

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

YASMIN KAORE LAGO KITAGAWA

**AVALIAÇÃO DE DESEMPENHO DOS ESQUEMAS DE CAMADA LIMITE
PLANETÁRIA DO MODELO WRF PARA A REGIÃO METROPOLITANA DE
SALVADOR-BA**

Vitória

2018

YASMIN KAORE LAGO KITAGAWA

**AVALIAÇÃO DE DESEMPENHO DOS ESQUEMAS DE CAMADA LIMITE
PLANETÁRIA DO MODELO WRF PARA A REGIÃO METROPOLITANA DE
SALVADOR-BA**

Dissertação apresentada ao Programa
de Pós-graduação em Engenharia Ambiental da
Universidade Federal do Espírito Santo para a
obtenção do título de Mestre em Engenharia
Ambiental.

Orientador

Prof. Dr. Davidson Martins Moreira

Coorientador

Dr. Erick Giovani Sperandio Nascimento

Vitória

2018

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Setorial Tecnológica,
Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)
Sandra Mara Borges Campos – CRB-6 ES-000593/O

- K62a Kitagawa, Yasmin Kaore Lago, 1990-
Avaliação de desempenho dos esquemas de camada limite
planetária do modelo WRF para a Região Metropolitana de
Salvador - BA / Yasmin Kaore Lago Kitagawa. – 2018.
111 f. : il.
- Orientador: Davidson Martins Moreira.
Coorientador: Erick Giovani Sperandio Nascimento.
Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) –
Universidade Federal do Espírito Santo, Centro Tecnológico.
1. Camada limite planetária. 2. Modelagem atmosférica.
3. Modelo WRF. 4. Salvador (BA). 5. Bahia. I. Moreira, Davidson
Martins. II. Nascimento, Erick Giovani Sperandio. III.
Universidade Federal do Espírito Santo. Centro Tecnológico. IV.
Título.

CDU: 628



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

Avaliação de desempenho dos esquemas de camada limite planetária do modelo WRF para a região Metropolitana de Salvador - BA

Yasmin Kaore Lago Kitagawa

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Davidson Martins Moreira
Orientador - PPGEA/CT/UFES

Prof. Dr. Erick Giovanni Sperandio Nascimento
Coorientador - SENAI/CIMATEC

Prof. Dr. Taciana Toledo de Almeida Albuquerque
Examinador Interno - PPGEA/CT/UFES

Prof. Dr. Marcelo Albano Moret Simões Gonçalves
Examinador Externo - SENAI/CIMATEC

Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
Vitória-ES, 26 de fevereiro 2018.

AGRADECIMENTOS

Dedico e agradeço a Deus sempre! Obrigado Senhor por ter finalizado com sucesso mais essa etapa da minha vida.

Agradeço aos meus pais e minha irmã, que tanto me incentivaram para esta conquista, por sempre estarem torcendo pela minha vitória, e pela paciência comigo.

Ao meu orientador, Professor Dr. Davidson Martins Moreira, pelo apoio e oportunidade concedida para a realização deste trabalho e pela confiança depositada em mim. A distância entre nós em nada interferiu no relacionamento de mestre e aprendiz e no desenvolvimento dos trabalhos e do meu aprendizado.

Ao meu coorientador, Dr. Erick Giovani Sperandio Nascimento, pela amizade e pelos conhecimentos transmitidos que muito contribuíram ao meu crescimento profissional, acadêmico e pessoal.

Ao Professor Dr. Nadir Salvador e ao Dr. Alexandre Magalhães Santiago que me ajudaram em muito como trabalhar com o modelo WRF.

Aos professores do Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental (PPGEA) da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES) pelo apoio e ensinamentos dos conteúdos.

À UFES e ao laboratório NQualiAr pela infraestrutura acadêmica disponibilizada.

Aos amigos de laboratório e disciplinas pela amizade, boa convivência e pelos valiosos conselhos oferecidos, em especial Rizzieri, Izabele, Cristina, Vitor, Mayana, Elson, Karine, Felipe, Jamily, Igor.

Ao grupo formado pelos alunos orientados pelo Prof. Davidson: Erick, Nóele, Pedro, Yossimar e Silvano.

À todos meus amigos por estarem sempre presentes em minha vida.

À CAPES pelo apoio financeiro.

RESUMO

As trocas de umidade, calor e momento ocorrem dentro da camada limite planetária (CLP) através da mistura associada aos vórtices turbulentos que influenciam as estruturas termodinâmicas e cinemáticas na baixa troposfera. Entretanto, tais vórtices operam em escalas espaço-temporais que não podem ser representadas explicitamente nas escalas de grade e nos passos de tempo empregados na maioria dos modelos numérico de mesoescala. Assim sendo, seus efeitos são expressos nestes modelos através do uso de esquemas de parametrização de CLP. Neste sentido, o presente trabalho utilizou o modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) para encontrar um conjunto de parametrização física que represente a circulação atmosférica da Região Metropolitana de Salvador (RMS) que conta com diversos complexos industriais que afetam a qualidade do ar da região. Ademais, o trabalho espera contribuir cientificamente com pesquisas relacionadas aos processos atmosféricos representados pelos modelos numéricos que ocorrem em regiões tropicais e costeiras. Visto que não havia, até o presente momento, nenhum estudo realizando qualquer avaliação nesta área com o modelo WRF, avaliou-se o desempenho de seis esquemas de CLP disponíveis no modelo – Boucheau e Lacarrere (BOU), Grenier e Bretherton (GBM), Mellor-Yamada-Janjić (MYJ), Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN2), Bretherton e Park (UW) e Yonsei University (YSU). A avaliação de desempenho foi realizada utilizando métricas estatísticas de erro médio (MB), raiz do erro quadrático médio (RMSE), erro médio absoluto (MAGE), coeficiente de correlação (r) e índice de concordância (IOA) entre dados simulados e observados nas estações meteorológicas de superfície da região por meio das variáveis atmosféricas temperatura do ar a 2 metros (T2), velocidade e direção do vento a 10 metros (WS10 e WD10). A parametrização MYJ apresentou as melhores métricas estatísticas para o parâmetro WS10; enquanto que BOU e UW se destacaram para a variável WD10. Já em relação a T2, MYNN2 e, novamente, MYJ, apresentaram os melhores resultados. No geral, os resultados indicaram que não houve diferenças estatisticamente significativas usando os diferentes esquemas de CLP. Também foram realizadas análises das alturas da CLP (PBLH) simuladas e dos perfis verticais da umidade relativa, temperatura potencial e velocidade e direção do vento na qual pôde-se observar que o modelo WRF produziu baixos valores da PBLH; entretanto inferiu-se que mesmo assim o modelo foi capaz de apresentar resultados satisfatórios para o comportamento dos perfis verticais. Concluiu-se que o modelo WRF apresentou bom desempenho e foi capaz de simular as condições atmosféricas que caracterizam a RMS.

Palavras chaves: modelagem atmosférica, WRF, camada limite planetária, Bahia.

ABSTRACT

Exchanges of moisture, heat, and momentum occur within the planetary boundary layer (PBL) through mixing associated with turbulent eddies that influence the way in which lower-tropospheric thermodynamic and kinematic structures evolve. However such eddies operate on spatiotemporal scales that cannot be explicitly represented on grid scales and time steps employed in most mesoscale models. As such, their effects are expressed in these models via the use of PBL parameterization schemes. In this way, the present work used the Weather Research and Forecasting (WRF) model to find a set of physical parameterization that represents the local atmospheric circulation of the Metropolitan Region of Salvador (RMS) which counts with several industrial complexes that affect the air quality of the region. In addition, the work expects to contribute scientifically to researches related to atmospheric processes represented by numerical models that occur in tropical and coastal regions. Since there was no previous work performing any assessment in this area using WRF model, the performance of six PBL schemes were evaluated – Boucheau e Lacarrere (BOU), Grenier e Bretherton (GBM), Mellor-Yamada-Janjić (MYJ), Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN2), Bretherton e Park (UW) e Yonsei University (YSU). The model performance was performed using statistical metrics of mean bias (MB), root mean square error (RMSE), mean absolute gross error (MAGE), correlation coefficient (r) and index of agreement (IOA) between simulated and observed data in the surface meteorological stations of the region through the meteorological variables air temperature at 2 meters (T2), wind speed and direction at 10 meters (WS10 and WD10). MYJ scheme showed the best performance for WS10, while BOU and UW schemes stood out for WD10. Regarding T2, MYNN2 and, again, MYJ, presented the best results. However, it is worth to point out that results indicate that there were no statistically significant differences using different PBL schemes. Analysis of simulated PBL heights (PBLH) and vertical profiles of water vapor, potential temperature and wind speed and direction were also made, it was observed that the WRF model produced low values of PBLH, nevertheless it was inferred that even so the model was able to present satisfactory results for the behavior of vertical profiles. It was concluded that the WRF model presented good performance and was able to simulate the atmospheric conditions that characterize RMS.

Key words: atmospheric modelling, WRF, planetary boundary layer, Bahia.

