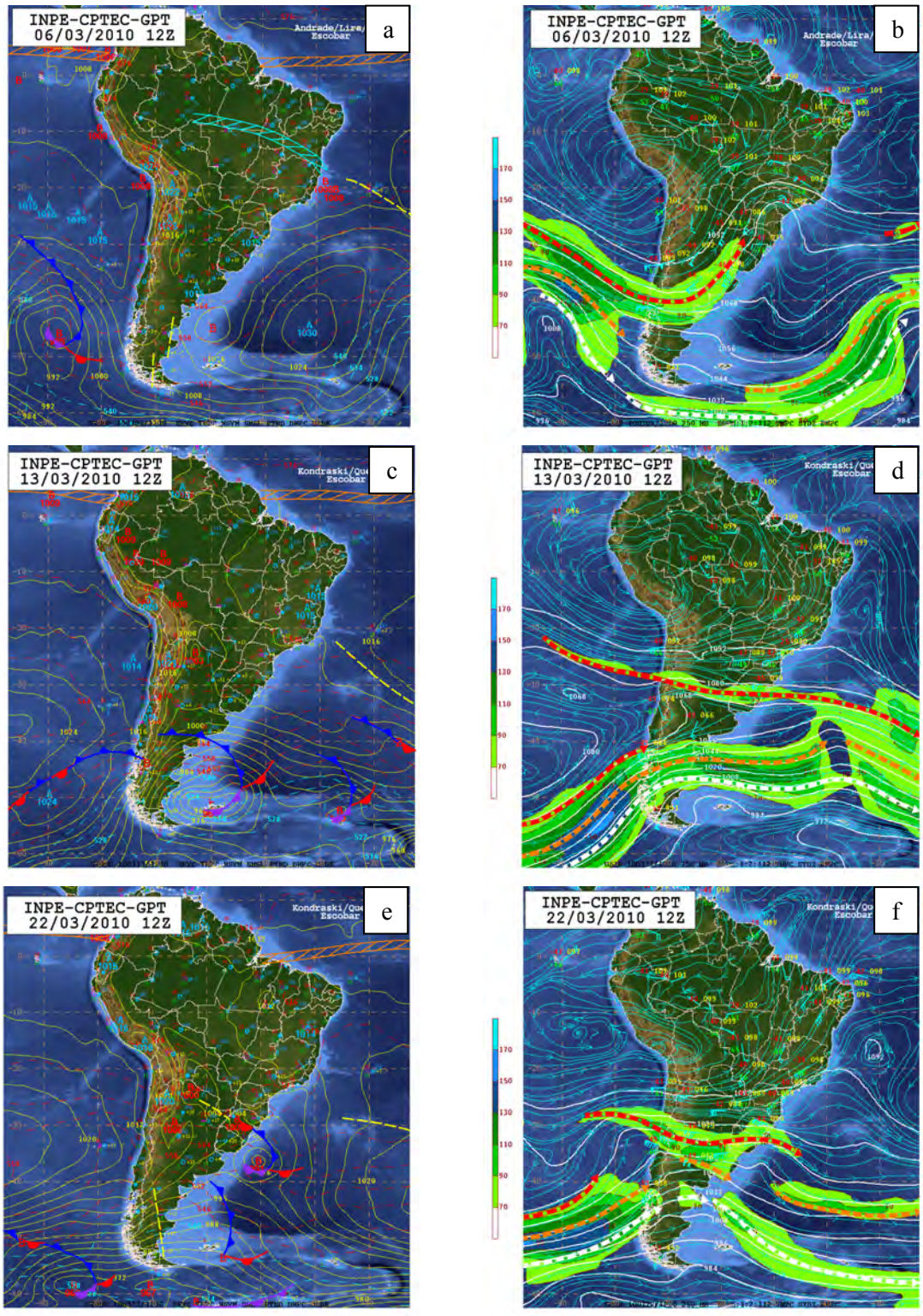


Figura 3.3 – Cartas de superfície do dia 06 (a), 13 (c) e 22 (e) de março de 2010. Cartas de altitude dos mesmos dias (b), (d) e (f), mostrando o posicionamento de um VCAN sobre o Nordeste do Brasil em (d).

Fonte: Gonçalves (2012).

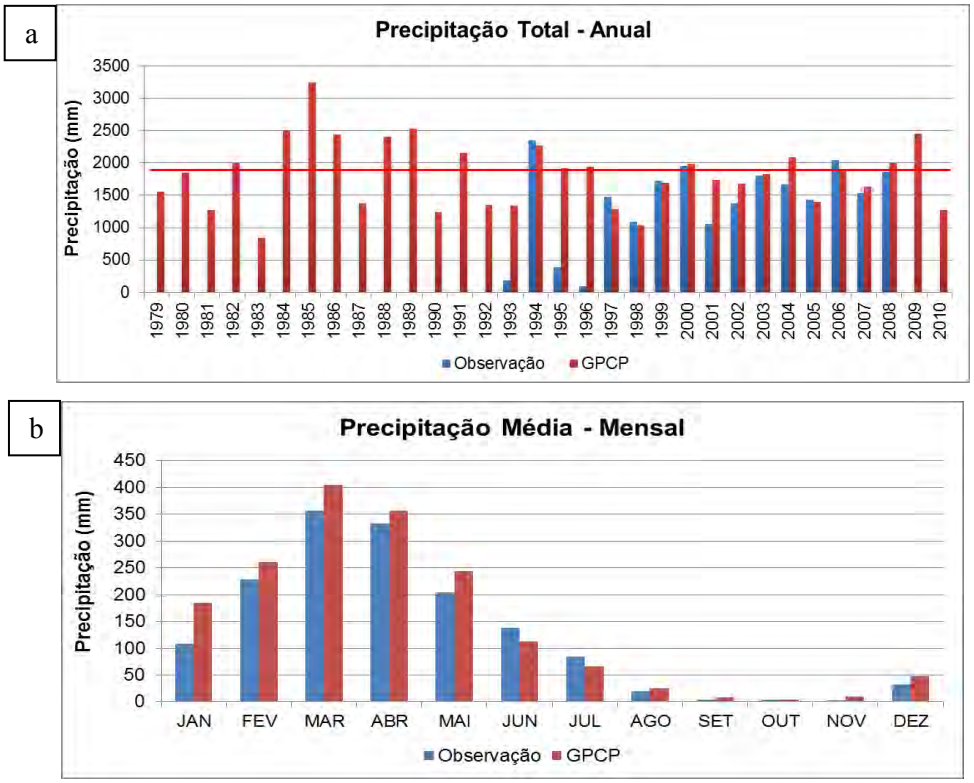


Figura 3.4 – Precipitação total anual (a) e média mensal para Alcântara (b).

A campanha de coletas do ano de 2010 fez parte do experimento Chuva Alcântara GPM 2010, relativo ao Projeto CHUVA FAPESP 2009/15235, enquanto a campanha de 2008 foi realizada pelo IAE e denominada Murici II. Os dados das campanhas completas serão utilizados para a "climatologia" das estações, que será detalhada na seção 3.3.

O lançamento das radiossondas foi realizado no setor de meteorologia do CLA, localizado a 2,33° de latitude Sul e 44,42° de latitude Oeste. A radiossonda utilizada nos experimentos foi da marca Vaisala, modelo RS92-SVG (Figura 3.5). O aparelho possui sensores de pressão, temperatura e umidade e transmite os dados medidos instantaneamente para a estação em superfície através de sinal de ondas UHF e seu posicionamento na atmosfera é obtido através do sistema global de posicionamento (GPS). Os arquivos de dados gerados por uma radiossondagem possuem informações da taxa de ascensão, altitude, pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade relativa, direção e velocidade do vento, medidos a cada dois segundos. Destas informações podem-se estimar outras como as componentes U e V (zonal e meridional) da

velocidade horizontal do vento, temperatura potencial, temperatura potencial virtual e umidade específica. Neste trabalho, serão analisadas apenas as informações relativas aos ventos.

Figura 3.5 - Modelo de radiossonda RS92 utilizada nos experimentos de campo.

### 3.3. Climatologia / Características médias do período

Como em Barros (2008), o termo "climatologia" será utilizado na falta de outro termo mais apropriado, pois as estatísticas serão obtidas a partir de somente um mês de dados para cada caso (setembro de 2008 e março de 2010), sendo que a Organização Meteorológica Mundial (OMM) recomenda o uso de pelo menos 30 anos de dados (observações) para a obtenção de climatologias propriamente ditas.

Os dados foram reunidos de acordo com o horário sinótico e separadamente para as duas campanhas. Assim, todas as radiossondagens realizadas a um determinado horário e ao longo de todos os dias de uma campanha foram agrupadas e para este conjunto foram obtidos os valores médios e os desvios padrão da velocidade (Vel) e direção do vento ($\theta$) e de suas componentes zonal (U) e meridional (V) para cada nível (interpolados a cada 50 metros, de 0 a 5000 metros), representando uma "climatologia" do período. Em função destas estatísticas, foram gerados os respectivos perfis verticais e

também uma série temporal das médias de cada variável, que serão apresentados na seção 4.1.

A mesma metodologia aplicada aos períodos (meses) inteiros foi também realizada para o período de 19 a 31 de março separadamente.

### 3.4. Metodologia de cálculos

Para o tratamento dos dados observados foram utilizados os métodos estatísticos média aritmética e desvio padrão para as quatro variáveis do vento horizontal que estão sendo trabalhadas. O cálculo das médias para as duas componentes do vento foi realizado a partir de médias aritméticas simples. Mas para a velocidade e direção do vento, os cálculos foram baseados no Apêndice B da publicação de Teixeira e Girardi (1978), os quais seguem:

$$\overline{Vel} = \left(\overline{U}^2 + \overline{V}^2\right)^{1/2} \tag{3.1}$$

$$\overline{\theta} = \cos^{-1}\left(-\frac{\overline{V}}{\overline{Vel}}\right) \tag{3.2}$$

onde a denotação “barra” significa a média da variável.

Neste trabalho, três métodos para o cálculo do desvio padrão da direção do vento foram testados, sejam eles o método de Verrall e Williams (1982), de Ackermann (1983) e de Yamartino (1984). Devido ao bom resultado do método de Yamartino nesta comparação e também nos trabalhos citados ao final da seção 2.1, este método será adotado como oficial para os resultados deste trabalho.

Para a comparação dos dados observados com as saídas do modelo WRF foram utilizadas três métricas estatísticas diferentes: viés (absoluto), REQM e índice de Willmott (**d**) para as variáveis velocidade (Vel) e as componentes U e V, calculados da seguinte forma:

$$Viés = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|(P-O)\right| \tag{3.3}$$

$$EQM = \sqrt{\left[\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(P-O)^2\right]} \tag{3.4}$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(P-O)^2}{\sum_{i=1}^{n}\left[\left|P-\overline{O}\right| + \left|O-\overline{O}\right|\right]^2} \tag{3.5}$$

onde: n = número de níveis verticais; P = previsão, O = observação, $\overline{O}$ = média das observações, no caso, valor médio da camada.

A camada de interesse deste estudo é até os primeiros 5000 m, pois esta é a altura em que pode ocorrer influência do vento na determinação da trajetória de veículos em lançamento (FISCH, 1999). Somente nos testes de sensibilidade dinâmicos iniciais (seção 4.3) foi considerada a camada inteira até os 20000 m, no caso das simulações com 27 níveis verticais, devido à escassez de informações até 5000 m (apenas 13 níveis).

Foram criados algoritmos para o cálculo automatizado entre as saídas do WRF e as observações em cada nível. As informações das radiossondagens foram transformadas em um formato binário para entrada no software GrADS, que foi utilizado para esta tarefa. A saída tem formato de arquivo de texto e apresenta somente o resultado final representativo da camada inteira para cada intervalo de 6 horas de previsão.

Ainda, a fim de obter valores representativos de cada simulação, foram tomadas a média e o desvio padrão sobre os resultados de todos os horários, para cada variável separadamente (U, V e Vel). Da combinação destes valores foram definidas as quatro melhores rodadas para cada ano (ou período), conforme será detalhado na seção 4.4 do capítulo de resultados.

## 3.5. Metodologia das simulações

O modelo WRF (núcleo ARW) versão 3.2.1 foi instalado em 64 bits em um servidor Proliant HP DL380 G7, 2 processadores Intel Six-Core E7520 2.93GHz, 32 Gb de memória RAM, 2 discos de 300 Gb SAS (sistema operacional), 4 discos de 1 Tb SATA (armazenamento), 2 fontes redundantes.

Figura 3.6 – Servidor HP onde foram realizadas todas as simulações, instalado na ACA/IAE.

Para as simulações utilizando-se o modelo WRF, são necessárias entradas de dados para condição de contorno inicial e de fronteira lateral das grades, bem como de inicialização do terreno. Para o primeiro, os dados utilizados foram os campos gerados pela previsão do modelo *Global Forecasting System* (GFS), do NCEP, com resolução espacial de 0,5° x 0,5° (aproximadamente 55 x 55 km para a latitude local) e temporal de 6 horas, disponíveis em http://nomads.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/gfs/prod/. Os dados do terreno foram fornecidos pelo *United States Geological Survey* (USGS) (disponíveis em http://www.mmm.ucar.edu/wrf/src/wps_files/geog.tar.gz), com resolução espacial de 30” de arco.

Outra opção de dados que poderiam ser utilizados como condição de contorno inicial das grades seria as análises finais da previsão global (NCEP *Final Analysis* – FNL), que têm resolução espacial de 1° x 1° e temporal de 6 horas. A análise é feita após a previsão e também fornece, por sua vez, juntamente com o *first guess*, entrada para a próxima previsão, como pode ser visto na exemplificação da Figura 3.7, que mostra o esquema do ciclo de assimilação de dados realizado no CPTEC.

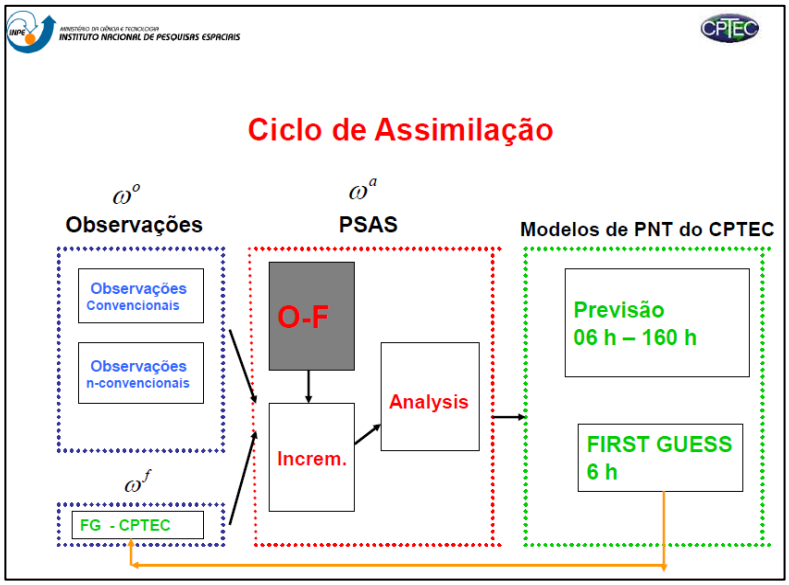


Figura 3.7 - Exemplo do ciclo de assimilação de dados realizado no CPTEC.
Fonte: Herdies (2011).

Entretanto, a intenção de se utilizar dados de previsão e não de análise é para cumprir os objetivos de determinar a previsibilidade do modelo em condições possivelmente operacionais de uma campanha de lançamento de foguete, cujos resultados podem ser determinantes para o sucesso da missão, sendo parte integrante da motivação do trabalho. Além disso, os dados de origem do NCEP foram escolhidos pela sua alta resolução, disponibilidade e confiança, pois o mesmo é utilizado amplamente na literatura relacionada (por exemplo em JURY *et al.*, 2009, WANG *et al.*, 2010, KOO *et al.*, 2012). Contudo, como forma de analisar o comportamento do modelo para diferentes dados de entrada (análise e previsão), foi realizada uma única rodada para 2008 e uma para 2010 utilizando-se dados de condições iniciais FNL, para fins meramente comparativos. Estas foram iniciadas nas datas de 20/09/2008 e 20/03/2010. A comparação será feita entre os dois diferentes dados de entrada para cada data separadamente, através dos valores médios das simulações com relação aos três índices estatísticos (**d**, viés e REQM) e avaliando as componentes U e V separadamente.

Dados de temperatura da superfície do mar (TSM) podem ser inseridos no modelo em casos de simulações longas (a partir de aproximadamente 10 dias). Entretanto, para simulações curtas de 72 horas, como neste trabalho, tal tarefa torna-se desnecessária

devido à lenta variação da TSM, como pode ser verificado nas séries temporais para o ciclo anual e também especificamente para os períodos das campanhas de observações utilizadas (Figura 3.8). Ao longo de todo o mês de setembro de 2008, a amplitude da variação da TSM foi de apenas 0,6ºC, enquanto que a amplitude anual foi de aproximadamente 2,7ºC. Em 2010, a amplitude da variação da TSM para o mês de março foi de 0,75ºC e sua amplitude anual de 3ºC. Os dados foram tirados do Projeto TAO (*Tropical Atmosphere Ocean*) a partir do site do Projeto PIRATA (*Prediction and Research Moored Array in the Atlantic*), que mantém boias no Oceano Atlântico. Os gráficos apresentados na Figura 3.5 são da boia localizada na linha do Equador a 35º W, que é a mais próxima do CLA (Figura 3.8e).

Todas as simulações foram realizadas com três domínios quadrados e centralizados no CLA, sendo um domínio mãe e dois aninhados, com comunicação bidirecional de dados entre eles (*two-way nesting*). Utilizou-se a técnica do aninhamento de domínios para evitar o esforço computacional desnecessário ao resolver domínios muito grandes com resolução espacial muito alta. O espaçamento da grade do domínio maior foi de 9x9 km, reduzindo na proporção de 3 até a grade de 1x1 km no domínio menor. O critério de estabilidade de Courant e o manual do modelo WRF recomendam passo de tempo de seis vezes o espaçamento da grade (dx), em quilômetros. Entretanto, devido à ocorrência de instabilidades numéricas durante a simulação, foram utilizados 5 dx, o que representou um passo de tempo de 45, 15 e 5 s para os domínios 1, 2 e 3, respectivamente.

Ao longo do total de 18 dias de lançamentos intensivos de radiossondagens, simulações foram iniciadas a cada 12 horas (às 00 e às 12 UTC), com tempo de integração de 72 horas, incluído o tempo inicial de *spin-up*, descartado. Este foi definido como 6 horas (seção 4.3.1). Apenas alguns testes iniciais foram realizados com um tempo de integração menor, de 24 horas (úteis).

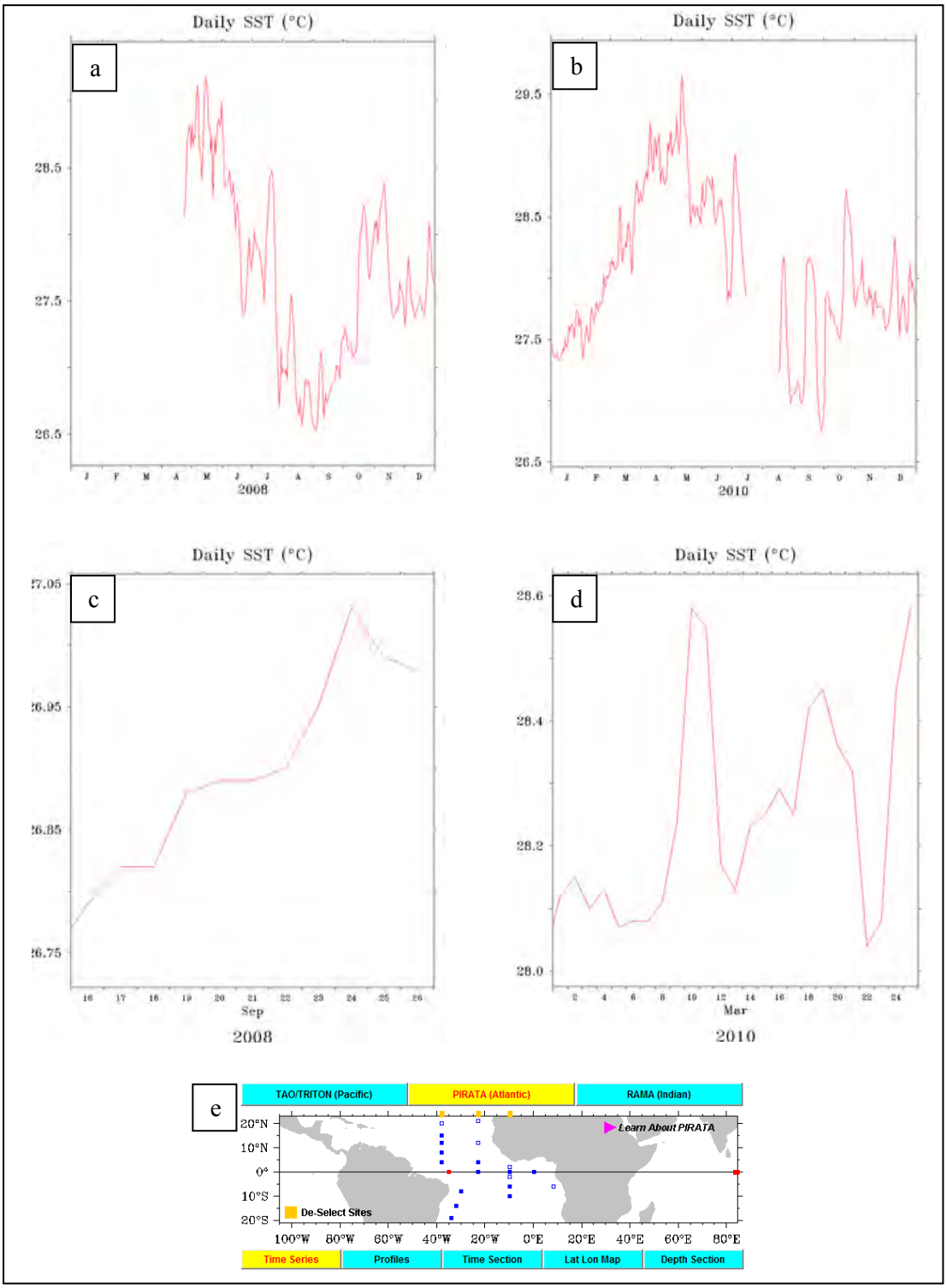


Figura 3.8 – Dados diários de TSM para o ciclo anual de 2008 (a) e 2010 (b) e para os meses de setembro (c) e de março (d), respectivamente, e a localização da boia (e).

Fonte: NOAA.PMEL.TAO Project Office / Projeto PIRATA (2012).

### 3.5.1. Testes de sensibilidade

Anteriormente à realização das simulações oficiais utilizadas para a extração dos resultados, foram realizadas duas séries de testes de sensibilidade a fim de obter a configuração de modelo mais apropriada para o local e as variáveis que se pretende estudar, para os períodos analisados. Eles também foram úteis para comparar o tempo de máquina que cada simulação utilizou, tornando possível ponderar o custo computacional *versus* melhoria na qualidade dos resultados simulados.

A primeira seção de testes consistiu na verificação de configurações dinâmicas de tamanhos de domínios, número de níveis verticais e tempo de ajuste do modelo (*spin-up*). As simulações de 72 horas foram iniciadas nos dias 19/09/2008 e 19/03/2010, somente, e encontram-se resumidas na Tabela 3.1. A Figura 3.9 mostra os tamanhos dos domínios.

Tabela 3.1 – Resumo primeira seção de rodadas teste de sensibilidade.

| Tamanho domínios | 130 x 118 x 106 pontos (1170 x 354 x 106 km) | | 100 x 88 x 76 pontos (900 x 264 x 76 km) | | 66 x 88 x 106 pontos (594 x 264 x 106 km) | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Níveis verticais | 27 | 42 | 27 | 42 | 27 | 42 |
| *Spin-up time* | 6, 12 e 24 | 6, 12 e 24 | 6, 12 e 24 | 6, 12 e 24 | 6, 12 e 24 | 6, 12 e 24 |

Os números de níveis verticais testados foram 27 (*default* do modelo) e com um incremento para 42 níveis, sendo estes concentrados em 25 nos primeiros 5000 m. A Figura 3.10 mostra a distribuição aproximada destes níveis na vertical, considerando que eles são fornecidos na coordenada sigma, cujas pressões ($p_h$ e $p_s$) variam de acordo com as condições atmosféricas, ou seja, é uma variável não-conservativa. A pressão no topo ($p_{top}$) foi fixada em 50 hPa.

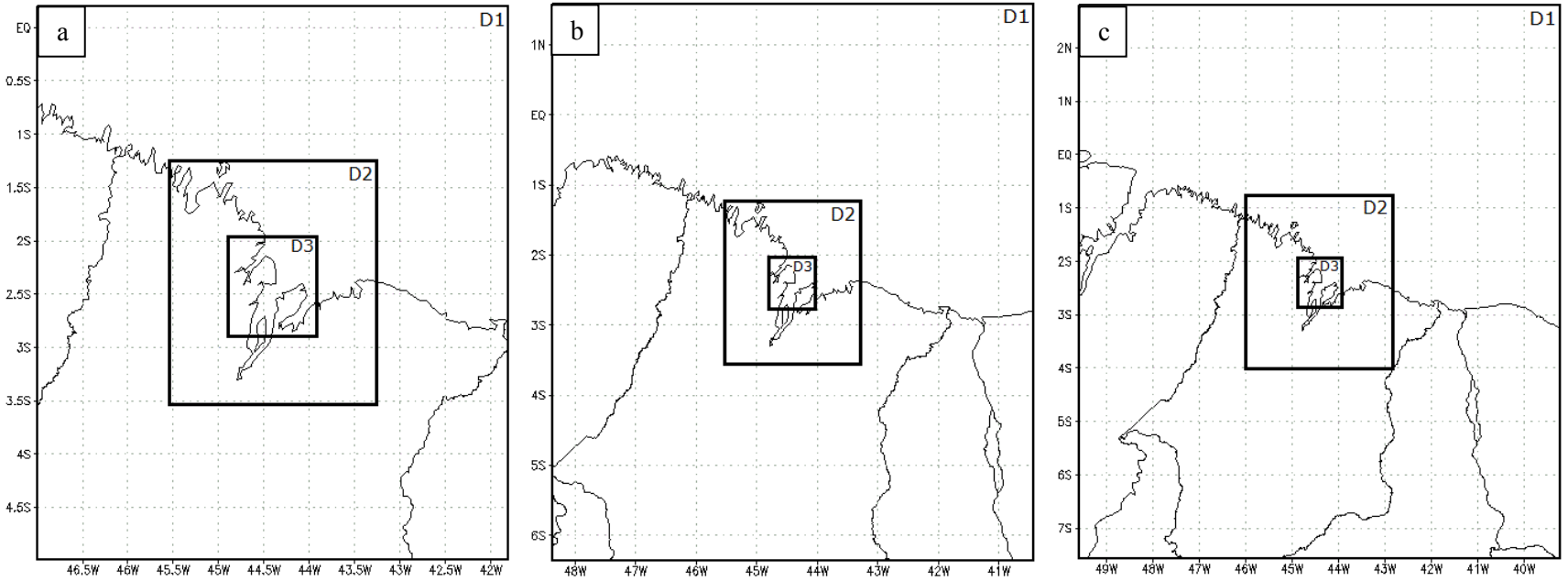


Figura 3.9 – Configurações de tamanhos de domínios aninhados. Dimensões laterais: (a) 594, 264, 106 km; (b) 900, 264, 76 km; (c) 1170, 354, 106 km.

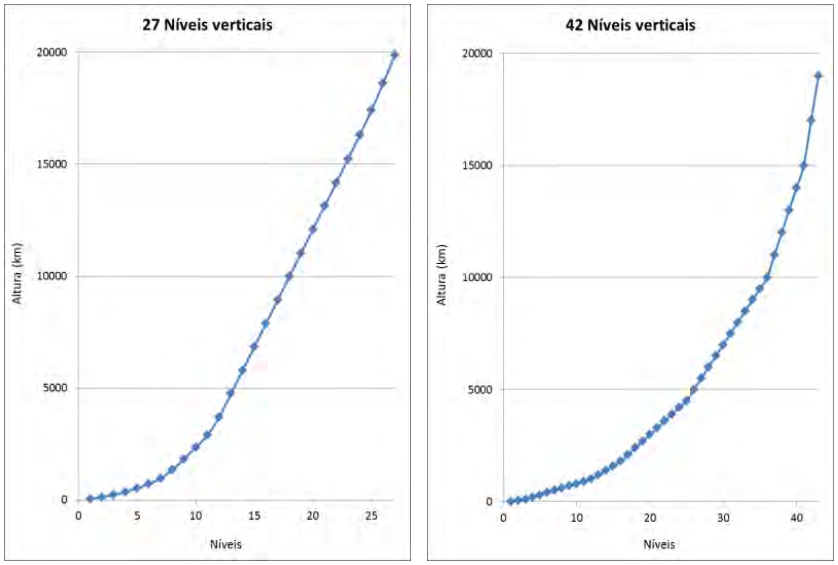


Figura 3.10 – Distribuição dos níveis sigma na altura: 27 níveis e 42 níveis.

Em todas as simulações desta seção, as parametrizações físicas utilizadas foram as *default* do WRF. São elas:

_ Microfísica: WRF Single-Moment 3-class;

_ Radiação: RRTM para ondas longas e o esquema de Dudhia para ondas curtas;

_ Camada superficial: MM5 *similarity*;

_ Superfície: Noah-LSM;

_ CLP: Yonsei University Scheme;

_ *Cumulus*: Kain Fritsch nos domínios 1 e 2 e nenhum no domínio interno (explícito).

A segunda seção de testes consistiu na verificação de parâmetros físicos de Camada Limite Planetária e foi aplicada apenas sobre as configurações dinâmicas definidas como padrões na primeira seção, a fim de não estender muito o tempo despendido com testes.

O WRF subdivide a parametrização de camada limite em três, sejam elas:

_ modelo de camada superficial, que resolve a perda de *momentum* por atrito e os fluxos de calor e de vapor de água próximo ao solo;

_ modelo de solo-superfície (*Land Surface Model* – LSM), que resolve as trocas turbulentas de calor e de água na superfície e no interior do solo;

_ modelo de Camada Limite Planetária, que calcula as trocas turbulentas ao longo de toda a coluna vertical do modelo.

As simulações, também de 72 horas, iniciaram-se nos dias 20 e 21 de setembro de 2008 e em 20 e 21 de março de 2010 e testaram quatro diferentes tipos de parametrizações físicas de CLP, listados abaixo:

_ ACM2 (Asymmetric Convective Model version 2): esquema de fechamento de 1ª ordem, sendo uma modificação do modelo convectivo de Blackadar. Possui ambas as componentes local e não-local para a mistura vertical descendente e ascendente, respectivamente.

_ MYJ (Mellor-Yamada-Janjic Scheme): operacional do modelo ETA, esquema de fechamento de energia cinética turbulenta (TKE), local. Possui uma equação prognóstica para a TKE.

_ MYNN2 (Mellor-Yamada Nakanishi and Niino level 2,5): fechamento TKE, local, derivado do antigo esquema Burk-Thompson;

_ YSU (Yonsei University Scheme): esquema de fechamento de 1ª ordem, não-local, é uma evolução da parametrização do MRF, utilizada no modelo MM5. Estima a profundidade da camada bem misturada.

A Tabela 3.2 resume as parametrizações de camada superficial e de modelo solo-superfície utilizadas com cada esquema de CLP. Todas as demais parametrizações físicas do modelo foram mantidas as *default*.

Tabela 3.2 – Resumo distribuição esquemas parametrização física de camada limite.

| CLP | Camada superficial | Solo-Superfície |
|---|---|---|
| ACM2 | Pleim-Xiu *surface layer* | Pleim-Xiu LSM |
| MYJ | Similaridade ETA | Noah LSM |
| MYNN 2,5 | MYNN *surface layer* | Noah LSM |
| YSU | Similaridade MM5 | Noah LSM |

## 3.6. Coerência Termodinâmica

A ocorrência de precipitação pode alterar o escoamento do vento devido a processos associados à convecção e das correntes descendentes associadas aos *downdrafts* (GISLER, 2009). Por este motivo, particularmente para o período chuvoso, foi realizada adicionalmente uma análise de coerência termodinâmica, a fim de verificar o ciclo diário e a coincidência espaço-temporal das chuvas, assim como também verificar como o modelo WRF representa o ciclo diário de crescimento da altura CLP.

Foram utilizadas figuras geradas pelo Radar Banda X que esteve em operação no experimento Chuva Alcântara GPM 2010, com raios de alcance de 30 e 120 km. As figuras são geradas a cada intervalo de 6 minutos e encontram-se disponíveis em http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/pedido.lista.logic. Estas foram comparadas com campos de precipitação acumulada de 1 hora gerados a partir de saídas horárias das simulações do WRF para o domínio interno de maior resolução. Para compensar a diferença entre os valores acumulados pelo modelo ao longo de 1 hora e os valores instantâneos do radar, todas as figuras do radar no intervalo entre determinada hora e sua antecedente foram utilizadas para a análise. Isto permitiu, de acréscimo, rastrear a trajetória de sistemas convectivos de escala maior, que se deslocavam sobre a área do domínio de simulação.