LISTA DE SIGLAS

ACM2	<i>Asymmetric Convective Model</i>
AFWA	<i>Department of Defense's Air Force Weather Agency</i>
AL	Atmosfera Livre
AMJJ	Abril-Maio-Junho-Julho
AQM	Modelos de Qualidade do Ar
ARW	<i>Advanced Research WR</i>
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
BOU	Bougeault & Lacarrere
CAPE	Energia Potencial Disponível para Convecção
CIA	Centro Industrial de Aratu
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
CLN	Camada Limite Noturna
CLP	Camada Limite Planetária
CM	Camada de Mistura
CMAQ	<i>Community Multiscale Air Quality</i>
CR	Camada Residual
CS	Camada Superficial
DOL	Distúrbios Ondulatórios de Leste
GBM	Grenier & Bretherton
GCM	<i>General Circulation Models</i> - Modelos de Circulação Global
GFS	<i>Global Forecast System</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IOA	<i>Index of Agreement</i> - Índice de concordância
LES	<i>Large Eddy Simulations</i> – Simulações de Grandes Escalas
LSM	<i>Land Surface Models</i> - Modelos de Superfície
MB	<i>Mean Bias</i> - Erro Médio
MRF	<i>Medium Range Forecast</i>
MYJ	Mellor-Yamada- Janjic
MYNN	Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCEP-FNL	<i>National Centers for Environmental Prediction - Final Analysis</i>
NMM	<i>Nonhydrostatic Mesoscale Model</i>
MNPT	Modelos de Previsão Numérica do Tempo
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>

NRL	<i>Naval Research Laboratory</i>
PIC	Polo Petroquímico de Camaçari
PNT	Previsão Numérica do Tempo
PX	Pleim-Xue
QNSE	Quasi-Normal Scale Elimination
RMS	Região Metropolitana de Salvador
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i> - Raiz do Erro Quadrático Médio
RRTM	<i>Rapid Radiative Transfer Model</i>
SCM	<i>Single-Column Model</i>
SENAI	Serviço Nacional de Aprendizagem Industrial
SF	Sistemas Frontais
SH	Shing-Hong
SOND	Setembro-Outubro-Novembro-Dezembro
SSA	Aeroporto Internacional de Salvador
SUDIC	Superintendência de Desenvolvimento Industrial e Comercial
T2	Temperatura a 2 metros
TD2	Temperatura do ponto de orvalho
TEMF	<i>Total-Energy Mass-Flux</i>
TKE	<i>Turbulence Kinetic Energy</i> - Energia Cinética Turbulenta
TSMO	Teoria de Similaridade para a Camada Superficial Atmosférica
UR2	Umidade Relativa a 2 metros
USEPA	<i>United States Environmental Protection Agency</i> Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
UW	Bretherton & Park
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Alto Nível
WD10	Direção do vento a 10 m
WPS	<i>WRF Preprocessing System</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
WS10	Velocidade do vento a 10 m
WSM	<i>WRF Single-Moment</i>
YSU	Yonsei University
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

C_p calor específico do ar a pressão constante

L_v calor latente de vaporização da água ($L_v = 2.5 \times 10^6 \text{ J/Kg}$)

R constante dos gases para o ar seco ($R = 287 \text{ J/Kkg}$)

η coordenadas verticais de pressão hidrostática

ν_c difusividade molecular da quantidade

ν_q difusividade molecular da água no ar

ν_θ difusividade térmica da água no ar

δ_{i3} delta de Kronecker

ρ densidade do ar úmido (umidade)

∂ derivada parcial

E mudança de fase da água

R_f número de Richardson

f_c parâmetro de Coriolis

P pressão

p_h pressão em cada nível da atmosfera

p_{hs} pressão na superfície

p_{ht} pressão no topo da atmosfera

Q_j^* radiação na direção j

T_v temperatura virtual.

θ temperatura potencial

t tempo

ε_{ij3} tensor de Levi-Civita

S_c termo fonte ou sumidouro da quantidade

S_{qT} termo fonte ou sumidouro de umidade

q_L umidade não-vapor

q_T umidade total específica ($q_T = q + q_L$)

q umidade em vapor

U vento horizontal na direção x (zonal, positivo para leste)

V vento horizontal na direção y (meridional, positivo para norte)

W vento vertical na direção z (positivo para cima)

ν viscosidade cinemática

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: ESTRUTURA DA CLP. ADAPTADO DE STULL (1988).	21
FIGURA 2: DIFERENÇA NA ABORDAGEM DE FECHAMENTO NÃO-LOCAL <i>VERSUS</i> FECHAMENTO LOCAL. <i>NON-LOCAL CLOSURE</i> : PROPRIEDADES DE UMA CAMADA CONTABILIZAM PROPRIEDADES DE OUTRAS CAMADAS NA CLP. <i>LOCAL CLOSURE</i> : APENAS PROPRIEDADES DE CAMADAS ADJACENTES SÃO CONTABILIZADAS. FONTE: COMET <i>PROGRAM</i> (2017).	30
FIGURA 3: SISTEMA H DE COORDENADAS VERTICAIS. FONTE: SKAMAROCK <i>ET AL.</i> (2008).	32
FIGURA 4: GRADES (A) HORIZONTAL E (B) VERTICAL UTILIZADAS NO WRF, ONDE Δx E Δy REPRESENTAM OS ESPAÇAMENTOS DE GRADE NAS DIREÇÕES X E Y, RESPECTIVAMENTE, E Δh REPRESENTA O ESPAÇAMENTO ENTRE DOIS NÍVEIS VERTICAIS. FONTE: SKAMAROCK <i>ET AL.</i> (2008).	34
FIGURA 5: ESQUEMA SIMPLIFICADO DA ARQUITETURA DO MODELO WRF. FONTE: SKAMAROCK <i>ET AL.</i> (2008).	35
FIGURA 6: ANINHAMENTOS PERMITIDOS PELO WRF. FONTE: SKAMAROCK <i>ET AL.</i> (2008).	36
FIGURA 7: PROCESSOS FÍSICOS E SUAS INTERAÇÕES NO MODELO WRF. FONTE: ADAPTADO DE DUDHIA (2010).	37
FIGURA 8: ILUSTRAÇÃO DOS PROCESSOS DE MICROFÍSICA PROPOSTO PELO ESQUEMA WSM5. FONTE: DUDHIA (2010).	38
FIGURA 9: LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO METROPOLITANA DE SALVADOR NO TERRITÓRIO BRASILEIRO E NO ESTADO DA BAHIA, E DAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DO INMET E SSA. FONTE: AUTOR, 2017.	55
FIGURA 10: NORMAL CLIMATOLÓGICA DAS VARIÁVEIS PRECIPITAÇÃO E TEMPERATURA MÁXIMA E MÍNIMA DO PERÍODO 1961-1990 NA CIDADE DE SALVADOR. FONTE: AUTOR, 2017.	56
FIGURA 11: LOCALIZAÇÃO DOS DOMÍNIOS. FONTE: AUTOR, 2017.	58
FIGURA 12: LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIES DE ONDE OS DADOS OBSERVACIONAIS PARA CONFRONTAÇÃO DAS SIMULAÇÕES SÃO PROVENIENTES. FONTE: AUTOR, 2017.	59
FIGURA 13: ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DO INMET, LOCALIZADA NO BAIRRO ONDINA, SALVADOR – BA. FONTE: INMET, 2017.	60
FIGURA 14: PRECIPITAÇÃO ACUMULADA MENSAL <i>VERSUS</i> A SUA NORMAL CLIMATOLÓGICA 1961-1990, NA ESTAÇÃO ONDINA-SALVADOR. FONTE: AUTOR, 2017.	65
FIGURA 15: COMPARAÇÃO ENTRE AS TEMPERATURAS MÁXIMA E MÍNIMA MENSAL NC 1961-1990 <i>VERSUS</i> O ANO DE 2016, NA ESTAÇÃO ONDINA-SALVADOR. FONTE: AUTOR, 2017.	65

FIGURA 16: VARIAÇÃO MÉDIA HORÁRIA DA WS10 PARA AS ESTAÇÕES INMET (ESQUERDA) E AEROPORTO (DIREITA) SIMULADAS E OBSERVADAS (LINHAS PONTILHADAS) PARA TODOS OS MESES DO ANO.....	70
FIGURA 17: GRÁFICOS <i>SOCCER PLOT</i> PARA WS10 COMPARANDO O DESEMPENHO DAS PARAMETRIZAÇÕES DE CLP PARA A ESTAÇÃO INMET E AEROPORTO.....	76
FIGURA 18: VARIAÇÃO MÉDIA HORÁRIA DA WD10 PARA AS ESTAÇÕES INMET (ESQUERDA) E AEROPORTO (DIREITA) SIMULADAS E OBSERVADAS (LINHAS PONTILHADAS) PARA TODOS OS MESES DO ANO.....	79
FIGURA 19: GRÁFICOS <i>SOCCER PLOT</i> PARA WD10 COMPARANDO O DESEMPENHO DAS PARAMETRIZAÇÕES DE CLP PARA A ESTAÇÃO INMET E AEROPORTO.....	85
FIGURA 20: COMPARAÇÃO DAS ROSAS DOS VENTOS OBTIDAS ATRAVÉS DAS OBSERVAÇÕES NA ESTAÇÃO AEROPORTO E DOS ESQUEMAS BOU E UW, RESPECTIVAMENTE DA ESQUERDA PARA A DIREITA, PARA TODOS OS MESES DO ANO.	88
FIGURA 21: VARIAÇÃO MÉDIA HORÁRIA DA T2 PARA AS ESTAÇÕES INMET (ESQUERDA) E AEROPORTO (DIREITA) SIMULADAS E OBSERVADAS (LINHAS PONTILHADAS) PARA TODOS OS MESES DO ANO.....	91
FIGURA 22: GRÁFICOS <i>SOCCER PLOT</i> PARA T2 COMPARANDO O DESEMPENHO DAS PARAMETRIZAÇÕES DE CLP PARA A ESTAÇÃO INMET E AEROPORTO.....	97
FIGURA 23: PBLH MÉDIA MENSAL PARA A REGIÃO DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS EM 2003. FONTE: MENEZES (2006).	99
FIGURA 24: PBLH MÉDIA HORÁRIA PARA A REGIÃO DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS EM 2003. FONTE: MENEZES (2006).	99
FIGURA 25: VARIAÇÃO MÉDIA HORÁRIA DA ALTURA DA CLP (PBLH) PARA AS ESTAÇÕES INMET (ESQUERDA) E AEROPORTO (DIREITA) SIMULADAS PARA TODOS OS MESES DO ANO.	102
FIGURA 26: PERFIL VERTICAL DE UMIDADE RELATIVA, TEMPERATURA POTENCIAL, VELOCIDADE E DIREÇÃO DO VENTO ÀS 12 UTC DOS DIAS 03 DE JANEIRO DE 2016.....	103

LISTA DE TABELAS

TABELA 1: RESUMO DOS ESQUEMAS DE CLP UTILIZADOS.	46
TABELA 2: NORMAL CLIMATOLÓGICA DAS VARIÁVEIS VELOCIDADE E DIREÇÃO DO VENTO DO PERÍODO 1961-1990 NA CIDADE DE SALVADOR. FONTE: INMET, 2017.....	57
TABELA 3: CONFIGURAÇÕES ESPACIAIS UTILIZADAS NAS SIMULAÇÕES DO WRF.....	58
TABELA 4: DETALHES DAS SIMULAÇÕES ESPECIFICANDO AS OPÇÕES FÍSICAS.....	59
TABELA 5: FAIXA DE VALORES DAS MÉTRICAS ESTATÍSTICAS PARA AS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS T2, WS10 E WD10 ENCONTRADA POR VÁRIOS AUTORES.	62
TABELA 6: MÉDIA MENSAL E DESVIO PADRÃO (DP) DAS VARIÁVEIS T2 E WS10 PARA ESTAÇÃO INMET E AEROPORTO NO ANO DE 2016. FONTE: AUTOR, 2017.....	66
TABELA 7: MÉTRICAS ESTATÍSTICAS COMPARANDO VALORES SIMULADOS E OBSERVADOS DA WS10 PARA A ESTAÇÃO INMET.....	71
TABELA 8: MÉTRICAS ESTATÍSTICAS COMPARANDO VALORES SIMULADOS E OBSERVADOS DA WS10 PARA A ESTAÇÃO AEROPORTO.....	73
TABELA 9: MÉTRICAS ESTATÍSTICAS COMPARANDO VALORES SIMULADOS E OBSERVADOS DA WD10 PARA A ESTAÇÃO INMET.....	80
TABELA 10: MÉTRICAS ESTATÍSTICAS COMPARANDO VALORES SIMULADOS E OBSERVADOS DA WD10 PARA A ESTAÇÃO AEROPORTO.	82
TABELA 11: MÉTRICAS ESTATÍSTICAS COMPARANDO VALORES SIMULADOS E OBSERVADOS DA T2 PARA A ESTAÇÃO INMET.	92
TABELA 12: MÉTRICAS ESTATÍSTICAS COMPARANDO VALORES SIMULADOS E OBSERVADOS DA T2 PARA A ESTAÇÃO AEROPORTO.	94

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	OBJETIVOS.....	19
2.1	OBJETIVO GERAL.....	19
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	19
3	REVISÃO DA LITERATURA	20
3.1	CAMADA LIMITE PLANETÁRIA	20
3.2	EQUAÇÕES FUNDAMENTAIS DA CLP.....	21
3.2.2.	<i>Equação de Conservação da Massa (Continuidade).....</i>	<i>22</i>
3.2.3.	<i>Equação de Conservação do Momento (Segunda Lei de Newton).....</i>	<i>22</i>
3.2.4.	<i>Equação de Conservação de Umidade</i>	<i>23</i>
3.2.5.	<i>Equação de Conservação de Calor (Primeira Lei da Termodinâmica).....</i>	<i>23</i>
3.2.6.	<i>Equação de Conservação de Grandezas Escalares.....</i>	<i>24</i>
3.3	TURBULÊNCIA ATMOSFÉRICA	24
3.3.1.	<i>Energia Cinética Turbulenta.....</i>	<i>25</i>
3.3.2.	<i>Parâmetros de escala/estabilidade</i>	<i>26</i>
3.3.3.	<i>Problema de fechamento da turbulência</i>	<i>29</i>
3.4	OS MODELOS DE PREVISÃO NUMÉRICA DO TEMPO (MPNT)	30
3.5	O MODELO WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF)	31
3.5.1.	<i>Descrição do modelo.....</i>	<i>31</i>
3.5.2.	<i>Condições iniciais e de contorno</i>	<i>35</i>
3.5.3.	<i>Aninhamento (Nesting).....</i>	<i>36</i>
3.5.4.	<i>Parametrizações físicas.....</i>	<i>37</i>
3.6	TRABALHOS CORRELATADOS.....	50
4	METODOLOGIA	55
4.1	DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	55
4.2	DESCRIÇÃO DOS DETALHES DE SIMULAÇÃO DO WRF	57
4.3	AVALIAÇÃO DE DESEMPENHO DAS MODELAGENS DO WRF.....	59
5	DISCUSSÃO E RESULTADOS	63
5.1	DESCRIÇÃO DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS DO PERÍODO DE ESTUDO	64

5.2	VELOCIDADE DO VENTO (WS10).....	66
5.3	DIREÇÃO DO VENTO (WD10)	77
5.4	TEMPERATURA (T2).....	89
5.5	ANÁLISE DAS SIMULAÇÕES DO WRF PARA ALTURA DA CLP (PBLH) E PERFIL VERTICAL DE ALGUNS PARÂMETROS METEOROLÓGICOS.....	98
6	CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES	105
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107

1 INTRODUÇÃO

Os movimentos atmosféricos são caracterizados por uma variedade de escalas que variam da ordem do milímetro até centenas de quilômetros e da fração de segundos até vários meses e anos. Essas escalas de movimento são geralmente classificadas em três categorias: micro-, meso- e macroescala (ARYA, 2001).

A micrometeorologia é a subdivisão da meteorologia que estuda os processos que se originam e são dominados pela superfície terrestre e é comumente conhecida como Camada Limite Atmosférica (CLA) ou Camada Limite Planetária (CLP). A transferência de calor, massa e momento que ocorre continuamente entre atmosfera–Terra–oceano são fenômenos que tem lugar no estudo da CLP e, portanto, são tratados pela micrometeorologia.

Os estudos de microescala baseiam-se em experimentos de campo que fazem uso de instrumentos de medições meteorológicos. Contudo, devido às estações meteorológicas não fornecerem informações sobre todas as variáveis atmosféricas necessárias para o entendimento das interações ambientais, como também a falta de capacidade dos instrumentos em captar a variabilidade espaço-temporal das variáveis atmosféricas; modelos numéricos são utilizados nos estudos da CLP assim como dos fenômenos atmosféricos, em geral.

Os modelos numéricos utilizam equações matemáticas para descrever o estado da atmosfera. Em vista disso empregam métodos estocásticos para modelagem do escoamento atmosférico e requerem a solução do problema de fechamento da turbulência. O estudo de processos estocásticos identifica e interpreta a aleatoriedade presente nos processos físicos através de equações matemáticas que buscam estabelecer as possíveis conexões sequenciais, no tempo e/ou no espaço, entre suas realizações (LEANDRO, 2012). No que diz respeito ao problema de fechamento da turbulência, este refere-se ao surgimento de mais incógnitas que equações que dificulta a resolução das equações, e por isso, parte dos esforços que envolvem o entendimento dos processos que ocorrem na CLP caem sobre pesquisas que buscam a representação dos fenômenos atmosféricos por meio das chamadas parametrizações. Por ocorrer muitos processos na atmosfera, existem uma diversidade de parametrizações, e muito dos estudos consistem em descobrir o conjunto de parametrizações mais adequado para uma região. Uma parametrização é uma maneira de descrever processos físicos de subgrade para os quais os modelos numéricos não possuem informações diretas.

O modelo numérico empregado no presente trabalho foi o *Weather Research and Forecasting* (WRF) (SKAMAROCK *et al.*, 2008). Vários estudos compararam o desempenho e a sensibilidade das parametrizações disponíveis no modelo WRF, entretanto é consensual

que a melhor configuração do modelo irá depender da área em estudo e do período do ano analisado. A adesão do modelo WRF pela comunidade científica vem crescendo desde sua implementação datada no ano de 2000. Um dos principais motivos para esse crescimento é devido ao fato do modelo poder ser acoplado aos modelos de dispersão de poluentes atmosféricos que são necessários em estudos relacionados à poluição do ar, tema este que vem sendo bastante abordado devido a uma maior conscientização da sociedade nos últimos anos. A busca por energias renováveis também impulsionou o uso do modelo WRF uma vez que através das informações dos campos de vento, é possível avaliar o potencial eólico de determinada região.