Para avaliar a altura do topo da CLP, foram gerados meteogramas temporais diretamente da saída do modelo, que possui esta variável (“pblh”). Os resultados foram obtidos do domínio interno, pontualmente sobre o CLA (-2.33º S e -44.42º O) e também em um ponto aleatório sobre o oceano (-2.15º S e -44.2º O).

# 4 RESULTADOS

## 4.1. Climatologia / Características médias do período

Na primeira parte deste trabalho, foi feita uma climatologia para os dois períodos completos de coleta de dados e também para os dias chuvosos do mês de março de 2010 separadamente, conforme já detalhado nas seções anteriores, da qual foram obtidos perfis verticais do vento. Nas Figuras 4.1 a 4.3 são mostradas séries temporais de perfis para os três períodos, nos quatro horários sinóticos: 00, 06, 12 e 18 UTC.

Nos três casos e em todos os horários, fica claro que a direção predominante do vento na média da camada até 5000 m é de leste. Próximo à superfície o vento é de nordeste, exceto nos perfis das 12 UTC, horário em que o vento tem uma leve rotação para leste devido ao maior enfraquecimento da brisa marítima no período matutino. Estes resultados estão em concordância com o regime de ventos alísios e também com resultados de Fisch (1997; 1999), Gisler (2009) e Marciotto *et al.* (2012). Analiticamente, estas características podem ser explicadas da seguinte forma: os ventos alísios se relacionam com ambas as componentes U e V ("$U_a$ e $V_a$"), possuindo a direção de sudeste; por outro lado, a brisa se relaciona principalmente com a componente V devido à geometria da costa na região do CLA, sendo de norte no caso de brisa marítima ("$-V_b$"). A resultante da componente V ($R_V$) fica, então, de norte, já que a magnitude de $V_b$ é maior que de $V_a$. Somado à componente $U_a$, o vento resultante torna-se de nordeste (Figura 4.4). Apesar de o fenômeno da brisa sugerir um ciclo diário, no qual durante o dia observa-se a brisa marítima e durante a noite, a brisa terrestre, na costa do CLA esta inversão não tem sido observada, ou talvez a brisa terrestre seja tão fraca que é suprimida pelos alísios (MEDEIROS *et al.*, 2013). Isto pode ser visto nos perfis de V da Figura 4.1, onde não são observadas inversões abaixo de 1000 m, que é a camada de influência dos ventos de brisa.

Mesmo que na região de Alcântara, especificamente, a direção geográfica da costa seja meridional, acredita-se que a brisa continua sendo de norte, devido ao efeito do mar aberto ser muito maior do que o efeito local, além de que o maior gradiente de temperatura fica neste sentido, devido à variação latitudinal.

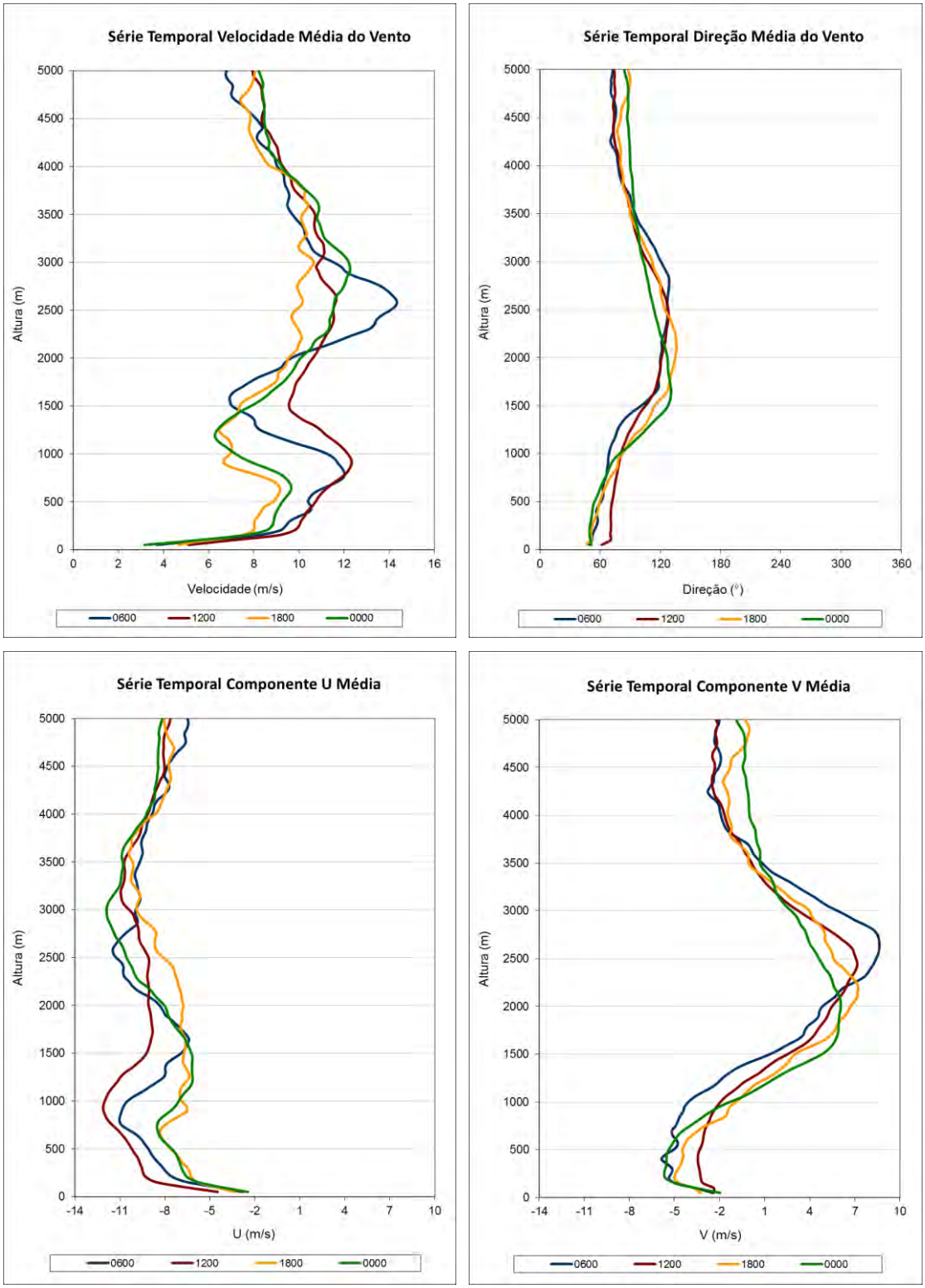


Figura 4.1 - Perfis verticais das séries temporais de velocidade, direção, componentes U e V do vento para o período de setembro de 2008.

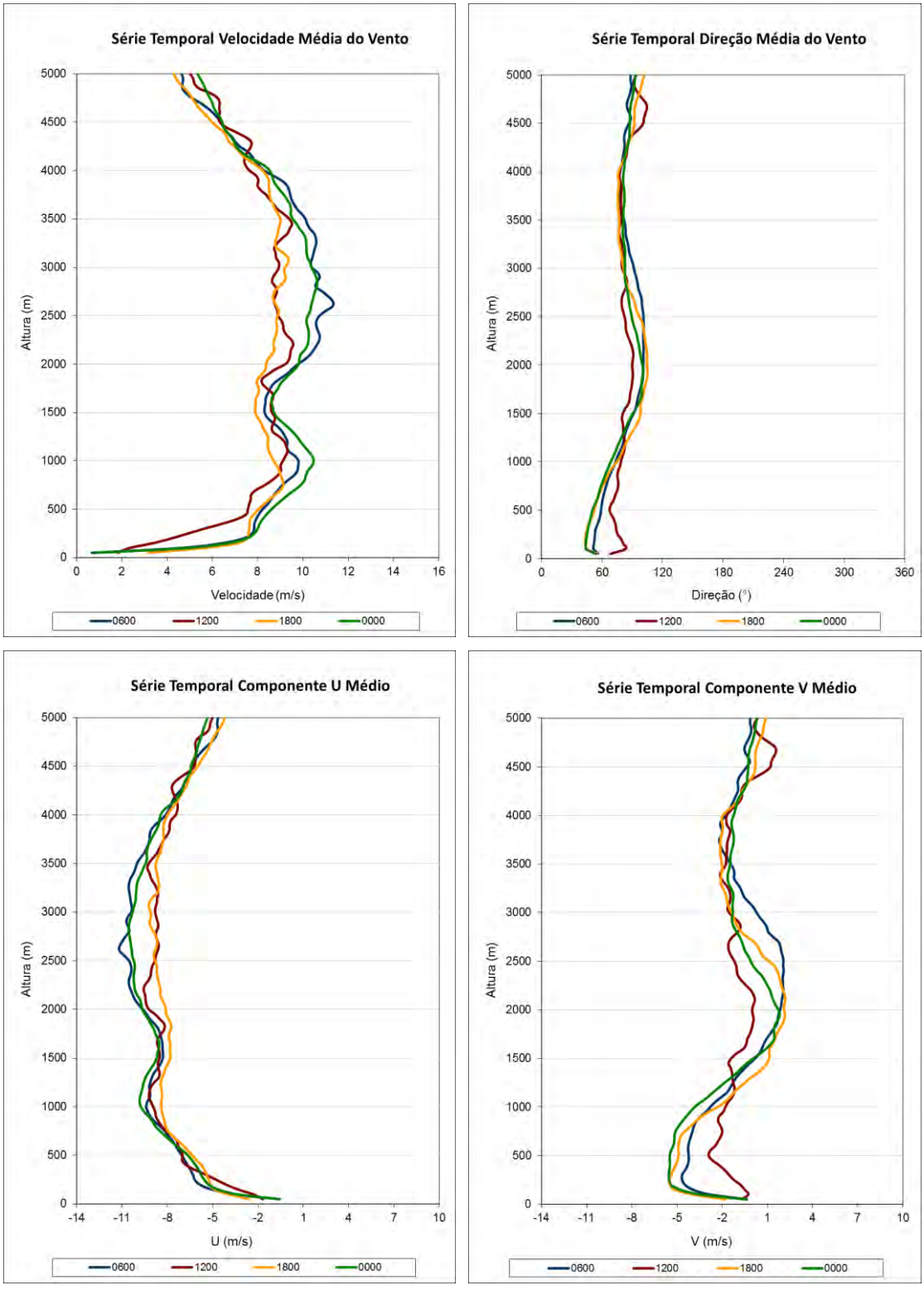


Figura 4.2 - Perfis verticais das séries temporais de velocidade, direção, componentes U e V do vento para o período de março de 2010.

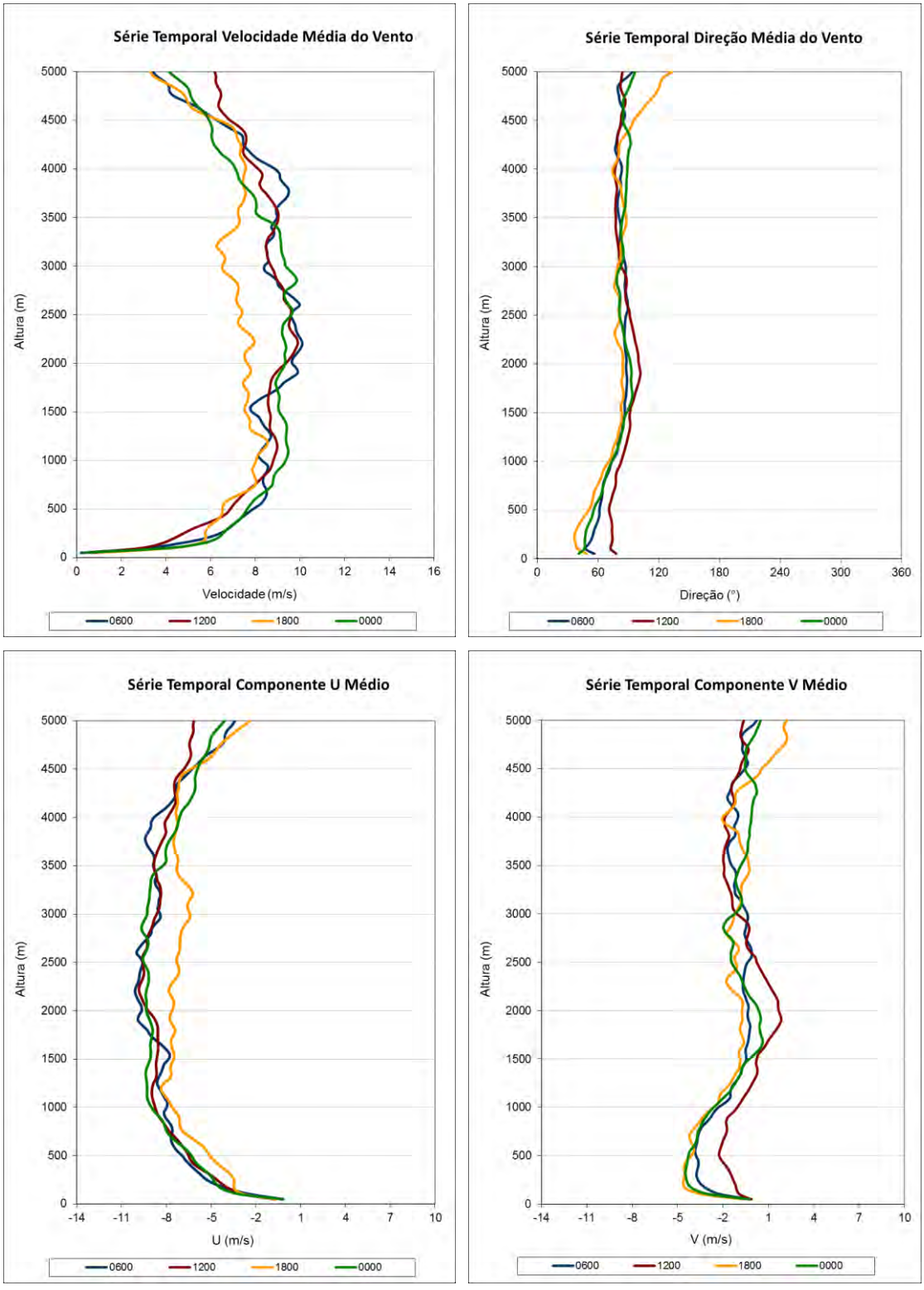


Figura 4.3 - Perfis verticais das séries temporais de velocidade, direção, componentes U e V do vento para o período chuvoso de março de 2010.

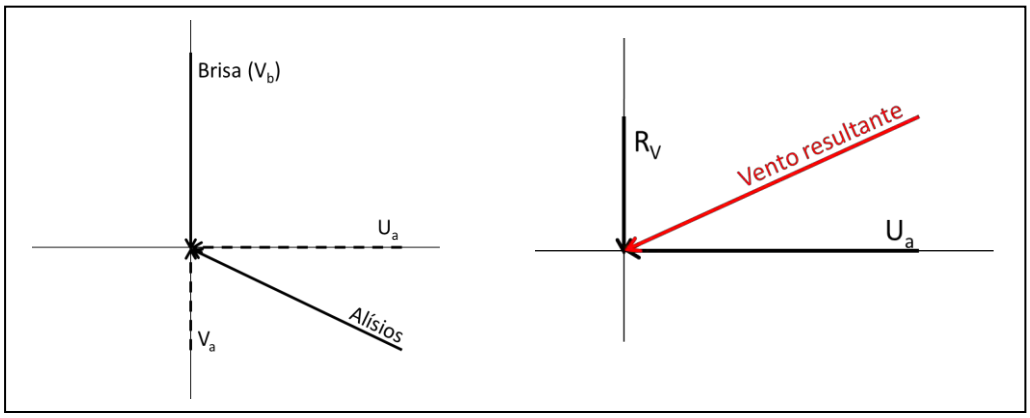


Figura 4.4 – Modelo esquemático de representação dos ventos, suas componentes e resultantes. Meramente ilustrativo, os tamanhos dos vetores não são reais.

Nos perfis das figuras 4.1 a 4.3 foi também observado que a magnitude da componente U é sempre superior à magnitude da componente V. Isto é devido à anulação de $V_a$ com parte de $V_b$ e, além disto, a velocidade dos ventos alísios é maior que da brisa, pois são sistemas de escala espacial e temporal diferentes.