A formulação bem como a investigação das parametrizações físicas disponíveis nos modelos numéricos é amplamente testada, principalmente, em regiões subtropicais, continentais ou de alta-média latitude. Poucos estudos existem em regiões tropicais, costeiras ou de latitudes baixas, tal como a Região Metropolitana de Salvador (RMS) que foi o foco do presente trabalho. A RMS além de estar próxima a linha do Equador, e ter disponibilidade de radiação solar alcançando sua superfície terrestre praticamente o ano inteiro, é uma cidade costeira e conseqüentemente tem a influência da brisa marítima que precisa ser bem representada pelos modelos numéricos. Hariprasad *et al.* (2014) e Surussavadee (2017) reportam que a simulação numérica em regiões tropicais é desafiadora, pois são regiões que possuem características convectivas intensas, mudando o estado da atmosfera rapidamente, além de sofrerem constantemente a influência das brisas marítimas e dos movimentos locais e de mesoescala. É importante mencionar que os sistemas de brisas marítimas e terrestres desempenham um papel importante nas áreas costeiras uma vez que interferem o transporte de poluentes atmosféricos provenientes de diversas indústrias e da própria população presentes nessas regiões que possuem localizações estratégicas importantes nas transações comerciais entre estados e países (SALVADOR *et al.*, 2016). Desta forma, o trabalho buscou contribuir no entendimento dos processos atmosféricos representados pelos modelos numéricos que ocorrem em regiões tropicais e costeiras.

A área de estudo que corresponde a RMS, é caracterizada por ser uma região urbana-industrial com configuração peninsular devido à presença da baía de Todos os Santos. Além de contar com atividades de comércio e turismo, a RMS também possui diversas atividades industriais que são importantes para a economia local e nacional, tais como: o Complexo Industrial de Camaçari, o Centro Industrial Aratu situado entre os municípios de Simões Filho e Candeias e a refinaria Landulpho Alves, pertencente a Petrobrás, em São Francisco do

Conde. Tais complexos industriais conferem a RMS diferentes fontes de poluição do ar, sem levar em consideração a contribuição feita pelos veículos automotores. Posto isto, estudar a dispersão de poluentes atmosféricos, principalmente em áreas urbanas, faz-se necessário dado que efeitos adversos à saúde humana, animal e vegetal bem como a deterioração da qualidade do meio ambiente têm sido associados aos altos níveis de concentrações de poluentes ao nível superficial. Assim sendo, mais uma vez, justifica-se o estudo da circulação atmosférica da RMS no intuito de promover mais compreensão sobre os processos que afetam a qualidade atmosférica da região.

Logo, o principal objetivo deste trabalho foi avaliar o desempenho dos esquemas de CLP disponíveis no modelo WRF, e assim, encontrar o esquema que melhor represente a circulação atmosférica da RMS. O bom desempenho do modelo WRF fomentará outras pesquisas científicas relacionadas, por exemplo, aos efeitos de brisas marítimas/terrestres em regiões costeiras e ao transporte e dispersão de poluentes atmosféricos, tornando possível avaliar a qualidade do ar da região.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo principal desta dissertação é estudar a circulação atmosférica da Região Metropolitana de Salvador (RMS), através da determinação das variáveis meteorológicas, utilizando o modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF).

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Avaliar o desempenho das distintas combinações de parametrizações de CLP do modelo WRF aplicadas na RMS;
- Analisar variáveis meteorológicas ao longo de um ano, visando explorar as diferenças sazonais;
- Validar, por meio de comparações estatísticas, os resultados do modelo e os dados observados nas estações meteorológicas;
- Identificar o esquema de CLP que apresenta o melhor desempenho.

3 REVISÃO DA LITERATURA

3.1 CAMADA LIMITE PLANETÁRIA

A troposfera é a camada atmosférica mais próxima da superfície terrestre, situada de 10 km a 15 km de altitude, dependendo da latitude e da época do ano, na qual a temperatura decresce com a altitude e se formam as nuvens e as correntes de convecção (SEINFELD & PANDIS, 2006).

De modo geral, a troposfera pode ser dividida em duas camadas: a camada limite planetária (CLP) ou camada limite atmosférica (CLA) e a atmosfera livre (AL). A CLP é a porção da troposfera diretamente influenciada pela superfície terrestre e responde as forçantes superficiais (térmica ou mecânica) em uma escala temporal de uma hora ou menos (STULL, 1988). Por esta razão, a circulação atmosférica, tanto em escala sinótica como em local, está condicionada pela representação desta camada, que apresenta um elevado número de Reynolds e promove o transporte de calor, massa e momento.

A espessura da CLP varia de dezenas de metros a vários quilômetros e é, normalmente, definida como o nível em que a turbulência desaparece ou se torna insignificante. Sua altura está condicionada a fatores como: taxa de aquecimento ou resfriamento da superfície, força dos ventos, rugosidade superficial, características topográficas da região, movimentos verticais de grande escala, advecção horizontal de calor e umidade, dentre outros (ARYA, 2001).

Em um cenário de regiões de alta pressão sobre a superfície terrestre (STULL, 1988) e de condições de bom tempo (ARYA, 2001), a CLP tem uma estrutura bem definida. A evolução temporal típica de uma camada limite convectiva (CLC) pode ser observada na Figura 1.

Após o nascer do Sol, a superfície terrestre começa a ser aquecida pela radiação solar, posteriormente, esse calor é transferido para o ar sobrejacente que provoca a mistura turbulenta do ar e, conseqüentemente, destrói a camada de inversão formada no período noturno. Esta nova camada que é formada nas primeiras horas da manhã, denomina-se por Camada Limite Convectiva (CLC) ou Camada de Mistura (CM), e é delimitada superiormente por uma camada de entranhamento. Ao longo do dia, essas correntes ascendentes ou térmicas intensificam-se, provocando o crescimento da CLP. Após o pôr do Sol, inicia-se o processo de desenvolvimento da Camada Limite Estável (CLE), também conhecida como Camada Limite Noturna (CLN), devido ao resfriamento da superfície terrestre que não mais interfere a instabilidade atmosférica. Acima da CLE, existe a Camada Residual (CR) que é remanescente

da CLC e, apesar de haver a diminuição do desenvolvimento das correntes convectivas, a influência dos ventos pode provocar alguma turbulência noturna, entretanto em menor magnitude.

A Camada Superficial (CS) é a região inferior da CLP onde, os fluxos turbulentos e o cisalhamento do vento são considerados constantes, pois variam menos de 10% da sua magnitude (STULL, 1988) e a rotação da Terra ou a força de Coriolis pode ser ignorada (ARYA, 2001). É o meio onde os seres humanos vivem e funciona como fonte de fricção, pois é capaz de modificar os campos de vento e os processos de transferência entre a superfície terrestre e a atmosfera.

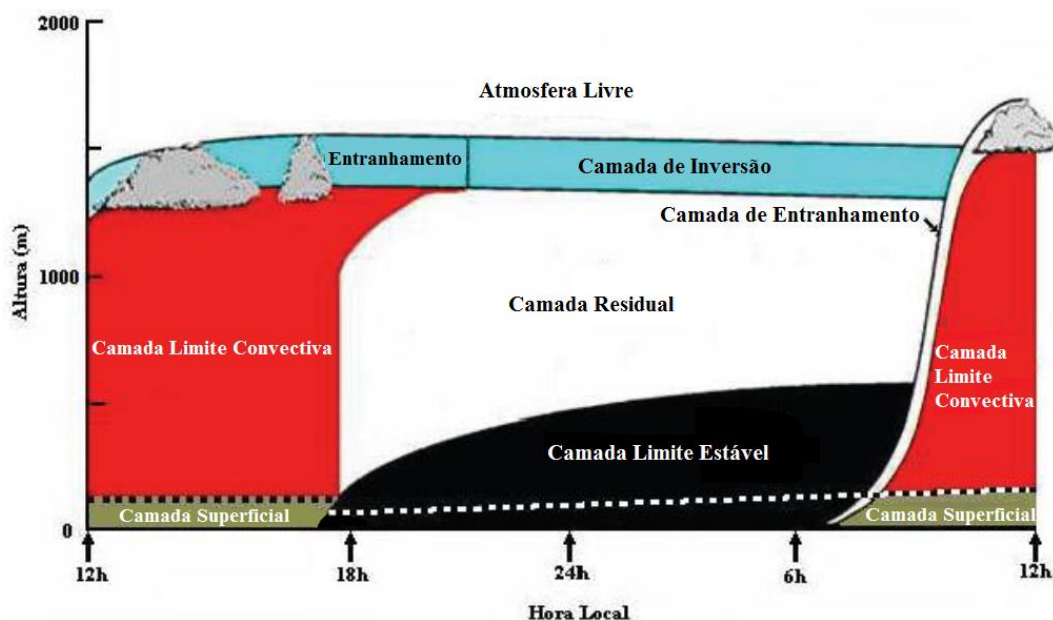


Figura 1: Estrutura da CLP. Adaptado de Stull (1988).

No que diz respeito à Atmosfera Livre (AL), esta é influenciada pelos padrões sinóticos e de mesoescala, e não diretamente pela superfície terrestre. A AL interage com a CLP nas circulações ciclônicas que são situações no qual a convergência do ar força uma corrente ascendente, dando origem à formação de nuvens e, eventualmente, a precipitação. (SOARES, 2004).