A velocidade do vento aumenta até aproximadamente 500 m e, a partir daí, mantém-se ao redor de um valor médio (tipicamente de 10 m/s na estação seca e 8,5 m/s na estação chuvosa) até começar a reduzir a partir de 3500 m de altura.

Na comparação entre as duas estações, é nítido que a velocidade é maior no período seco do que no período chuvoso, fato este já observado anteriormente (FISCH, 1999 e MAGNAGO *et al.*, 2010). São observados ventos máximos de 10 m/s entre 2000 a 3000 m em março e de 12 m/s a 1000 m e 14 m/s em 2500 m em setembro (dentro dos valores típicos climatológicos de 10 a 15 m/s até 2000 m para a estação seca, segundo FISCH, 1999). Na superfície é da ordem de 0 a 3 m/s em março e 3 a 5 m/s em setembro, chegando até 10 m/s em 500 m, como resultado da sobreposição da brisa aos ventos alísios, o que faz com que o escoamento atmosférico assuma características de quase-neutralidade nesta época. Segundo Magnago *et al.*, 2010, "os ventos são tão intensos que acabam provocando a mistura turbulenta local e a geração de turbulência acaba sendo puramente mecânica." Os perfis dos quatro horários sinóticos da estação seca mostram uma rotação da direção do vento para sudeste próximo de 2000 m (observada por FISCH, 1997) e também grandes amplitudes de velocidade ao longo do

eixo vertical. Valores de máximos e mínimos bem pronunciados são percebidos principalmente para V, que apresenta fortes inversões em 500, 2500 e 4000 m, aproximadamente, e tem amplitude máxima de 14 m/s contra 7 m/s em março, enquanto a de U é tênue (9 m/s em setembro contra 10 m/s em março). Numa avaliação qualitativa, observou-se que a variabilidade das médias e desvios-padrão em curtos intervalos de altura é ligeiramente menor na estação seca, ou seja, há menos cisalhamento do vento. Isto é devido à maior persistência do vento nesta estação, novamente comprovando estudos anteriores realizados para outras campanhas (anos de 1995 a 1997 e 2005).

Na comparação entre o período de chuvas do mês de março e o mês todo, as diferenças existem, são semelhantes às diferenças da comparação anterior, porém muito sutis, e, por isto, não serão detalhadas aqui neste documento.

## 4.2. Desvio-padrão da direção do vento

Na comparação dos três métodos para estimar o desvio-padrão da direção do vento, os métodos de Verrall e Williams e de Yamartino mostraram muito boa concordância, enquanto o método de Ackermann mostrou-se um pouco mais divergente, como pode ser visto, em exemplo, na Figura 4.5 para perfis da direção do vento representativos das 00Z para o mês de setembro de 2008, onde a linha central (preta) representa a variável média e as linhas vermelha e verde representam, respectivamente, os desvios-padrão inferior e superior. A diferença é percebida principalmente qualitativamente ao longo dos perfis, mas a amplitude dos desvios inferior e superior chega a até 34º de diferença entre um método e outro (Ackermann e os demais) em ambos os períodos de estudo.

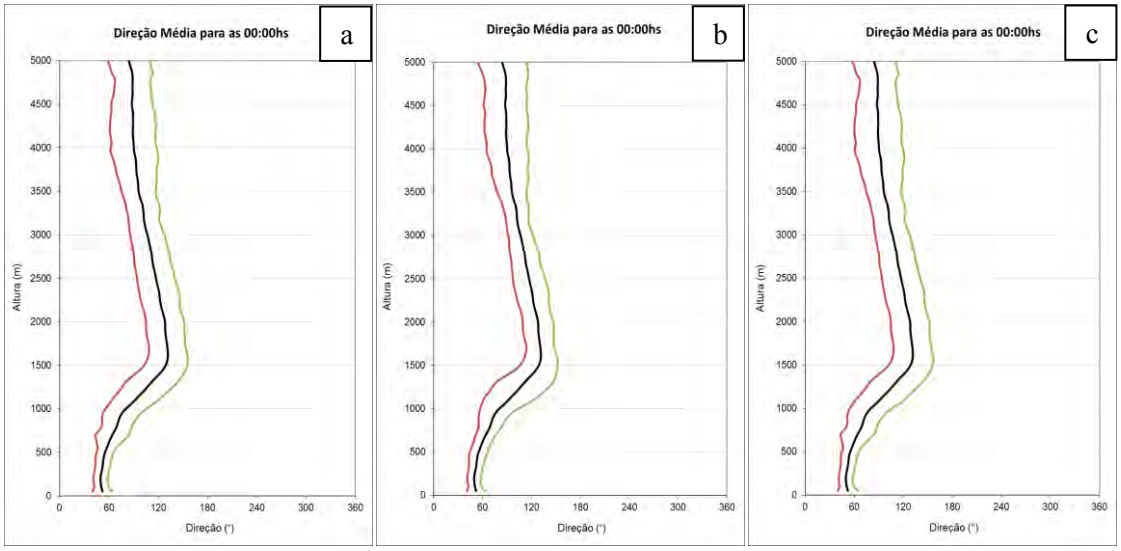


Figura 4.5 - Variação vertical do desvio padrão da direção pelo método Verrall e Williams (1982) (a), Ackermann (1983) (b) e Yamartino (1984) (c).

## 4.3. Testes de sensibilidade do WRF

As simulações teste de sensibilidade do modelo, realizadas antes da seção completa de previsões de 72 horas, foram avaliadas através de comparações qualitativas e quantitativas entre os resultados simulado e observado, sendo as quantitativas por meio de métricas estatísticas (viés, REQM e índice de Willmott).

### 4.3.1. Testes Dinâmicos

A análise qualitativa dos testes dinâmicos a partir dos perfis de U e de V (não apresentados) indicou uma pequena variação nos resultados em função do aumento no número de níveis verticais, porém pouca diferença é notada em função do tamanho dos domínios e do tempo de ajuste. Também foi observado que o modelo representa melhor o vento na camada mais baixa da atmosfera, com perfis que se aproximam mais da observação. Para quantificar estas percepções, parte-se para a análise dos índices, que foram calculados para todos os níveis verticais do modelo e também para os primeiros 25 (até 5000 m) apenas, nas simulações de 42 níveis.

Os índices mostraram pouca sensibilidade à variação do tamanho dos domínios, assim como para o tempo de ajuste, com diferenças na ordem da segunda ou terceira casa

decimal para **d** e da primeira ou segunda casa decimal para os erros. Mas, com relação ao número de níveis verticais, as diferenças foram na ordem da segunda casa para **d** e de 1 m/s para os erros. Steed *et al.* (2000), citados por Mass *et al.* (2002) também fizeram a mesma observação de pouca sensibilidade ao tamanho dos domínios.

As estatísticas calculadas apenas até os primeiros 5000 m mostram resultados melhores em comparação à camada completa. Foi evidente a superioridade dos 42 níveis verticais, confirmando que o *default* do programa não é adequado para grandes resoluções horizontais. Quanto ao tempo de ajuste, o *spin-up* de 6 horas apresentou melhoria discreta nos índices, mas o custo computacional deste é bastante vantajoso diante do objetivo a que este trabalho se propõe, de realizar previsões do vento para apoiar as atividades de lançamento de foguetes. Por fim, para o tamanho dos domínios, visto que não há diferenças significativas entre as três configurações, serão ponderados o tempo de simulação e o tamanho do domínio externo intermediários, já que, segundo Bao *et al*. (2008), os ventos de baixos níveis são influenciados pelos ventos dos níveis superiores que, por sua vez, são forçados por fenômenos de grande escala, principalmente acima do topo da camada limite (aproximadamente 1 km de altura). Por isto é importante ter um domínio externo grande o suficiente para captar melhor as condições laterais de contorno. Desta forma, ficam definidos os seguintes padrões para as simulações:

_ 42 níveis verticais;

_ *spin-up time* de 6 horas;

_ domínios 1, 2 e 3 com tamanhos 900, 264 e 76 $km^2$, respectivamente.

### 4.3.2. Testes Físicos

Para comparar os resultados das simulações, as séries temporais dos três índices estatísticos calculados a cada 6 horas para as previsões de 72 horas foram representadas em gráficos, sobrepondo as linhas dos diferentes esquemas de camada limite. A Figura 4.6 ilustra o índice de concordância de Willmott para os anos de 2008 e 2010 (a e b),

REQM para 2008 (c) e viés para 2010 (d). A apresentação do viés para 2008 e REQM para 2010 foi dispensada, pois o comportamento das curvas de ambos os erros é o mesmo. Variam apenas os valores e amplitudes, maiores para o REQM, cujas diferenças são aumentadas pelo expoente ao quadrado. O objetivo desta análise é qualitativo. Foi notável que, para o período seco (ano de 2008), as linhas das diferentes parametrizações apresentaram um comportamento semelhante e, muitas vezes, chegaram a coincidir. Ao contrário do período chuvoso (ano de 2010), cujas linhas foram divergentes, ou seja, os índices avaliativos não foram semelhantes para as diferentes parametrizações.

Ainda, a fim de obter um valor que fosse representativo de cada simulação, foram calculados os valores de média e de desvio-padrão destas séries temporais. Alguns estão ilustrados na Figura 4.7, onde as setas indicam os menores (mais altos) erros (índices de Willmott). Para o DP, o objetivo foi sempre os menores valores.

As quatro diferentes parametrizações foram comparadas entre si em termos da média e desvio-padrão de cada índice estatístico. Obteve-se que para o ano de 2010 (período chuvoso), a parametrização que apresentou índices melhores que as demais em maior número de vezes foi a MYNN2,5, seguida da ACM2. Entretanto, para o ano de 2008 (período seco), os resultados não ficaram bem definidos. Como pode ser visto na Figura 4.7, todos os quatro esquemas foram marcados por apresentarem índices melhores que os demais, apesar de ACM2 e MYNN2,5 se destacarem muito discretamente.

Em conjunto, estes resultados levaram ao entendimento de que quando há nuvens com precipitação ao redor, existem modelos de parametrização que se adaptam melhor à microfísica local. Por outro lado, durante a época seca, embora haja nebulosidade (não precipitante), os diferentes esquemas funcionam de forma muito semelhante, não existindo uma parametrização específica que se mostre superior às demais. Isto se deve às diferentes sub-rotinas para representação das equações prognósticas e aproximações que cada modelo de parametrização possui. Esta é a justificativa para a coexistência de diferentes esquemas, o que permite que haja um mais adequado do que outro para cada condição.

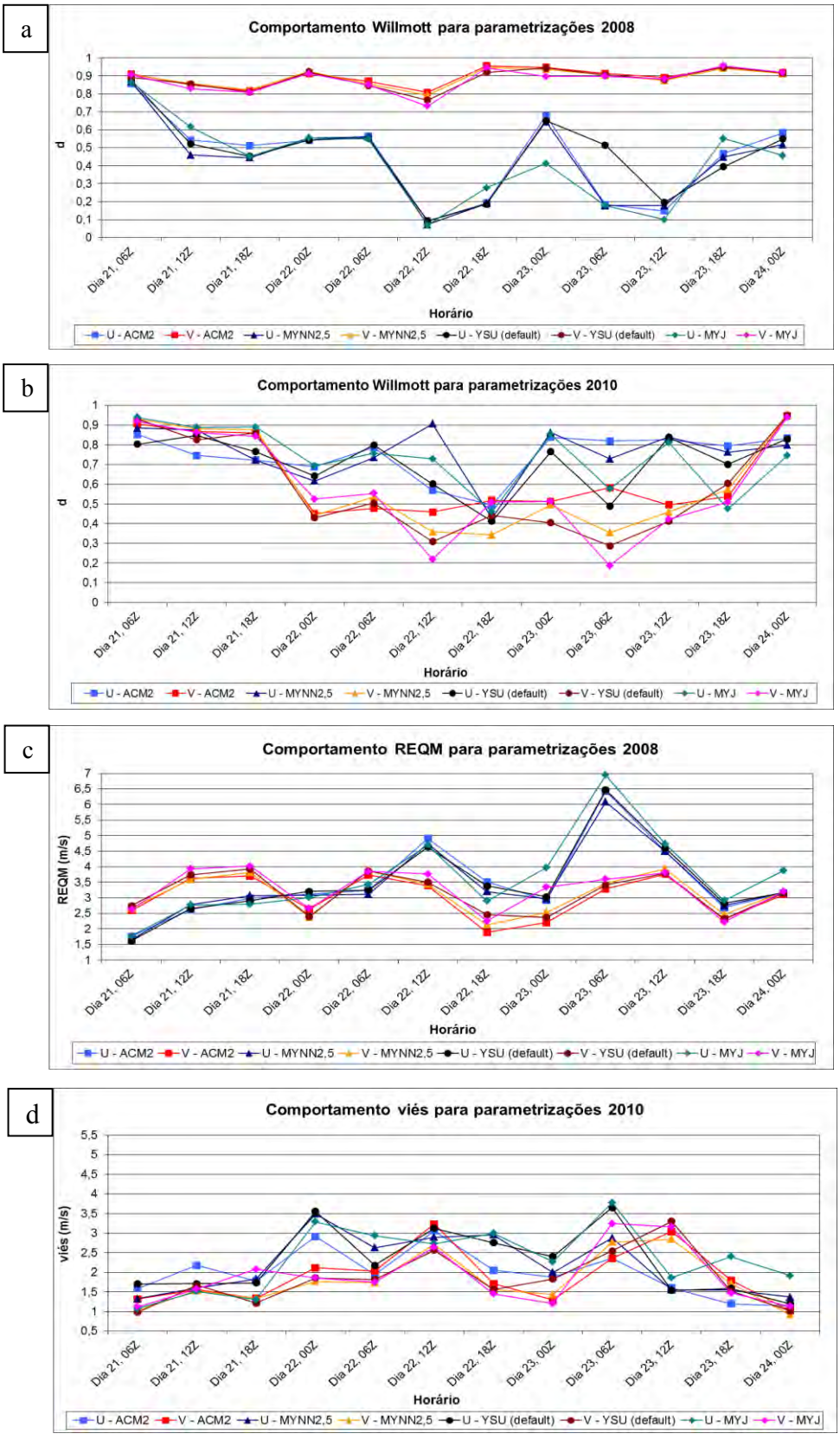


Figura 4.6 – Séries temporais comparativas das diferentes parametrizações físicas.

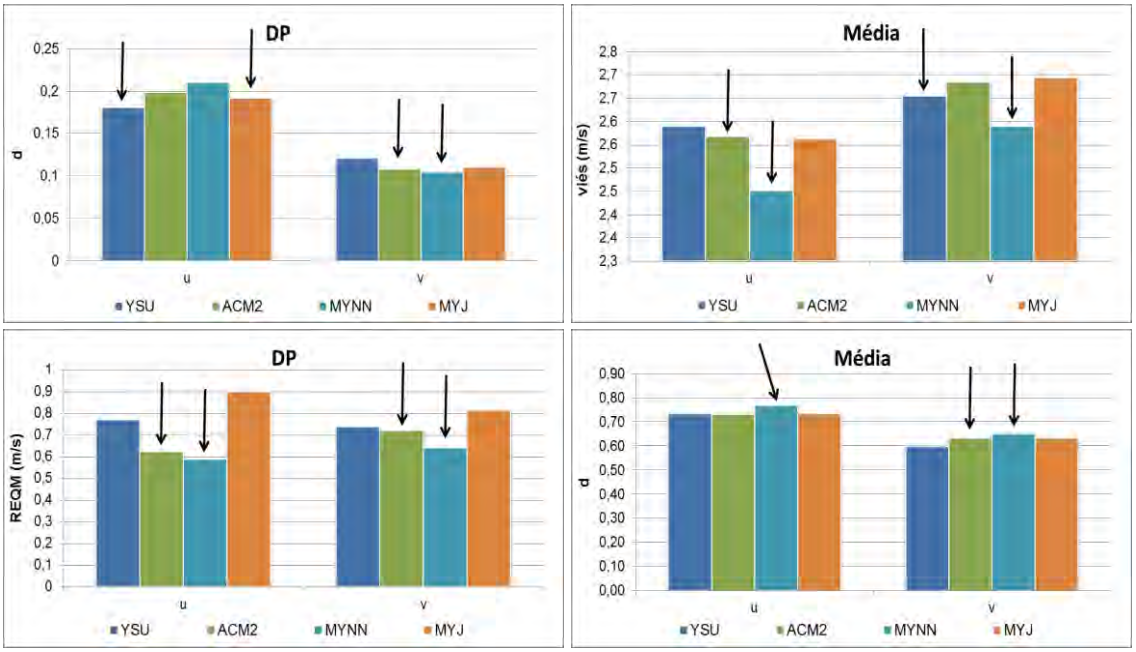


Figura 4.7 – Desvios-padrão e médias de índices estatísticos das simulações de 72 horas para 2008 (figuras superiores) e 2010 (inferiores).

Desta forma, as parametrizações ACM2 e MYNN2,5 foram os esquemas de CLP que apresentaram os melhores resultados, mesmo que de forma discreta. A diferença dos valores médios das séries temporais dos índices para um e para o outro esquema são muito pequenas, geralmente da ordem da primeira à terceira casa decimal. Por este motivo, as parametrizações ACM2 e MYNN2,5 serão mais analisadas através de uma avaliação teórica dos dois esquemas, baseada respectivamente em Pleim (2007) e Nakanishi e Niino (2006).

O esquema ACM2 mostra-se não eficiente na estação chuvosa, podendo originar uma cobertura nebulosa excessiva no topo da CLP. Por outro lado, o esquema MYNN mostra-se mais adequado para a estação chuvosa, especialmente em situações de presença de água na CLP e em nevoeiros. Desta forma, em conjunto com as informações da Tabela 4.1, que apresenta um resumo das vantagens e das desvantagens (algumas vezes entendidas como restrições) dos dois esquemas, ficou definida a utilização do esquema ACM2 para as simulações do período seco e o esquema MYNN2,5 para o período chuvoso.

Tabela 4.1 – Resumo vantagens x desvantagens ACM2 x MYNN2,5.

| **ACM2** | **VANTAGENS** | **DESVANTAGENS / RESTRIÇÕES** |
|---|---|---|
| | _ esquema de fechamento de 1ª ordem;<br>_ possui ambas as componentes local e não-local;<br>_ combina componentes tanto de escala maior (super) e menor (sub) do que a grade do modelo;<br>_ ao adicionar uma componente de difusão de vórtices ao transporte não-local, pode representar melhor a forma de perfis verticais, especialmente do vento por causa de os fluxos de massa locais e não-locais serem definidos explicitamente;<br>_ adequado para transporte consistente de qualquer quantidade atmosférico (u, v, θ) na CLP. | _ o modelo de difusão de vórtices resulta em uma maior altura da CLP;<br>_ durante a estação chuvosa pode originar uma cobertura nebulosa excessiva no topo da CLP. No trabalho de Carvalho (2009), o ACM2 foi melhor para a estação seca, verão de Portugal. |
| **MYNN 2,5** | **VANTAGENS** | **DESVANTAGENS / RESTRIÇÕES** |
| | _ esquema de fechamento de nível 2,5 baseado na TKE; local;<br>_ menor custo computacional;<br>_ estabilidade numérica;<br>_ corrige o crescimento da camada limite;<br>_ corrige o conteúdo de água líquida;<br>_ estrutura de difusão do gradiente descendente deixa um gradiente vertical negativo de $\theta_v$ para suportar o fluxo de flutuação positivo. | _ bom para microfísica de nuvens (nevoeiro);<br>_ trata físicas de condensação na CLP considerando $\theta_l$ e $q_w$;<br>_ bom principalmente em situações de mudança de fase na CLP;<br>_ $<\theta_l^2>$, $< \theta_l q_w >$ e $< q_w^2 >$ determinados diagnosticamente, negligenciando a tendência temporal e os termos de difusão. |

Em complemento, a Figura 4.8 mostra a adição do componente de difusão de vórtices ao transporte não-local, uma melhoria do esquema ACM2. Todavia, um esquema não-local é mais apropriado para condições convectivas, onde o tamanho dos vórtices flutuantes tipicamente excede o espaçamento da grade vertical.

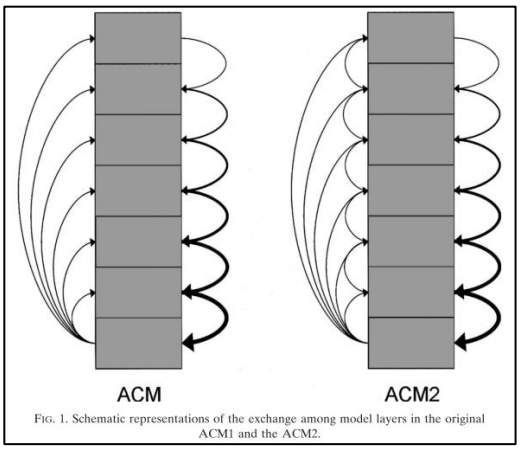

FIG. 1. Schematic representations of the exchange among model layers in the original ACM1 and the ACM2.

Figura 4.8 – Representações esquemáticas da troca por entre as camadas do modelo.
Fonte: Pleim (2007).

## 4.4. Previsões de 72 Horas

Tendo escolhidas todas as configurações padrões a partir dos testes de sensibilidade (seção anterior), todas as rodadas de previsão de 72 horas foram realizadas, de acordo com os períodos definidos na seção 3.2. Os três índices de avaliação foram aplicados a partir da sexta hora simulada (primeiras seis são descartadas pelo tempo de *spin-up*).

De posse dos valores representativos das simulações, os mais altos valores de Willmott e os menores erros (REQM e viés) levaram à definição das melhores rodadas, listadas a seguir de acordo com seu tempo inicial:

_ Ano 2008: dia 17, 00Z; dia 17, 12Z; dia 18, 12Z; dia 19, 00Z

_ Ano 2010: dia 19, 00Z; dia 20, 00Z; dia 20, 12Z; dia 24, 12Z.

As figuras 4.9 e 4.10 mostram as séries temporais dos índices destas rodadas selecionadas para os anos de 2008 e 2010 respectivamente. Para 2008 (2010) também

são ilustradas séries dos valores médios na camada até 5000 m para a velocidade e a direção (velocidade, direção e componentes do vento).

Para o ano de 2008, notou-se que os índices de Willmott para a componente V são todos superiores aos resultados da componente U e possuem uma maior constância ao longo do tempo: oscilam ao redor de 0,90, com um valor mínimo de 0,75. Os valores para a componente U oscilam entre 0,20 e 0,90. Também são notáveis as fortes quedas em U sempre no período diurno (12 ou 18 UTC). Para a velocidade (não mostrado), a série apresenta valores mais altos, com variação entre 0,50 a 0,90, aproximadamente. Os extremos de REQM variam aproximadamente de 1,50 a 3,60 m/s para ambas as componentes U e V e viés (não mostrado) varia aproximadamente de 1,20 a 3,20 m/s para U e V. Os erros da velocidade alcançam valores semelhantes.

Ainda com relação à estação seca, foram observados nos gráficos de valores médios da camada que, no geral, as simulações representaram bem os valores observados. Exceção apenas para a velocidade, superestimada pelo WRF em até 2,0 m/s, com média de 0,85 m/s entre os desvios positivos e negativos.

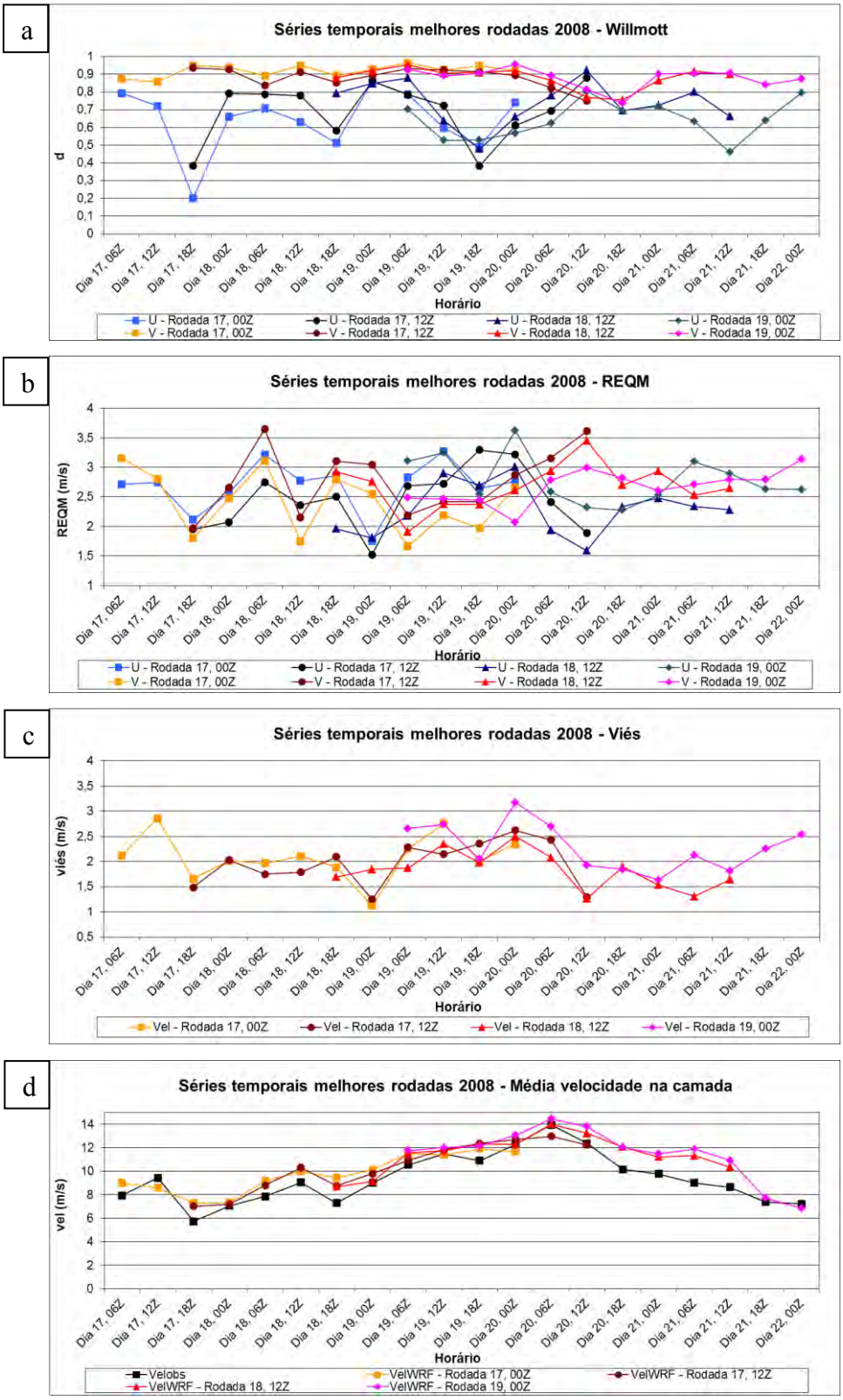


Figura 4.9 – Séries temporais dos índices das rodadas selecionadas de 2008 (a, b e c) e da velocidade e direção médios na camada até 5000 m, observado e simulados (d e e). Linha preta corresponde aos valores observados. (Continua)

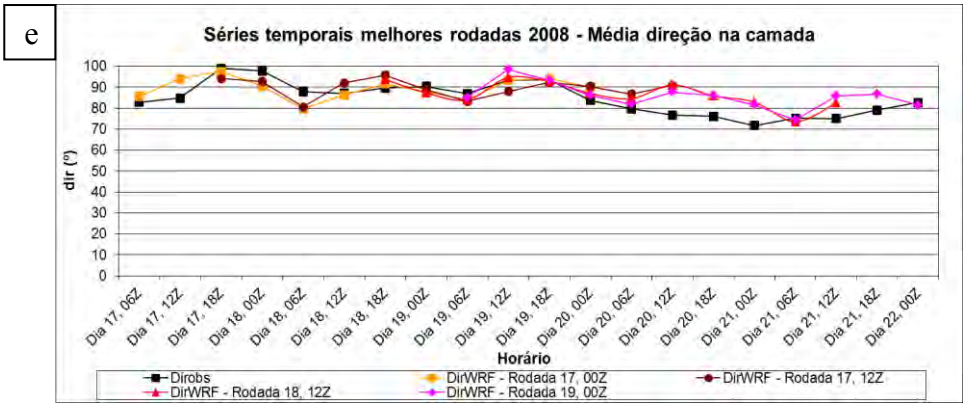


Figura 4.9 – Conclusão.

Para o ano de 2010, (Figura 4.10), não há superioridade entre U ou V para Willmott. Para os erros, U apresenta valores geralmente maiores, exceto na rodada iniciada às 12 UTC do dia 24. Os valores de Willmott para U oscilam de 0,45 a 0,95 e, para V, de 0,30 a 0,95. Para a velocidade, os valores também estão nesta faixa (0,40 a 0,90). Os extremos de viés variam de 1,20 a 3,80 m/s para U. Para V e velocidade são mais baixos, sendo de 0,70 a 3,30 para V e máximo de 2,80 m/s para Vel. O REQM de U variou entre 1,50 a 4 m/s e os valores de V, menores, entre 1 a 3,50 m/s. A velocidade ficou nestas mesmas ordens (1,50 a 3,40 m/s).

Na direção média da camada (4.10e), algumas simulações divergiram razoavelmente da observação. A componente U (4.10f) apresentou valores superestimados pelo WRF em até 3,0 m/s, sendo a média de 0,7 m/s, a mesma obtida para Vel. As curvas de V (4.10g) foram satisfatórias, acompanhando bem a observação.

Em todas as séries onde U e V foram colocados em sobreposição foi possível notar algumas defasagens entre estas duas variáveis, tanto para o período seco quanto para o período chuvoso.

Seria esperado, de imediato, observar o decréscimo da capacidade de previsão com o tempo, através da redução do índice de concordância de Willmott e crescimento dos erros. Entretanto, o comportamento observado em comum de todos os casos foi o padrão oscilatório, não havendo uma piora linear dos resultados com o tempo.

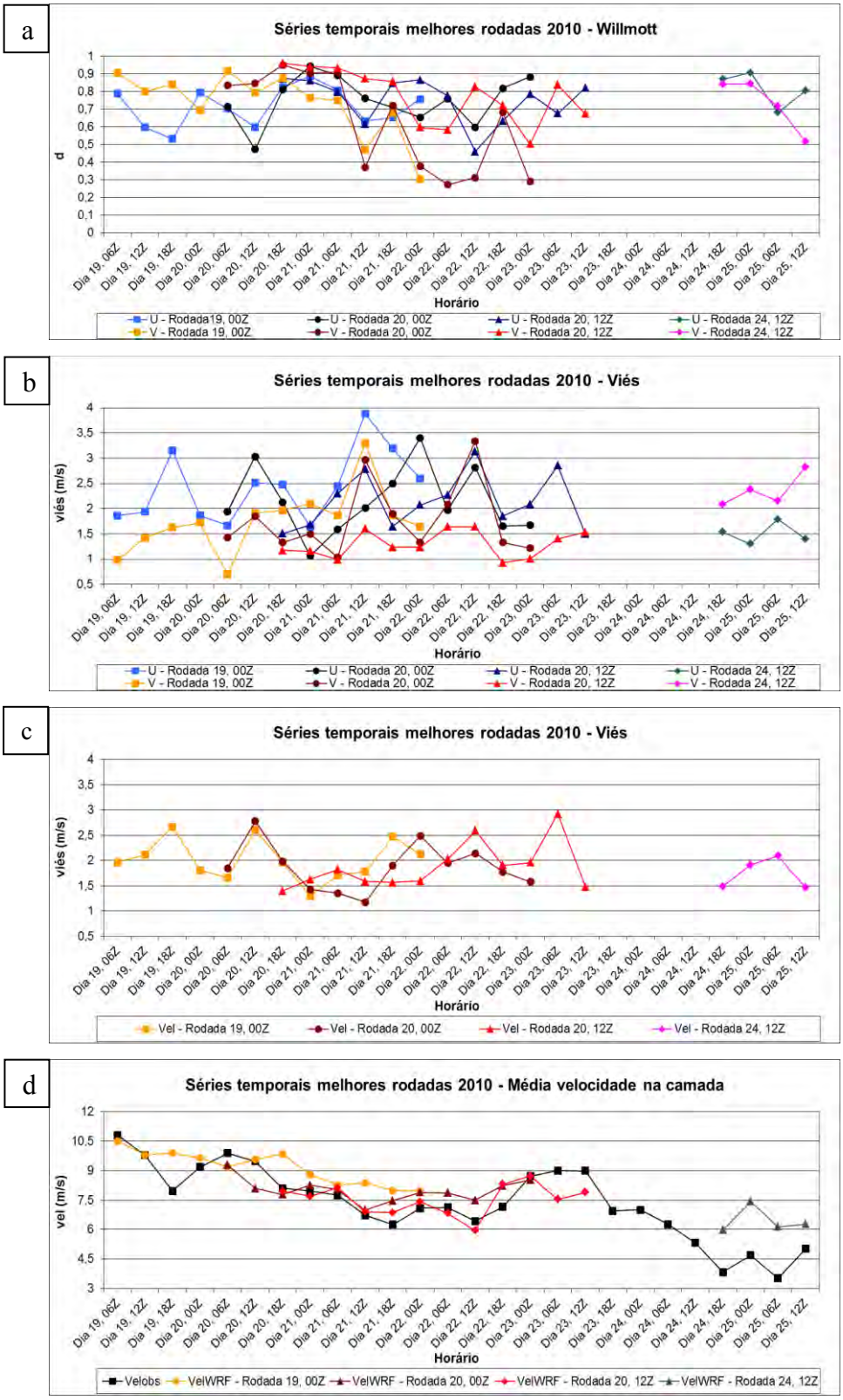


Figura 4.10 – Séries temporais dos índices das rodadas selecionadas de 2010 (a, b e c) e das variáveis médias na camada até 5000 m, observado e simulados (d, e, f e g). (Continua)