3.2 EQUAÇÕES FUNDAMENTAIS DA CLP

Para o entendimento dos processos físicos que ocorrem na atmosfera, equações da termodinâmica e da mecânica dos fluidos são utilizadas para prognosticar a evolução da CLP. Entretanto, devido à carência de informações sobre as condições iniciais e de contorno para o

tratamento dessas equações, suposições e aproximações são utilizadas para contornar tal situação. Um dos métodos utilizado no estudo da CLP é a decomposição média de Reynolds que divide uma variável em parte média ($\bar{U}$, representada por barras) e em parte turbulenta (u' , representada por linhas). Outra simplificação utilizada nessas equações é a análise pela aproximação de Boussinesq na qual assume que a densidade do fluido é constante, exceto quando esta estiver associada ao termo de flutuabilidade do fluido.

Segundo Stull (1988), seis equações caracterizam o estudo da CLP: a equação de estado do ar (1) e as equações de conservação de massa (2), momento (3), umidade (4), calor (5) e quantidade escalares (6). À exceção da equação de estado, as demais são equações prognósticas.

3.2.1. Equação de Estado (Lei dos Gases Ideais)

$$\bar{P} = \bar{\rho} R \bar{T}_v \quad (1)$$

Sendo que P é a pressão; ρ a densidade do ar úmido (umidade); R a constante dos gases para o ar seco ($R = 287 \text{ J/Kkg}$) e T_v a temperatura virtual que é a temperatura que o ar seco deveria ter para ter a mesma densidade que o ar úmido, com a mesma pressão.

3.2.2. Equação de Conservação da Massa (Continuidade)

$$\frac{\partial \bar{U}_j}{\partial x_j} = \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{W}}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

Sendo que ∂ é a derivada parcial; U o vento horizontal na direção x (zonal, positivo para leste); V o vento horizontal na direção y (meridional, positivo para norte); W o vento vertical na direção z (positivo para cima) e j é um índice que varia de 1 a 3. A equação II considera o ar, um fluido incompressível, isto é, sua densidade permanece constante com o tempo.

3.2.3. Equação de Conservação do Momento (Segunda Lei de Newton)

$$\begin{array}{ccccccc} \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial t} & + & \bar{U}_j \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} & = & -\delta_{i3}g & + & f_c \varepsilon_{ij3} \bar{U}_j - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x_i} + \frac{\nu}{\partial x_j^2} \frac{\partial^2 \bar{U}_i}{\partial x_j^2} - \frac{\partial (\overline{u_i u_j'})}{\partial x_j} \\ \text{A} & & \text{B} & & \text{C} & & \text{D} & \text{E} & \text{F} & \text{J} \end{array} \quad (3)$$

Sendo que U_i são as três componentes da velocidade; t é o tempo; δ_{i3} o delta de Kronecker; g a aceleração da gravidade; f_c o parâmetro de Coriolis; ε_{ij3} o tensor de Levi-Civita; ν viscosidade cinemática e i e j são índices livres e ambos variam de 1 a 3, resultando um total de 9 valores. Os demais termos já foram apresentados na seção 3.2.2.

Termo A representa o estoque de momento (inércia), Termo B descreve o transporte do momento por advecção, Termo C representa o efeito da gravidade apenas na direção vertical (empuxo térmico/flutuabilidade), Termo D descreve a influência do efeito de Coriolis, Termo E descreve as forças do gradiente de pressão, Termo F representa a influência da tensão viscosa (difusão molecular) e Termo J representa a divergência dos fluxos turbulentos de momento.

3.2.4. Equação de Conservação de Umidade

$$\frac{\partial \bar{q}_T}{\partial t} + \bar{U}_J \frac{\partial \bar{q}_T}{\partial x_j} = \frac{v_q \partial^2 \bar{q}}{\partial x_j^2} + \frac{S_{qT}}{\rho_{ar}} - \frac{\partial (\bar{u}_j' q_T')}{\partial x_j} \quad (4)$$

A B F G J

Sendo que q_T é a umidade total específica ($q_T = q + q_L$), sendo q umidade em vapor e q_L umidade não-vapor; v_q a difusividade molecular da água no ar; S_{qT} é o termo fonte ou sumidouro de umidade. Os demais termos já foram apresentados na seção 3.2.2 e 3.2.3.

Termo A representa o estoque de umidade, Termo B descreve o transporte da umidade por advecção, Termo F representa a difusão molecular de vapor d'água, Termo G é a soma de outros termos adicionais (fontes ou sumidouros) de umidade e Termo J representa a divergência dos fluxos turbulentos de umidade.

3.2.5. Equação de Conservação de Calor (Primeira Lei da Termodinâmica)

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{U}_J \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = \frac{v_\theta \partial^2 \bar{\theta}}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\bar{\rho} C_p} \frac{\partial \bar{Q}_j^*}{\partial x_j} - \frac{L_v E}{\bar{\rho} C_p} - \frac{\partial (\bar{u}_j' q_T')}{\partial x_j} \quad (5)$$

A B F G H J

Sendo que θ é a temperatura potencial; v_θ a difusividade térmica da água no ar; C_p o calor específico do ar a pressão constante; Q_j^* a radiação na direção j ; L_v o calor latente de vaporização da água ($L_v = 2.5 \times 10^6 \text{ J/Kg}$) e E a mudança de fase. Os demais termos já foram apresentados na seção 3.2.2 e 3.2.3.

Termo A representa o estoque de calor, Termo B descreve o transporte de calor por advecção, Termo F representa a condução molecular de calor, Termo G e H são termos fonte de calor pelo aquecimento radiativo e pela transferência de calor latente, respectivamente, e Termo J representa a divergência dos fluxos turbulentos de calor.

3.2.6. Equação de Conservação de Grandezas Escalares

$$\begin{array}{cccccc} \frac{\partial \bar{C}}{\partial t} & + & \bar{U}_j \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_j} & = & \frac{v_c \partial^2 \bar{C}}{\partial x_j^2} & + S_c - \frac{\partial (\overline{u_j' C'})}{\partial x_j} \end{array} \quad (6)$$

A B F G J

Sendo que C pode ser gases ou aerossóis; v_c a difusividade molecular da quantidade; S_c é o termo fonte ou sumidouro da quantidade. Os demais termos já foram apresentados na seção 3.2.2 e 3.2.3.

Termo A representa o estoque da quantidade, Termo B descreve o transporte da quantidade por advecção, Termo F representa a difusão molecular da quantidade, Termo G é a soma de outros termos adicionais (fontes ou sumidouros) de quantidade, como mudança de estado, transformações químicas, precipitação, sedimentação, etc e Termo J representa a divergência dos fluxos turbulentos da quantidade.

O aparecimento do termo J nas Equações 3-6 sugere que a turbulência deve ser considerada nas equações de prognóstico da CLP, constituindo novos termos-fonte para as variáveis médias. Os fluxos turbulentos das equações prognósticos (termo J) são várias ordens de grandeza superior a outros termos da equação, como por exemplo, os termos de difusão molecular (termo F) que, normalmente, são desprezados durante o tratamento da CLP (STULL, 1988). De forma geral, pode-se dizer que os termos fontes e os termos turbulentos são os principais responsáveis pelos problemas de parametrização.

3.3 TURBULÊNCIA ATMOSFÉRICA

Turbulência refere-se à natureza caótica do escoamento, que se manifesta na forma de flutuações irregulares e aleatórias de velocidade do vento, temperatura e grandezas escalares, em torno de seus valores médios no tempo e no espaço (ARYA, 2001). Neste sentido, o transporte atmosférico é responsável pelo deslocamento das propriedades do fluido, sendo o comportamento das flutuações análogo ao transporte difusivo molecular, contudo em uma escala muito maior. Por esse motivo, os modelos de turbulência desenvolvidos ditos de 1ª ordem utilizam o conceito de difusividade turbulenta, e suas equações apresentam sempre um coeficiente de difusão turbulenta.

A turbulência atmosférica pode ser gerada por flutuabilidade térmica ou pelo cisalhamento mecânico e, dissipada em calor pelos efeitos da viscosidade molecular (STULL, 1988). É uma propriedade inerente da CLP, difícil de ser descrita e quantificada, por esta razão, tornar-se conveniente o uso de métodos estatísticos que podem tratar o escoamento turbulento e não-turbulento de formas separadas.

A produção ou destruição das estruturas turbulentas (vórtices) pode ser descrita através da hipótese de cascada de energia introduzida por Richardson (1922) e, posteriormente, desenvolvida e quantificada por Kolmogorov (1941). No escoamento turbulento, há diferentes tamanhos de vórtices contribuindo para a energia cinética turbulenta total (STULL, 1988); os vórtices maiores transferem energia para vórtices menores e assim sucessivamente, até atingir escalas pequenas o suficiente para que a dissipação de energia ocorra pelas forças viscosas.

3.3.1. Energia Cinética Turbulenta

A energia cinética turbulenta (da sigla inglesa, TKE), definida na Equação 7, é uma maneira de quantificar a intensidade da turbulência e, também pode ser utilizada para aproximações de difusão turbulenta na CLP.

$$\frac{TKE}{m} = \bar{e} = \frac{\overline{u_i^2}}{2} = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (7)$$

Sendo u_i as componentes da velocidade do vento.

Considerando um sistema de coordenadas alinhado com o vento médio, assumindo homogeneidade horizontal e negligenciando a subsidência, a equação de balanço da TKE pode ser escrita da seguinte forma (STULL, 1988):

$$\begin{array}{cccccc} \frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = & \frac{g}{\theta_v} (\overline{w' \theta_v'}) - & \overline{u' w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - & \frac{\partial (\overline{w' e})}{\partial z} - & \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\overline{w' p'})}{\partial z} - & \mathcal{E} \\ \text{A} & \text{B} & \text{C} & \text{D} & \text{E} & \text{F} \end{array} \quad (8)$$

Sendo que θ_v é a temperatura potencial virtual, análoga a T_v .

Termo A representa o estoque de TKE, Termo B é produção/destruição por empuxo térmico (flutuabilidade), Termo C é a produção/destruição mecânica pelo cisalhamento, Termo D representa o transporte turbulento da TKE, Termo E é a correlação de pressão que descreve como a TKE é redistribuída por perturbações na pressão e Termo F representa a dissipação viscosa da TKE que é convertida em calor.

Arya (2001) descreve a equação da TKE em uma notação mais simplificada para os vários termos apresentados na Equação 8, sendo S (*shear*) a produção mecânica pelo cisalhamento, B (*buoyancy*) a produção por empuxo térmico (flutuabilidade), D (*dissipation*) a dissipação viscosa e T_r (*transport*) o transporte de energia de ou para outras regiões do escoamento.

$$\frac{d(TKE)}{dt} = S + B - D + T_r \quad (9)$$

Na turbulência atmosférica, o cisalhamento mecânico (S) sempre será considerado uma fonte de produção devido à contínua presença da superfície terrestre, enquanto que a força de empuxo pode ser considerada tanto uma fonte de produção quanto de destruição. Durante o dia ou na CLC, turbulência é produzida por ambos S e B . Enquanto que na CLE, S é o único mecanismo efetivo para produzir turbulência ou ainda em correntes de baixo nível (*low-level jet*) e em regiões da troposfera superior e estratosfera, onde a flutuabilidade negativa suprime a turbulência (STULL, 1988; ARYA, 2001).

Os escoamentos turbulentos são sempre dissipativos (STULL, 1988) uma vez que há sempre conversão de energia cinética em energia interna, entretanto visto que o comprimento dos fluxos turbulentos é muito maior que o comprimento das estruturas moleculares, pode-se considerar a turbulência um fenômeno contínuo na CLP. E, é por esse motivo que as parametrizações utilizadas nos modelos de mesoescala precisam encontrar uma maneira de mensurar/quantificar a contribuição dessas estruturas no escoamento atmosférico.

Os termos da Equação 8 retratam os processos físicos que produzem ou destroem a turbulência e permitem prognosticar a intensidade da turbulência. Parâmetros de escala, usados na micrometeorologia, são baseados nos termos referentes à turbulência induzida por efeitos mecânicos e térmicos. Por esta razão, na próxima seção serão apresentados os principais parâmetros utilizados para a quantificação da turbulência, ou ainda, estabilidade atmosférica.

3.3.2. Parâmetros de escala/estabilidade

Número de Richardson

O número de Richardson de fluxo (R_f), dado pela Equação 10, é a razão entre os termos B e C apresentados na Equação 8, ou seja, é a razão entre a turbulência gerada pela flutuabilidade/empuxo térmico e a turbulência gerada mecanicamente pelo cisalhamento.

$$R_f = \frac{\frac{g}{\theta_v}(\overline{w'\theta_v'})}{-\overline{u'w'}\frac{\partial \bar{U}}{\partial z} + \overline{v'w'}\frac{\partial \bar{V}}{\partial z}} \quad (10)$$

Uma importante suposição que está implícita na utilização deste parâmetro é de não considerar outros termos da Equação 8, como por exemplo a dissipação viscosa de energia no decaimento da turbulência, mesmo que observações tenham indicado que o processo de dissipação viscosa é significativo na transição de escoamentos turbulentos para regimes laminares (ARYA, 2001). De qualquer maneira, em condições de atmosfera estável, a produção/destruição térmica tende a destruir a turbulência (termo negativo) enquanto que o

cisalhamento do vento tende a produzir turbulência mecanicamente (termo positivo). Desta forma, R_f é geralmente negativo para condições de atmosfera instável enquanto que para condições de atmosfera estáveis R_f será positivo. Entretanto, devido à presença de termos turbulentos na determinação de R_f , assume-se que $-\overline{u'w'}$ é proporcional a $\frac{\partial \bar{U}}{\partial z}$, assim como $-\overline{v'w'}$ é proporcional a $\frac{\partial \bar{V}}{\partial z}$. Assim sendo, um novo parâmetro é desenvolvido a partir de R_f , chamado número de Richardson gradiente (R_i), descrito na Equação (11).

$$R_i = \frac{\frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}}{[(\frac{\partial \bar{U}}{\partial z})^2 + (\frac{\partial \bar{V}}{\partial z})^2]} \quad (11)$$

Todavia, os instrumentos utilizados para a medição das variáveis meteorológicas fornecem registros pontuais, e não contínuos. Por isso, aproxima-se $\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}$ por $\frac{\Delta \bar{\theta}_v}{\Delta z}$, $\frac{\partial \bar{U}}{\partial z}$ por $\frac{\Delta \bar{U}}{\Delta z}$ e $\frac{\partial \bar{V}}{\partial z}$ por $\frac{\Delta \bar{V}}{\Delta z}$ e outro indicador é formado, o número de Richardson *bulk* (R_B) (Equação 12), o mais utilizado pelos meteorologistas (STULL, 1988).

$$R_B = \frac{g \Delta \bar{\theta}_v \Delta z}{\bar{\theta}_v [(\Delta \bar{U})^2 + (\Delta \bar{V})^2]} \quad (12)$$

Sendo $\Delta \bar{U} = \bar{U}_{z(topo)} - \bar{U}_{z(base)}$.

É importante ressaltar que o número de Richardson em si não indica a intensidade da turbulência, apenas indica se há turbulência ou não. Na classificação da estabilidade atmosférica, se $R_i > R_{ic}$, diz-se que o escoamento passou de laminar para turbulento, sendo R_{ic} chamado de número de Richardson crítico. Baseado em experimentos, assume-se que R_{ic} varie de 0,21 a 0,25. Para a situação inversa, na qual o escoamento turbulento passa a ser laminar, $R_i < R_T$, sendo que R_T indica o fim da turbulência e é considerado $R_T=1$. Assim sendo, adota-se que se $R_i < 0$ o escoamento é instável, se $R_i > 0,25$ é estável e se $0 < R_i < 0,25$ é neutro.

Comprimento de Obukhov

Antes de apresentar o conceito trazido por Monin-Obukhov, é importante lembrar a definição de Camada Superficial (CS), pois o comprimento de Obukhov é muito útil no tratamento da CS. Nessa perspectiva, CS é a região inferior da CLP, logo acima da superfície terrestre, onde os fluxos turbulentos – momento, calor e umidade – podem ser considerados constantes, pois variam menos de 10% da sua magnitude com a altura (STULL, 1988).

Utilizando-se dessa concepção ao dizer que na CS, os fluxos de momento e calor podem ser considerados constantes (mesmo não sendo), Monin e Obukhov propuseram a

Teoria de Similaridade para a Camada Superficial Atmosférica (TSMO) e introduziram dois parâmetros de escala: o comprimento de Obukhov (L) e a velocidade de fricção (u_*) (BOÇON, 1998). Tal como o número de Richardson, o comprimento de Obukhov (L) também relaciona os parâmetros B (empuxo térmico) e C (cisalhamento mecânico) da Equação 8. Esses termos são multiplicados por $\frac{\kappa z}{u_*^3}$ a fim de torná-los adimensionais. Além disso, também se assume que os fluxos turbulentos são uniformes, e a razão entre a altura z e L é o parâmetro de similaridade ou estabilidade de Monin-Obukhov denominado por ζ (CABRAL, 2015).

$$\zeta = \frac{z}{L} = -\frac{\kappa z g (\overline{w' \theta'_v})}{\overline{\theta_v} u_*^3} \quad (13)$$

Em que κ é a constante de von Kármán (assume-se $\kappa=0,40$) e z é a altura. Isolando-se L , tem-se que o comprimento de Obukhov é:

$$L = -\frac{\overline{\theta_v} u_*^3}{\kappa g (\overline{w' \theta'_v})} \quad (14)$$

Uma interpretação física para L é: a altura acima da superfície terrestre na qual a produção de energia cinética turbulenta por efeitos térmicos equivale-se a produção por efeitos mecânicos (SEINFELD & PANDIS, 2006). Nas situações convectivas, produção térmica e mecânica são aproximadamente iguais na altura $z = -0,5L$ (STULL, 1988). Para situações de escoamento atmosférico estáveis, tem-se que $L > 0$, caso contrário, se $L < 0$ as condições serão instáveis.