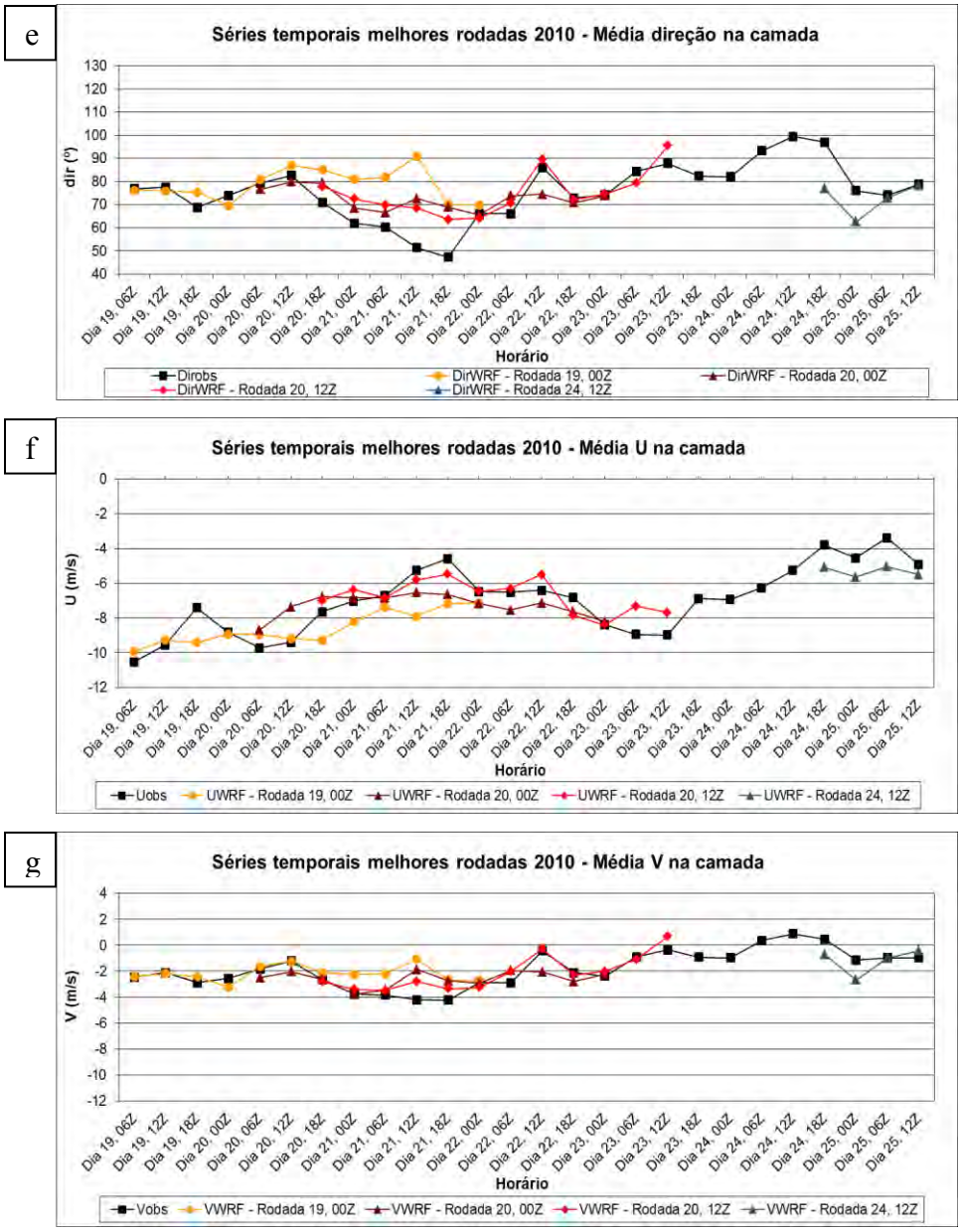


Figura 4.10 – Conclusão.

## 4.5. Coerência Termodinâmica

As figuras de campos de precipitação acumulada em 1 hora (unidade em mm/h) gerados pelo modelo WRF foram comparadas com aquelas produzidas pela varredura de radar meteorológico no modo PPI. Ao avaliar as diferentes simulações de previsão, ficou claro que, no geral, o modelo WRF não conseguiu posicionar corretamente os núcleos de chuva tanto no espaço quanto no tempo, assim como também não foi eficiente em representar as intensidades de precipitação. Foram verificadas diversas defasagens de

tempo, geralmente na forma de atrasos do modelo em relação à observação, de 1 a 2 horas ou mais. Quando ocorreu o posicionamento correto de núcleos de chuva, sua intensidade foi sempre muito subestimada pelo modelo. Nogueira (2010) também identificou os mesmos problemas de *timing*, posicionamento e intensidade de precipitação em simulações realizadas com o modelo MM5. Devido à metodologia utilizada, não foi possível quantificar com precisão a quantidade de chuva subestimada.

Um exemplo que merece destaque foi a forte precipitação observada pelo radar sobre o CLA durante 15 horas praticamente ininterruptas, das 16 UTC do dia 21 às 07 UTC do dia 22 de março de 2010, com núcleos de até 60 dBz, equivalente a aproximadamente 100 mm/h. Nenhuma das rodadas que incluíram este intervalo temporal foi capaz de representar tal evento extremo. Somente após o cessar das chuvas observadas, o modelo começa a representar fortes núcleos aos arredores do CLA, mas representando no máximo 30 mm/h e deslocados, já que o núcleo principal foi observado sobre o CLA. Nestes horários, já não há mais nenhuma precipitação significativa observada pelo radar. É possível que o modelo global (GFS) tenha carregado este atraso em seus arquivos de previsão, utilizados como dados de entrada. A Figura 4.11 ilustra este caso.

A Figura 4.12a mostra o campo das 13 UTC do dia 22 de março gerado pelo modelo WRF. Analisando as imagens de radar em horários próximos, tanto anteriores quanto posteriores, percebeu-se que os núcleos se assemelhavam com as observações do sistema que passou pela região de Alcântara entre 10 e 12 UTC. Ou seja, o modelo WRF representou a chuva com atraso de aproximadamente 2 horas. Isto pode ser um indicativo de que as nuvens estavam se deslocando mais rapidamente do que calculado pelo modelo WRF, mostrando uma defasagem temporal. Este ponto merece ser melhor investigado futuramente.

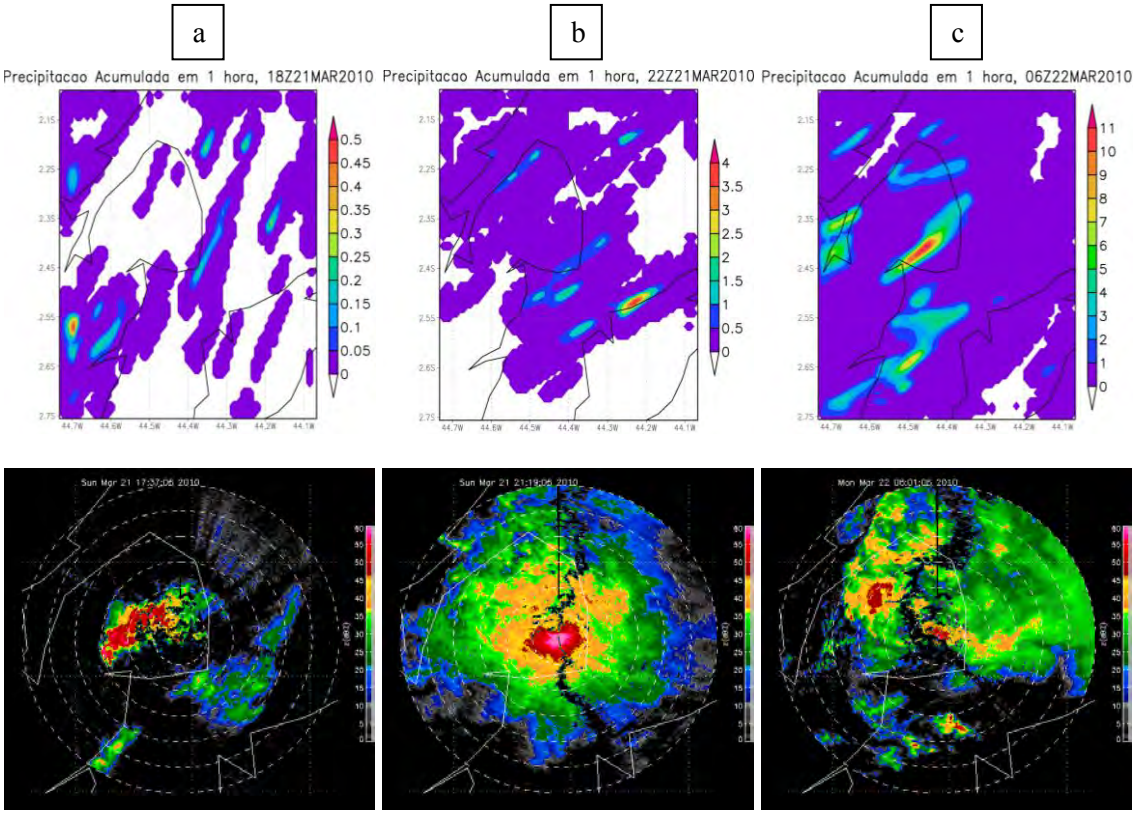


Figura 4.11 – Forte núcleo de precipitação sobre o CLA. Modelo não representou. Campos de precipitação acumulada gerados pelo WRF (figuras superiores): simulação do dia 21 de março de 2010 às 00 UTC após 18 horas de integração (a), simulação do dia 20 de março às 00 UTC após 46 horas (b) e simulação do dia 22 de março às 00 UTC após 6 horas (c). As figuras inferiores mostram as correspondentes imagens de radar em raio 30 km.

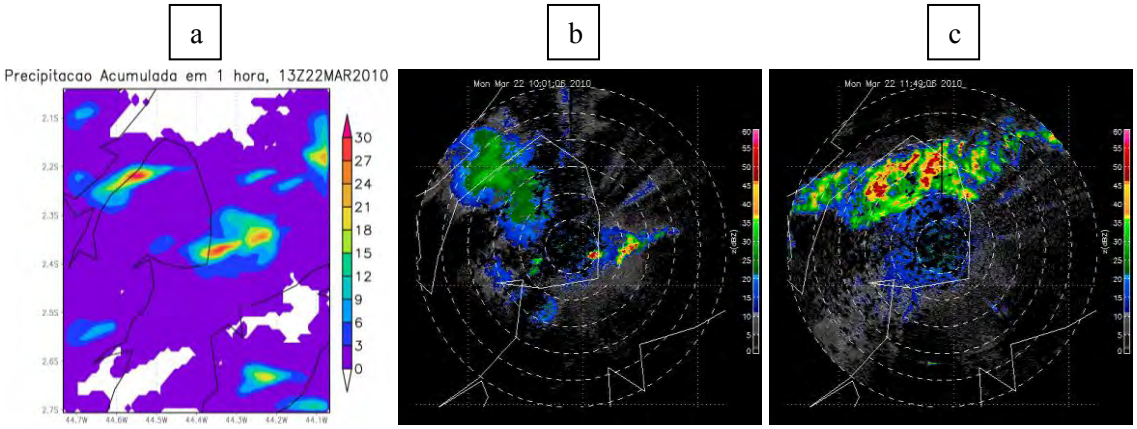


Figura 4.12 – Atraso temporal na rodada das 00 UTC do dia 22 de março. Evolução do sistema no WRF (esquerda) e observada pelo radar.

Na Figura 4.13 é apresentado um caso em que ocorre uma representação parcial da identificação. Neste caso, o modelo capturou e representou bem a trajetória de uma célula convectiva. Porém, seu volume de precipitação foi subestimado em relação ao observado pelo radar. Enquanto este alcançou valores máximos de até aproximadamente 60 dBz, que representa taxas de precipitação de 100 mm/h, o modelo mostrou taxas insignificantes de 3 mm/h.

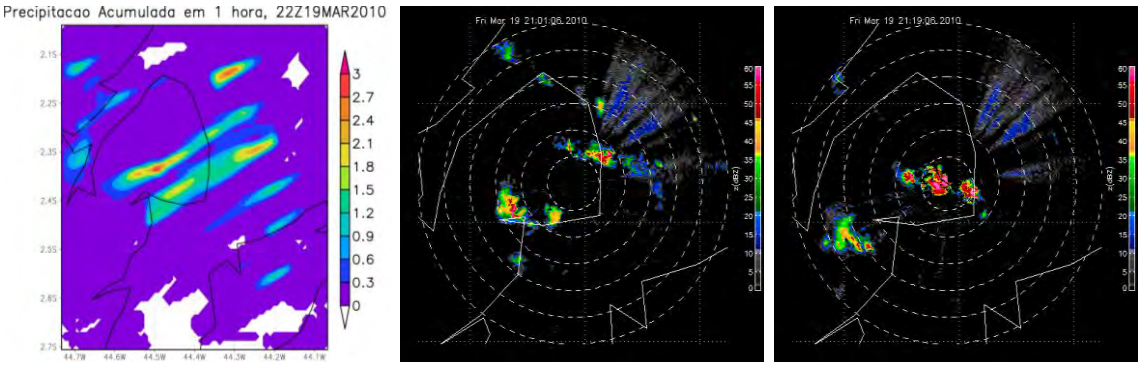


Figura 4.13 – Trajetória da célula convectiva rastreada pelo WRF em (a) e deslocamento temporal da mesma, observado pelo radar banda-X em (b) e (c). Simulação das 00 UTC do dia 19 de março após 22 horas de integração.

A segunda avaliação termodinâmica do modelo WRF consistiu em verificar a sua representação da altura da Camada Limite Planetária a partir da variável de saída direta do modelo. Pode-se observar na Figura 4.14 que o ponto localizado sobre o continente (que representa a atmosfera sobre o CLA) possui um ciclo diário mais pronunciado do que o ponto localizado sobre o oceano. A Figura 4.14 ilustra apenas uma simulação de cada estação seca ou chuvosa. Ao analisar todas as simulações, a altura média da CLP para o ano de 2008 alcançou valores entre 150 a 1250 m sobre o continente (CLA), sendo mais baixa sobre o oceano, entre 550 a 1000 m. Por outro lado, para o ano de 2010, a altura média sobre o continente ficou entre 50 e 950m e sobre o oceano, entre 500 a 950m. Nos ciclos diários, foi observado que os valores máximos ocorrem entre as 12 e as 18 UTC e os valores mínimos entre as 00 e as 06 UTC, coerentes com as alturas da Camada Limite Convectiva (nos horários das 12 e 18 UTC) e Noturna (horário das 00 e 06 UTC).