Já a velocidade de fricção (u_*) é um parâmetro de escala de velocidade baseado na relação do fluxo vertical (w') de quantidade de momento horizontal (u' e v') (STULL, 1988).

$$u_*^2 = \frac{|\tau_{Reynolds}|}{\bar{\rho}} = \sqrt{(\overline{u' w'_s})^2 + \overline{v' w'_s}^2} \quad (15)$$

$$\text{Sendo } |\tau_{Reynolds}| = \sqrt{[(\bar{\rho} \overline{u' w'_s})^2 + (\bar{\rho} \overline{v' w'_s})^2]}.$$

Quando o sistema de coordenadas das tensões superficiais é alinhado com o eixo x , a Equação 15 pode ser reescrita como:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_w}{\bar{\rho}}} = \overline{u' w'_s} \quad (16)$$

Outro parâmetro muito utilizado quando esse tema é tratado é a escala de temperatura:

$$\theta_* = -\frac{\overline{w' \theta'_s}}{u_*} \quad (17)$$

É necessário destacar que a TSMO foi desenvolvida para uma camada superficial sobre terrenos horizontalmente homogêneos. A teoria descreve as estruturas turbulentas em função da ⁽¹⁾ tensão superficial $\frac{\tau_w}{\bar{\rho}}$, ⁽²⁾ o empuxo térmico $\frac{g}{\theta_v}$, ⁽³⁾ o fluxo de calor à superfície

$(\overline{w'\theta_v'})_s$ e ⁽⁴⁾ a altura acima da superfície z , sendo que (s) refere-se à camada superficial (ARYA, 2001).

3.3.3. Problema de fechamento da turbulência

As equações descritas nas seções anteriores apresentam o número de incógnitas maior do que o número de equações e, portanto, não é possível obter uma solução analítica. Esta questão é conhecida como problema de fechamento (*the closure problem*), pois o termo desconhecido é sempre de uma ordem acima do máximo entre os outros termos. Por isso, o fechamento de turbulência exige relacionar empiricamente o termo desconhecido do momento $n+1$ com os termos conhecidos do momento mais baixo. A única forma de obter uma solução é ter um conjunto infinito de equações, o que indica claramente a impossibilidade de resolução deste problema e aponta a necessidade pela busca de alternativas para a solução.

Uma maneira encontrada para solucionar tal problema é parametrizar os termos desconhecidos em função das quantidades e dos parâmetros conhecidos da equação. Parametrizar é uma aproximação da natureza (STULL, 1988) e, portanto, há diferentes maneiras de parametrizar o mesmo problema. No que diz respeito aos estudos de Modelos de Previsão Numérica do Tempo (MNPT), diversos pesquisadores investigam as múltiplas parametrizações na tentativa de encontrar aquela que melhor representa os processos físicos da atmosfera, necessitando, posteriormente, de uma validação observacional.

No tratamento da turbulência, existem duas aproximações clássicas, as baseadas em fechamento local e não-local (STULL, 1988; STENSRUD, 2007). No fechamento local, uma variável em um ponto do espaço é parametrizada por valores de quantidades conhecidos nesse mesmo ponto. Segundo Stull (1988), esta abordagem assume que a turbulência é análoga à difusão molecular. No fechamento não-local, uma incógnita em um ponto do espaço é parametrizada por valores de quantidades conhecidos de vários pontos do espaço. Por levar em conta a contribuição dos grandes vórtices, acaba tendo um carácter advectivo. Uma abordagem mais detalhada sobre os tipos de fechamento utilizados pelas parametrizações físicas do WRF será feita nas próximas seções (Figura 2).

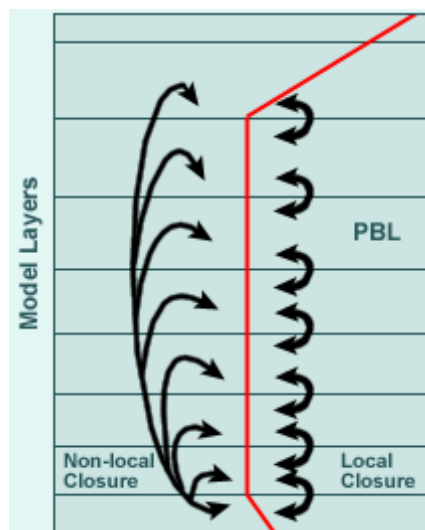


Figura 2: Diferença na abordagem de fechamento não-local *versus* fechamento local. *Non-local closure*: propriedades de uma camada contabilizam propriedades de outras camadas na CLP. *Local closure*: apenas propriedades de camadas adjacentes são contabilizadas. Fonte: COMET Program (2017).

3.4 OS MODELOS DE PREVISÃO NUMÉRICA DO TEMPO (MPNT)

A previsão numérica do tempo (PNT) recorre ao potencial de integração numérica dos computadores para produzir o prognóstico do estado da atmosfera, utilizando-se das equações governantes que simulam os processos físicos, dinâmicos e termodinâmicos em relação ao tempo. A previsão do tempo para todo o planeta é feita pelos modelos globais. No entanto, como abrangem uma área muito extensa, não possuem uma alta resolução. Por essa razão, desenvolveram-se os modelos de mesoescala que são alimentados pelos modelos globais e possuem maior riqueza de detalhes, sendo usados para regiões limitadas.

Independentemente, a qualidade da previsão está condicionada as incertezas inerentes à observação atmosférica e à distribuição espacial dessas observações. Além do mais, também pode-se citar que o êxito das simulações está atrelado às parametrizações aplicadas às equações e à discretização espaço-temporal condicionada pela capacidade dos computadores utilizados. Muitos dos MNPT usam espaçamento de grade que falham dentro do intervalo espectral. Isso significa dizer que movimentos em larga escala podem ser explicitamente resolvidos e previstos enquanto que os movimentos de menor escala, que engloba as estruturas turbulentas, não são modelados diretamente, ou seja, são parametrizados por aproximações ou modelos de escala de subgrade (STULL, 1988).

Mesmo que, nas últimas décadas, houve um avanço significativo na velocidade do processamento de dados e, consequentemente, no desempenho dos computadores, há sempre processos físicos e escalas de movimento que não podem ser representados por um MNPT, independentemente da resolução (STENSRUD, 2007). Esses processos não resolvidos traduzem-se na perda de acurácia dos resultados gerados pelos modelos, sendo esta uma das principais limitações na área de modelagem.

Em qualquer caso, os MNPT são ferramentas úteis no planejamento de atividades econômicas e sociais bem como pesquisas e experimentos científicos. Desse modo, faz-se necessário o acompanhamento do desempenho dos modelos e das parametrizações no estudo da dinâmica da atmosfera e, é nesse sentido que este trabalho se fundamenta, através do uso do modelo numérico de mesoescala *Weather Research and Forecasting* (WRF).

3.5 O MODELO WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF)

3.5.1. Descrição do modelo

O modelo utilizado no presente estudo é o WRF – *Weather Research and Forecasting* – que é um modelo de previsão numérica do tempo projetado com o propósito de suprir tanto as necessidades operacionais de previsão meteorológica como as pesquisas atmosféricas, em diferentes escalas espaciais, desde alguns metros até milhares de quilômetros. O modelo foi desenvolvido por meio de parcerias entre várias agências e institutos americanos, incluindo: *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), *Department of Defense's Air Force Weather Agency* (AFWA), *Naval Research Laboratory* (NRL), dentre outros.

Vários estudos têm sido desenvolvidos utilizando o WRF dado ao fato de que o modelo fornece liberdade de selecionar as opções que melhor descrevem a meteorologia da região de interesse. Uma descrição mais detalhada do modelo pode ser encontrada no manual do WRF e em Skamarock *et al.* (2008). Na seção 3.6 são apresentados alguns trabalhos que utilizaram modelagens para avaliar os esquemas de físicos disponíveis no modelo WRF em diversas regiões de planeta.

O sistema WRF comporta dois núcleos dinâmicos – o ARW (*Advanced Research WRF*) e o NMM (*Nonhydrostatic Mesoscale Model*) – 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 (CARVALHO, 2009). O

núcleo dinâmico que será utilizado neste trabalho será o ARW visto que este apresenta mais opções físicas do que o NMM.

O núcleo dinâmico ARW é capaz de resolver as equações compressíveis e não hidrostáticas de Euler. Tais equações são formuladas usando um sistema de coordenadas verticais de pressão hidrostática, que acompanham o contorno do terreno (Figura 3), denominado η , definido na Equação 18, e, são expressas na forma de fluxo no espaço cartesiano, para incluir o efeito da umidade na atmosfera e as projeções esféricas do globo (SKAMAROCK et al., 2008).

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu}, \text{ onde } \mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (18)$$

Onde p_h é a pressão em cada nível da atmosfera, p_{ht} é a pressão no topo da atmosfera (ou seja, a fronteira superior é uma superfície de pressão constante) e p_{hs} é a pressão na superfície. Nesse sistema de coordenadas, também chamada de coordenadas verticais de massa, η varia de 0 a 1, sendo 0 no topo do domínio e 1 na superfície.

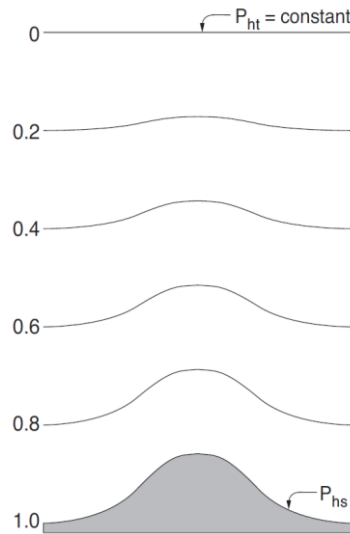


Figura 3: Sistema η de coordenadas verticais. Fonte: SKAMAROCK *et al.* (2008).