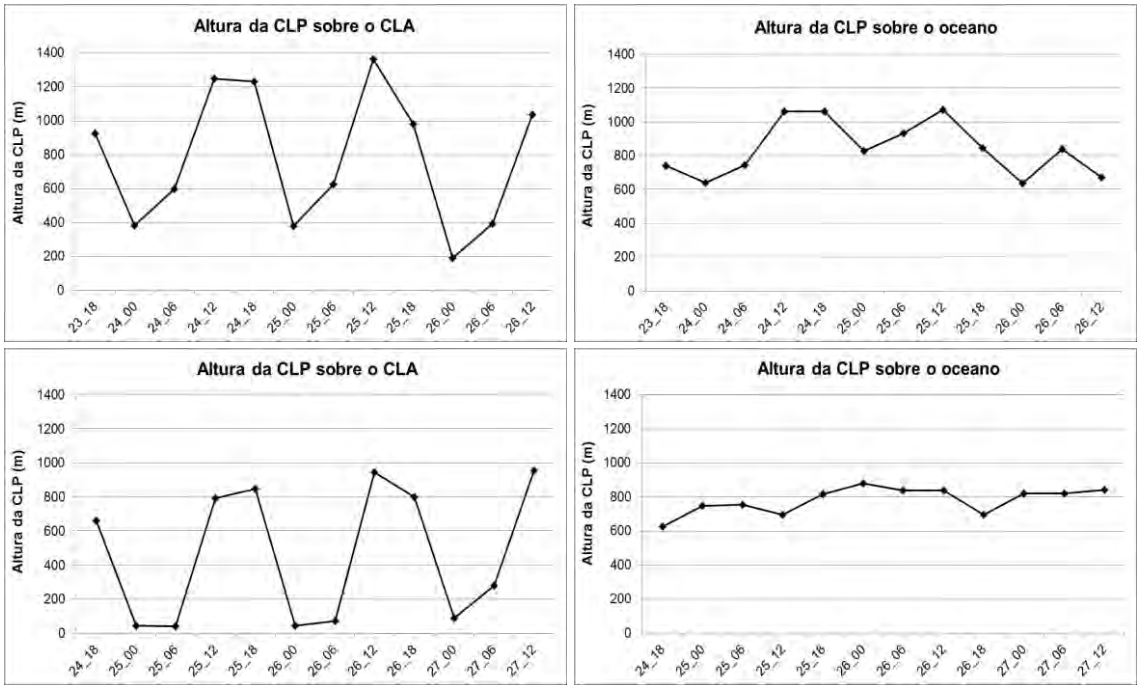


Figura 4.14 – Ciclos diários da altura da CLP sobre o continente, em Alcântara (esquerda), e sobre um ponto aleatório no oceano (direita). 18Z do dia 23/09/2008 às 12Z de 26/09/2008 (em cima) e 18Z do dia 24/03/2010 às 12Z de 27/03/2010 (em baixo).

A altura da CLP é influenciada pela profundidade da camada adjacente à camada superficial. Seja esta a Camada Limite Convectiva (ou camada de mistura), sua profundidade é proporcional ao fluxo de calor sensível na superfície, alcançando seu valor máximo em torno de uma hora antes do pôr-do-Sol e decaindo a partir daí, dando lugar à Camada Limite Noturna, que se forma pelo resfriamento da superfície e vai se aprofundando durante a noite. Desta forma, o ciclo representado pelo modelo foi absolutamente razoável e compatível com o ciclo diário real esperado para a altura da CLP, apesar de, sobre o continente, ter apresentado valores acima dos observados experimentalmente no CLA. Os valores de mínimos verificados durante a noite também não são observados sobre o CLA. Segundo Fisch (2012), os valores observados são constantes ao redor dos 600 m de altura, sem apresentar um ciclo diário.

O WRF foi capaz de representar a altura da CLP melhor durante o dia do que durante a noite. Acredita-se que as sub-rotinas utilizadas para a representação da CLP noturna não estejam adequadas, e por isto o comportamento noturno ser típico de uma situação estável de regiões de latitudes médias, uma aproximação feita pelo modelo que não é

válida no CLA, onde não são observadas condições estáveis, mas, sim, próximas da neutralidade durante todo o dia devido à força e persistência dos ventos.

Também em função do fluxo de calor sensível, foi observado que a CLP atinge alturas maiores nas simulações para o período seco do que para o período chuvoso, como é de se esperar.

O comportamento do ciclo diário se inverte excepcionalmente na estação chuvosa sobre o oceano, onde as maiores alturas são geralmente atingidas por volta das 00 UTC e as mais baixas por volta das 12 às 18 UTC, apesar desta variabilidade ser pequena. Acredita-se que o padrão seja perdido na presença da chuva devido à ruptura da Camada Limite Convectiva, que dá lugar a uma situação de camada estável. Contudo, em algumas simulações este comportamento também pôde ser verificado sobre o oceano na estação seca. Este é um objeto de estudo que merece enfoque de um trabalho específico, pois envolve muitas outras variáveis e incógnitas ainda pouco estudadas na literatura para uma região cuja termodinâmica é complexa devido à localização geográfica e à proximidade com o oceano, qual é o caso do CLA.

A variabilidade diária e sazonal da profundidade da CLP determinada pelo WRF também foi reportada no trabalho de Carvalho (2009). Para um ponto também sobre o continente e próximo à costa leste do oceano Atlântico, foram verificados valores de pico de 3500m em uma série anual, sendo que no mês de janeiro (estação fria e chuvosa de Portugal) houve valores da ordem de até 1500m. Estes valores estão muito acima do que se espera para um local frio, sendo característicos de regiões desérticas.

Ambos os esquemas de parametrização utilizados nestes resultados definem o topo da CLP baseado em um número de Richardson crítico. No trabalho de Hu et *al.* (2010), a altura da CLP foi avaliada, comparada em três diferentes esquemas de CLP e com dados observacionais de radar *wind profiler*. A parametrização ACM2 foi a que previu os valores mais altos, apesar de, em alguns locais, estes valores serem próximos dos valores observados, apresentando bastante acurácia. Pleim (2007) afirma que a adição da componente de difusão de vórtices neste esquema (mostrada no final da seção 4.3) resulta em uma maior altura da CLP.

## 4.6. Comparações entre simulações com dados de entrada GFS e FNL

Nesta seção, quatro simulações foram utilizadas. São elas: duas iniciadas no dia 20/09/2008, sendo uma com dados de entrada GFS e a outra, FNL. Mais duas simulações iniciadas no dia 20/03/2010, uma para GFS e outra para FNL.

Comparando as duas simulações do ano de 2010, a maioria dos índices foi melhor para a rodada realizada com dados de entrada GFS. Entretanto, para 2008, quase a totalidade dos índices foi melhor para a rodada FNL.

A Figura 4.15 ilustra o comportamento dos índices para as simulações realizadas para o mesmo dia, mas com dados de entrada diferentes, comparando-os. No início da simulação, as curvas dos índices para ambos os dados de entrada são coincidentes, mas começam a divergir com o passar do tempo. Isto acontece porque toda previsão parte da análise, ou seja, o estado inicial da previsão é obtido por interpolação espacial dos dados de análise do modelo global.

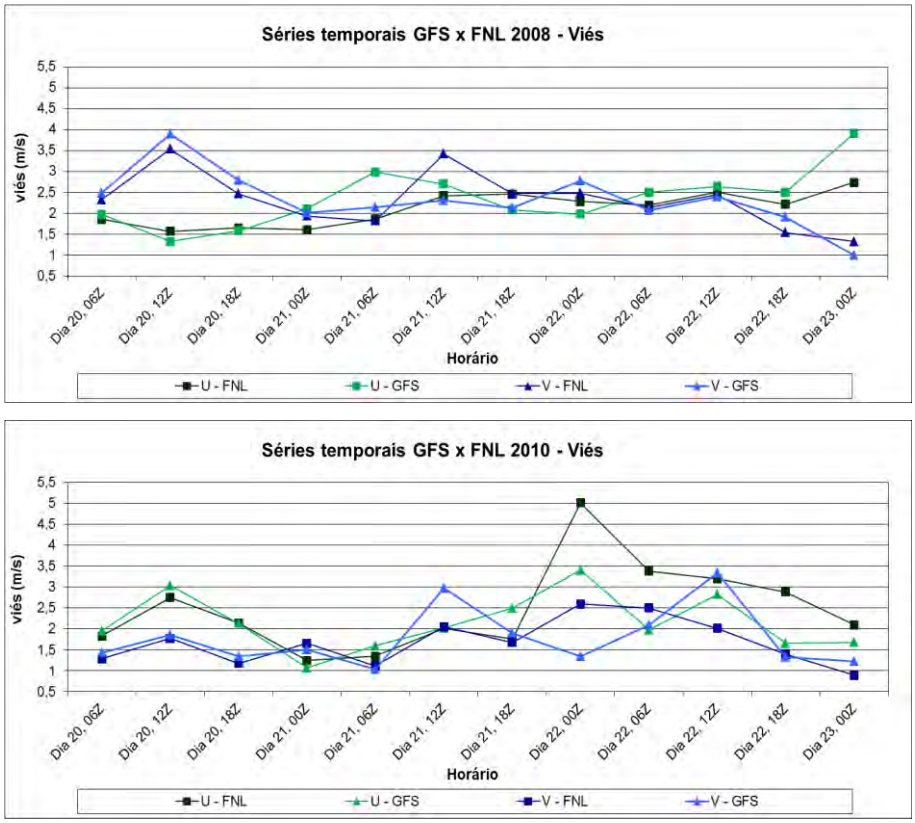


Figura 4.15 – Comparação viés GFS x FNL. 2008 (superior) e 2010 (inferior).

Destaque para os erros da análise no horário das 00 UTC do dia 22/03/2010, em 4.16b, elevando o desvio-padrão da simulação. Ressalta-se que os índices da análise foram calculados com a mesma metodologia utilizada em todo este trabalho, ou seja, por comparação com dados observados de radiossondagens.

Na avaliação termodinâmica, as rodadas com os diferentes dados de entrada apresentaram comportamentos semelhantes.

Assim, conclui-se que as simulações com dados de entrada fornecidos pela análise do modelo global do NCEP não mostraram diferenças significativas em termos de índices avaliativos.

# 5 CONCLUSÕES

Ao final deste trabalho, todos os objetivos propostos foram verificados, assim como foi detalhado o desempenho do modelo WRF na representação do perfil vertical do vento na região do CLA. Em síntese, citam-se as seguintes conclusões obtidas.

_ Testes efetuados com o modelo mostraram pouca sensibilidade ao tamanho dos domínios e ao tempo de ajuste (*spin-up*), sendo que o aumento na resolução horizontal exige também melhor resolução vertical. Para as parametrizações físicas de CLP, as diferenças entre os quatro esquemas testados também foram pequenas, com índices variando entre a primeira e a segunda casa decimal.

_ O modelo consegue representar o perfil do vento de forma razoável, dentro de suas limitações. Com relação aos valores alcançados pelo índice de Willmott (**d**), a *performance* do modelo foi considerada satisfatória, de acordo com limites encontrados em outros estudos, citados na seção 2.3.

_ As parametrizações físicas de Camada Limite Planetária que melhor se adequaram às características regionais e às condições sazonais do clima de Alcântara foram: ACM2 para a estação seca e MYNN2,5 para a estação chuvosa. Entretanto, estas diferenças são pequenas de modo que, caso seja necessário para simulações operacionais, é possível simular o modelo WRF com qualquer uma das parametrizações (ACM2 ou MYNN2,5), sem prejuízos.

_ Não foi possível identificar uma melhor *performance* do modelo WRF para a estação seca ou chuvosa. Em termos das métricas utilizadas, as componentes do vento (U e V) foram melhor representadas na estação chuvosa. Tanto a componente meridional (V) quanto a componente zonal (U) foram bem representadas, embora tenham sido verificadas diferenças muito discretas favoráveis à componente U, conforme seção 4.4. Considerando a variável velocidade do vento (valor calculado a partir das componentes do vento), a estação seca apresentou melhores resultados.

Considerando os valores médios na camada até 5000 m (que são utilizados para cálculo de ventos balísticos, usados na determinação da trajetória dos foguetes de sondagem), as

simulações da estação seca se aproximaram mais das observações. Em geral, o modelo superestimou a velocidade do vento médio observado na camada em até 2,0 m/s, com média de 0,85 m/s na estação seca e 0,70 m/s na estação chuvosa.

Acredita-se que este seja um resultado positivo no sentido de que, dentre as opções de parametrizações da CLP disponíveis, ambas as escolhidas se mostraram eficientes para os objetivos a que foram definidas, ou seja, representar a distribuição de *momentum* local de acordo com as características da estação.

_ Não há diferença na qualidade de previsão entre as simulações iniciadas às 00 UTC e as iniciadas às 12 UTC. As diferenças encontradas são na ordem da segunda casa decimal.

_ Não foi possível concluir que, depois de passado um certo tempo de integração numérica (em intervalo de horas), as simulações tivessem apresentado um mesmo tipo de comportamento padrão em termos de melhora ou piora da qualidade de previsão.

_ O modelo WRF, com a configuração *default* de microfísica de nuvens, não consegue capturar completamente a presença de chuva em termos de posicionamento e intensidade. Este tema deve ser ainda melhor estudado em trabalhos futuros.

_ O modelo WRF foi capaz de representar a altura da CLP durante o dia melhor do que durante a noite, possivelmente devido às sub-rotinas internas de determinação desta altura. No caso do CLA, por ser uma região muito próxima da costa, praticamente não há diferença diária entre as alturas da CLP (dia e noite), sendo esta em torno de 600 m.

Como sugestão para trabalhos futuros, propõe-se três ideias.

1. Uma simulação ainda mais acurada pode ser obtida com a aplicação de um método de assimilação de dados observados. Eles podem ser fornecidos (atualizados) a cada nova absorção de dados de entrada, no caso de simulações de análise, ou uma única vez no *input* do modelo, no caso de simulações de previsão. Neste último, o modelo WRF realiza tal tarefa através do "*WRF Data Assimilation*" (WRFDA). A assimilação de

dados foi reconhecida como uma forma útil de obter condições iniciais mais consistentes para modelos de PNT (KALNAY, 2003).

2. A avaliação das parametrizações de microfísicas de nuvens precisa ser melhor explorada. Talvez, dentre as opções existentes e disponíveis para aplicação nos modelos de mesoescala atuais, nenhuma seja totalmente adequada para representar eficientemente a termodinâmica de uma região equatorial e com proximidade do oceano, como é o caso da região do CLA. Sugere-se ajustar a física de um esquema de parametrização às condições específicas do CLA, de forma semelhante ao que foi realizado, por exemplo, no trabalho de Davis *et al.* (2008), citados por Nolan *et al.* (2009), que alteraram $z_0$ sobre o oceano no esquema de CLP YSU, criando o denominado "YSU-D", e também no trabalho de Pereira Neto e Oyama (2011), que alteraram o disparo da convecção no esquema de convecção Kain-Fritsch;

3. Por fim, sugere-se a investigação mais profunda dos padrões do escoamento atmosférico que ocorrem na região de Alcântara. Sabe-se que, ali, os ventos são compostos pela sobreposição dos ventos alísios e da brisa marítima. Entretanto, pouco ainda se conhece sobre os padrões da brisa, tal como seu ciclo diário de inversão, penetração ao interior do continente, intensidade, direção etc. É certo que estes padrões influenciam também nas chuvas locais e no ciclo diário da CLP, o que pode vir a explicar melhor a perda do padrão encontrado pelo modelo WRF na estação chuvosa sobre o oceano (seção 4.5 deste trabalho). Embora existam estudos nesse sentido em andamento (pelo Grupo de Meteorologia Aeroespacial, da ACA/IAE/DCTA), eles ainda se encontram em um estágio inicial e o uso do modelo WRF pode ser uma ferramenta útil para investigar estas circulações.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS


ABREU, R. L. **Mapa do Estado do Maranhão**. 2006. Disponível em: <http://commons.wikimedia.org/wiki/ File:Maranhao_MesoMicroMunicip.svg>. Acesso em: 13 mar. 2013.

ACKERMANN, G. R. Means and standard deviations of horizontal wind components. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 22, n. 5, p. 959 - 961, 1983.

ALIGO, E. A.; GALLUS JR, W. A.; SEGAL, M. On the impact of WRF model vertical grid resolution on midwest summer rainfall forecasts. **Weather and Forecasting**, v. 24, n. 2, p. 575-594, 2009.

BAO, J.-W.; MICHELSON, S. A.; PERSSON, P. O. G.; DJALALOVA, E. V.; WILCZAK, J. M. Observed and WRF-simulated low-level winds in a high-ozone episode during the Central California Ozone Study**. Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n.9, p. 2372-2394, 2008.

BARROS, S. S. **Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara:** aspectos observacionais e de modelagem. 2008. 112 p. (INPE-15319-TDI/1362). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/07.11. 13.43>. Acesso em: 11 fev. 2012.

CARVALHO, D. J. S. **Optimização do modelo numérico de previsão do tempo WRF no contexto de previsão e produção de energia eólica.** 2009. 60 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia e Oceanografia Física) - Universidade de Aveiro, 2009.

CARVALHO, D.; ROCHA, A.; GÓMEZ-GESTEIRA, M.; SANTOS, C. A sensitivity study of the WRF model in wind simulation for an area of high wind energy. **Environmental Modelling & Software**, v. 33, p. 23-34, 2012.

CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA (CLA). **Vantagens operacionais e econômicas.** Disponível em: <http://www.cla.aer.mil.br/>. Acesso em: 03 abr. 2012.

CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS (CPTEC) / INPE. **Avaliação dos modelos**. Disponível em: < http://avaliacaodemodelos.cptec.inpe.br/>. Acesso em: 11 mar. 2013.

CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS (CPTEC) / INPE. **Eta model**. Cachoeira Paulista, SP. Disponível em: <http://etamodel.cptec.inpe.br/>. Acesso em: 07 maio 2012.

CHENG, W. Y. Y.; STEENBURGH, W. J. Evaluation of surface sensible weather forecasts by the WRF and the Eta models over the western United States. **Weather and Forecasting**, v. 20, n. 5, p. 812-821, 2005.

CONIGLIO, M. C.; ELMORE, K. L.; KAIN, J. S. *et al.* Evaluation of WRF model output for severe-weather forecasting from the 2008 NOAA Hazardous Weather Testbed Spring Experiment. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 2, p. 1-54, 2009.

COUTINHO, E. C. **Estudo das características atmosféricas na região do Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara (CLA).** 2001. 141 p. (INPE-8149-TDI/754). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/2001/08.03.12.31>. Acesso em: 11 fev. 2012.

DAVIS, C.; WANG, W.; DUDHIA, J. Does increased horizontal resolution improve hurricane wind forecasts? **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 6, p. 1826-1841, 2010.

DENG, A.; SEAMAN, N. L.; HUNTER, G. K.; STAUFFER, D. R. Evaluation of interregional transport using the MM5 – SCIPUFF System. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, n. 12, p. 1864-1886, 2004.

ELMORE, K. L.; BALDWIN, M. E.; SCHULTZ, D. M. Field significance revisited: spatial bias errors in forecasts as applied to Eta model. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 2, p. 519-531, 2006.

EMERY, C.; TAI, E.; YARWOOD, G. **Enhanced meteorological modeling and performance evaluation for two Texas ozone episodes**. Austin, TX: Environment International Corporation, 2001.

FARRUGIA, P. S.; MICALLEF, A. Comparative analysis of estimators for wind direction standard deviation. **Meteorological Applications**, v. 13, p. 29 – 41, 2006.

FERREIRA, A. P. G. F. **Sensibilidade às parametrizações físicas do WRF nas previsões à superfície em Portugal continental**. 2007. 125 f. Relatório (Estágio em Meteorologia e Oceanografia Física) – Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal, 2007. Acesso em: 05 jan. 2012.

FISCH, G. Ventos em altitude na costa litorânea do Maranhão. **Boletim de Monitoramento Hidroclimático**, v. 2, p. 43-7, 1997.

_____ . Características do perfil vertical do vento no Centro de Lançamento de foguetes de Alcântara (CLA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 14, n. 1, p. 11-21, 1999.

_____ . The heights of the atmospheric boundary layer at a coastal region using remote sensing and in situ measurements. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM FOR THE ADVANCEMENT OF BOUNDARY-LAYER REMOTE SENSING, 16., 2012, Boulder, CO. **Proceedings…** Boulder: ISARS, 2012. p. 135-137.

FOKEN, T. **Micrometeorology.** Berlin, Germany: Springer, 2008. 306 p. ISBN (978-3-540-74665-2).

GISLER, C. A. F**. Análise do perfil de vento na camada limite superficial e sistemas meteorológicos atuantes no Centro de Lançamento de Alcantâra**. 2009. 143 p. (INPE-16079-TDI/1536). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/04.24.12.33>. Acesso em: 31 out. 2011.

GONÇALVES, W. A. **Projeto CHUVA FAPESP 2009/15235**. GPM – Chuva 2010: weather analysis. (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista, SP, 2010). Comunicação pessoal em 12 abr. 2012.

HENDERSON, D.; PAIMAZUMDER, D.; MÖLDERS, N. Evaluation of the Weather Research and Forecasting (WRF) model over Siberia. [S.l: s.n.], 2007. Disponível em: <http://www2.gi.alaska.edu/~molders/REU_report_2007.pdf>. Acesso em: 14 fev. 2012

HERDIES, D. L. **Aula de PNT, módulo assimilação de dados**: visão geral da assimilação de dados no CPTEC/INPE. Comunicação pessoal em: 03 dez. 2011.

HINES, K. M.; BROMWICH, D. H. Development and testing of Polar Weather Research and Forecasting (WRF) Model. Part I: Greenland ice sheet meteorology. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 6, p. 1971-1989, 2008.

HU, X.-M.; GAMMON, J. W. N.; ZHANG, F. Evaluation of Three Planetary Boundary Layer Schemes in the WRF Model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, p. 1831-1844, 2010.

INSTITUTO DE AERONÁUTICA E ESPAÇO (IAE). **Operação Salina**. 2012. Disponível em: <http://www.iae.cta.br/>. Acesso em: 21 jul. 2012.

IAE/ACA; ICEA/DECEA. **Relatório experimento chuva GPM 2010**. São José dos Campos, SP, 2010. 26 p. Acesso em: 05 mar. 2012.

JANKOV, I.; GALLUS JR, W. A.; SEGAL, M.; KOCH, S. E.; SHAW, B. The impact of different WRF Model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. **Weather and Forecasting**, v. 20, n. 6, p. 1048-1060, 2005.

JURY, M. R.; CHIAO, S.; HARMSEN, E. W. Mesoscale structure of trade wind convection over Puerto Rico: composite observations and numerical simulation. **Boundary Layer Meteorology**, v. 132, n.2, p. 289-313, 2009.

KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. Cambridge, England: Cambridge University, 2003. 341 p.

KOO, Y.-SEO; KIM, S.-TAE; CHO, J.-SIK; JANG, Y.-KEE; ASIA, E. Performance evaluation of the updated air quality forecasting system for Seoul predicting PM 10. **Atmospheric Environment**, n. 3, p. 1-14, 2012.

KUSAKA, H.; CROOK, A.; DUDHIA, J.; WADA, K. Comparison of the WRF and MM5 models for simulation of heavy rainfall along the Baiu Front. **Scientific Online Letters and Atmosphere (SOLA)**, v. 1, p. 197-200, 2005.

LAPRISE, R.; VARMA, M. R.; DENIS, B.; CAYA, D.; ZAWADZKI, I. Predictability of a nested limited-area model. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 12, p. 4149–4154, 2000.

LYONS, W. A.; TREMBACK, C. J.; PIELKE, R. A. Applications of the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) to provide input to photochemical grid models for the Lake Michigan Ozone Study (LMOS). **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 8, p. 1762 - 1786, 1995.

MAGNAGO, R.; FISCH, G.; MORAES, O. Análise espectral do vento no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 260-269, 2010.

MARCIOTTO, E. R.; FISCH, G.; MEDEIROS, L. E. Characterization of surface level wind in the Centro de Lançamento de Alcântara for use in rocket structure loading and dispersion studies. **Journal of Aerospace Technology and Management**, v. 4, n. 1, p. 69 - 79, 2012.

MASS, C.; OVENS, D.; WESTRICK, K.; COLLE, B. A. Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 83, n. 3, p. 407-430, 2002.

MEDEIROS, L. E.; FISCH, G.; IRIART, P. G. Low atmospheric flow at the north coast of Brazil, Maranhão state. (manuscrito em preparação) Comunicação pessoal em 17 jan. 2013.

MENDES, C. DO R. S. **Proposta de uma metodologia livre para avaliação do potencial eólico de Minas Gerais**. 2011. 119 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Energia) - Universidade Federal de São João del Rei (UFSJ), São João del Rei, 2011.

MIGLIETTA, M. M.; THUNIS, P.; PEDERZOLI, A. *et al.* Evaluation of WRF Model performances in different european regions with the delta-fairmode evaluation tool. In: CONFERENCE ON HARMONISATION WITHIN ATMOSPHERIC DISPERSION MODELLING FOR REGULATORY PURPOSES, 14., 2011, Kos, Greece. **Proceedings...** [s.n.], 2011. p. 288–292.

MÖLDERS, N. Suitability of the Weather Research and Forecasting (WRF) Model to predict the june 2005 fire weather for interior Alaska. **Weather and Forecasting**, v. 23, n.5, p. 953-973, 2008.

MOLION L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, RJ, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.

MORI, Y. Methods for estimating the mean and standard deviation of wind direction. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 26, n. 9, p. 1282 - 1284, 1987.

NAKANISHI, M.; NIINO, H. An improved Mellor-Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, n. 2, p. 397-407, 2006.

NOAA.PMEL.TAO Project Office / Projeto PIRATA. **Ciclos da TSM.** Disponível em: <http://www.pmel.noaa.gov/tao/ disdel/disdel.html>. Acesso em: 04 jul. 2012.

NOGUEIRA, J. H. A. **Sensibilidade da precipitação simulada na região do Centro de Lançamento de Alcântara a esquemas de convecção explícita**: estudos de caso. 2010. 154 p. (sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/04.13.16.18-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/37AUJDB>. Acesso em: 11 fev. 2012.

NOLAN, D. S.; ZHANG, J. A.; STERN, D. P. Evaluation of planetary boundary layer parameterizations in tropical cyclones by comparison of in situ observations and high-resolution simulations of hurricane Isabel (2003). Part I: initialization, maximum winds, and the outer-core boundary layer. **Monthly Weather Review**, v. 137, n.11, p. 3651-3674, 2009.

OLIVEIRA, F. P**. Fatores associados à iniciação de linhas de instabilidade na região do Centro de Lançamento de Alcântara no mês de julho**. Versão: 2012-05-02. 111 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3BATESB>. Acesso em: 11 maio 2012.

PAIMAZUMDER, D.; MÖLDERS, N. Theoretical assessment of uncertainty in regional averages due to network density and design. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n.8, p. 1643-1666, 2009.

PELLEGRINI, C. C.; CERQUEIRA, S. A. A. G.; SILVA, A. F. G. Algumas características da ilha térmica urbana da Região Metropolitana de Belo Horizonte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008, São Paulo, SP. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2008.

PEREIRA, E. I.; MIRANDA, I.; FISCH, G. F.; MACHADO, L. A. T.; ALVES, M. A. S. **Atlas climatológico do Centro de Lançamento de Alcântara**. São José dos Campos: Centro Técnico Aeroespacial, 2002. Relatório de desenvolvimento, ACA/RT-01/01, GDO-000000/B0047.

PEREIRA NETO, A. V.; OYAMA, M. D. Mudanças do esquema de convecção profunda Kain-Fritsch para a região do Centro de Lançamento de Alcântara. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n.4, p. 579–590, 2011.

PIRES, L. B. M. **Estudo da Camada Limite Interna desenvolvida em falésias com aplicação para o Centro de Lançamento de Alcântara.** 2009. 165 p. (INPE-16566-TDI/1562). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/06.22.18.27>. Acesso em: 31 out. 2011.

PLEIM, J. E. A combined local and non-local closure model for the atmospheric boundary layer. Part 1: Model description and testing. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, n. 9, p. 1383–1395, 2007.

PRABHA, T.; HOOGENBOOM, G. Evaluation of the Weather Research and Forecasting model for two frost events. **Computers and electronics in agriculture**, v. 64, n. 2, p. 234-247, 2008.

ROBALLO, S. T. **Estudo do escoamento atmosférico no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA) através de medidas de torre anemométrica e em túnel de vento**. 2007. 137 p. (INPE-14824-TDI/1264). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/06.12.18.07>. Acesso em: 23 fev. 2012.

RUIZ, J. J.; SAULO, A. C.; KALNAY, E. Comparison of methods to generate probabilistic quantitative precipitation forecasts over South America. **Weather and Forecasting**, v. 24, n.1, p. 319-336, 2009.

SEAMAN, N. L.; STAUFFER, D. R.; LARIO-GIBBS, A. M. A multiscale four-dimensional data assimilation system applied in the San Joaquin Valley during SARMAP. Part I: modeling design and basic performance characteristics. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 8, p. 1739 - 1761, 1995.

SILVA, M. A. V. **Meteorologia e climatologia.** 2. Brasília, DF: INMET, 2001. 531 p.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J. *et al.* **NCAR Technical Note:** A description of the Advanced Research WRF version 3. [S.l: s.n.], 2008, 113 p.

TEIXEIRA, C. G.; GIRARDI, C. **ECA-04/78: Oscilações do vento da estratosfera equatorial**, Adendo B: decomposição do vento. ACA/IAE. São José dos Campos, SP, 1978.

TURNER, D. B. Comparison of three methods for calculating the standard deviation of the wind direction. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 25, n. 5, p. 703 - 707, 1986.

VERRALL, K. A.; WILLIAMS, R. L. A method for estimating the standard deviation of wind directions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, n. 12, p. 1922 - 1925, 1982.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R.; VIANELLO, R. L. **Meteorologia básica e aplicações.** Viçosa, MG: Universidade Federal de Viçosa, 1991. 449 p.

WANG, C.; HU, J.; FENG, S.; JIN, S.; ZHANG, F.; LIU, C. Comparing different boundary layer schemes of WRF by simulation the low-level wind over complex terrain. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ARTIFICIAL INTELIGENCE, MANAGEMENT SCIENCE AND ELECTRONIC COMMERCE, 2., 2011, Zhengzhou, China. **Proceedings…** Zhengzhou: AIMSEC, 2011. p. 6183-6188. (a)

WANG, H.; NOVAKOVSKAIA, E.; YIN, W. J.; DONG, J. Characterization of wind power forecast error using the WRF model: inner Mongolia case study. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON FUTURE POWER AND ENERGY ENGINEERING, 2010, Shenzen, China. **Proceedings...** [ s.n.], 2010. p. 75–78.

WANG, W.; BRUYÈRE, C.; DUDA, M. G. *et al.* **ARW:** version 3 modeling system user's guide. [S.l.]: [s.n.], 2011. 354 p. (b)

WANG, W.; SHAW, W. J.; SEIPLE, T. E.; RISHEL, J. P.; XIE, Y. An evaluation of a diagnostic wind model (CALMET). **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 6, p. 1739-1756, 2008.

WEATHERCAST. **Weather:** ensemble forecast. Disponível em: <http://www.weathercast.co.uk/services/ensemble-forecast.html?eps=london>. Acesso em: 11 mar. 2013.

WEBER, R. O. Estimators for the standard deviation of horizontal wind direction. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, n. 10, p. 1403-1415, 1997.

WILLMOTT, C. J. On the validation of models. **Physical Geography**, v. 2, n. 2, p. 184-194, 1981.

YAMARTINO, R. J. A comparison of several "single-pass" estimators of the standard deviation of wind direction. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, n. 9, p. 1362 - 1366, 1984.

# APÊNDICE A - MÉTODOS DE CÁLCULO DO DESVIO PADRÃO DA DIREÇÃO DO VENTO

## A.1 Método de Verrall e Williams (1982)

$$S_a = \frac{\sum_{i=1}^{n} sen(\theta_i)}{n}$$

$$C_a = \frac{\sum_{i=1}^{n} \cos(\theta_i)}{n}$$

$$\sigma_S = \left[ \frac{\sum_{i=1}^{n} sen^2(\theta_i)}{n} - S_a{}^2 \right]^{1/2}$$

$$\sigma_C = \left[ \frac{\sum_{i=1}^{n} \cos^2(\theta_i)}{n} - C_a{}^2 \right]^{1/2}$$

$$E_1 = |S_a| - \sigma_s$$

$$E_2 = |S_a| + \sigma_s$$

$$N_2 = |C_a| - \sigma_c$$

$$N_1 = |C_a| + \sigma_c$$

$$M_1 = \sqrt{\left(E_1{}^2 + N_1{}^2\right)}$$

$$M_2 = \sqrt{\left(E_2{}^2 + N_2{}^2\right)}$$

$$\sigma_\theta = \frac{1}{2} \cdot \cos^{-1}\left( \frac{E_1 \cdot E_2 + N_1 \cdot N_2}{M_1 \cdot M_2} \right)$$

sendo $\underline{n}$ o número de medidas a serem submetidas à estatística e $\underline{\theta_i}$ os valores individuais da direção, em radianos. Assim, temos o desvio-padrão também em radianos.

## A.2 Método de Ackermann (1983)

$$\sigma_U{}^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} U_i{}^2}{n} - \overline{U}^2$$

$$\sigma_V{}^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} V_i^2}{n} - \overline{V}^2$$

$$\sigma_{UV} = \frac{\sum_{i=1}^{n} U_i \cdot V_i}{n} - \overline{U} \cdot \overline{V}$$

$$\sigma_\theta = \left[ \left( \overline{V}^2 \cdot \sigma_U{}^2 + \overline{U}^2 \cdot \sigma_V{}^2 - 2 \cdot \overline{U} \cdot \overline{V} \cdot \sigma_{UV} \right)^{1/2} \right] \cdot \overline{Vel}^{-2}$$

## A.3 Método de Yamartino (1984)

$$\varepsilon = \sqrt{1 - (S_a{}^2 + C_a{}^2)}$$

$$\sigma_\theta = sen^{-1}(\varepsilon) \left[ 1 + \left( \frac{2}{\sqrt{3}} - 1 \right) \cdot \varepsilon^3 \right]$$