Como apresentado anteriormente, as equações que governam o estado da atmosfera não têm solução analítica e, portanto necessitam que aproximações sejam feitas. O WRF realiza a integração das equações de Euler através do processo de discretização. Este processo estabelece que a solução seja feita em pontos específicos, distribuídos em uma grade sobre a região de interesse, e em cada nível vertical a cada passo de tempo. As equações prognósticos de momento, energia termodinâmica, massa e geopotencial utilizadas pelo WRF são expressas na forma conservativa com exceção da equação geopotencial.

Equação de estado:

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \cdot \theta}{p_0 \cdot \alpha} \right)^\gamma \quad (19)$$

Equação de conservação da massa:

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (20)$$

Equações de conservação do momento:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}_u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (21)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}_v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (22)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}_w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (23)$$

Equações de conservação de energia termodinâmica:

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \theta) = F_\Theta \quad (24)$$

Equações geopotencial:

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (25)$$

Onde $\mathbf{V} = \mu \mathbf{v} = (U, V, W)$, $\mathbf{v} = (u, v, w)$, $\Theta = \mu \theta$, θ é a temperatura potencial, $\phi = gz$ é o geopotencial, p é a pressão, $\alpha = 1/\rho$ (inverso da densidade), $\gamma = c_p/c_v = 1,4$, R_d é a constante do gás para o ar seco, p_0 é a pressão de referência a nível do mar (tipicamente 10^5 Pa) e F_U , F_V , F_W e F_Θ representam os termos forçantes devido a física do modelo, mistura turbulenta, projeções esféricas e a rotação da Terra.

As equações 20-24 estão descritas na forma conservativa, a exceção da equação geopotencial (Equação 25). Além disso, essas equações estão expostas considerando o ar seco, na prática, o WRF considera o efeito da força de Coriolis, a umidade do ar e a projeção cartográfica da área onde será feita a previsão.

Na discretização espacial das variáveis, o ARW usa uma grade horizontal que segue o esquema de Arakawa-C (Figura 4). As componentes horizontais da velocidade (u e v) são normais às respectivas faces da célula da grade e as variáveis mássicas, termodinâmicas, escalares e químicas (θ) ficam localizadas no centro da célula (SKAMAROCK *et al.*, 2008). Para o cálculo da velocidade do vento a 10 m, as variáveis U e V são interpoladas (CARVALHO, 2009).

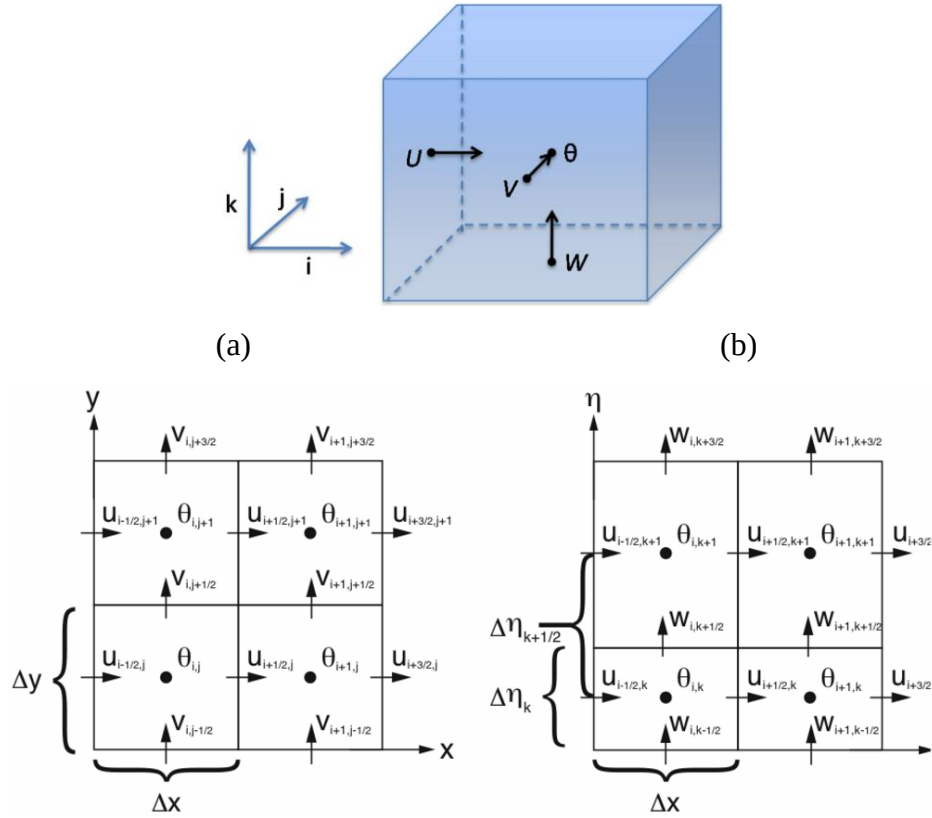


Figura 4: Grades (a) horizontal e (b) vertical utilizadas no WRF, onde Δx e Δy representam os espaçamentos de grade nas direções x e y , respectivamente, e $\Delta \eta$ representa o espaçamento entre dois níveis verticais. Fonte: SKAMAROCK *et al.* (2008).

A respeito da integração temporal, o modelo utiliza o esquema Runge-Kutta de 3ª ordem para ondas de baixa frequência, já para ondas acústicas de alta frequência o esquema de integração é feito em pequenos passos de tempo a fim de manter a estabilidade numérica. As variáveis prognósticas no WRF-ARW são definidas como $\Phi = (U, V, W, \Theta, \phi', \mu', Q_m)$ e as equações do modelo como $\Phi_t = R(\Phi)$, para avançar a solução de $\Phi(t)$ a $\Phi(t+\Delta t)$, a integração do esquema Runge-Kutta utiliza três passos (SKAMAROCK *et al.*, 2008).

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \quad (26)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \quad (27)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \quad (28)$$

Onde Δt é o passo de tempo utilizado para ondas de baixa frequência. Apesar de ser denominado Runge-Kutta de 3ª ordem, ele tem precisão de 3ª ordem apenas para as equações lineares, para as equações não lineares é de 2ª ordem.

3.5.2. Condições iniciais e de contorno

Para simulação de casos reais no núcleo ARW, o módulo de pré-processamento WPS – *WRF Preprocessing System* – prepara as condições iniciais e de contorno para o processamento principal.

O WPS é um conjunto de três programas (*geogrid*, *ungrib* e *metgrid*) que interpolam dados de topografia e de uso e ocupação do solo (*static data*) e dados meteorológicos (*grib data*) e, os transformam em dados de entrada para o programa *real* (Figura 5). O *geogrid* define os domínios de simulação e cria arquivos estáticos dos dados terrestres, interpolando-os para todas as grades do domínio. O *ungrib* decodifica os dados meteorológicos que estão no formato GriB e o *metgrid* interpola horizontalmente os dados meteorológicos gerados pelo *ungrib* para o domínio escolhido no *geogrid* (SKAMAROCK *et al.*, 2008).

Os dados estáticos são concedidos pelo *United States Geological Survey* (USGS) com resolução de 10', 5', 2' e 30'', enquanto que os dados meteorológicos são provenientes de previsões, análises ou reanálises de modelos globais de previsão numérica, tal como o *Global Forecast System* (GFS) do NCEP com resolução horizontal de 0,5°x0,5° e resolução temporal de 6h em 6h.

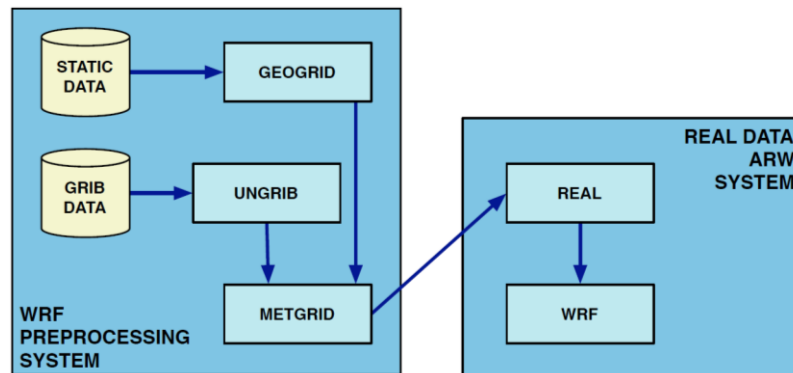


Figura 5: Esquema simplificado da arquitetura do modelo WRF. Fonte: SKAMAROCK *et al.* (2008).

Após o pré-processamento, inicia-se a etapa do processamento principal (ARW), que primeiramente passa pelo programa *real* e, posteriormente, pelo *wrf* em si. O *real* realiza a interpolação vertical dos dados com as coordenadas η e define o conjunto das opções físicas. O *wrf* realiza a integração das equações compressíveis e não-hidrostáticas de Euler da dinâmica atmosférica em cada ponto de grade e em cada nível vertical.

O pós-processamento (ARWpost) resume-se na visualização gráfica dos arquivos de saída do *wrf*, que podem ser feitos por diversas ferramentas, tais como: IDV, VAPOR, VERDI, GrADS, entre outros.

3.5.3. Aninhamento (*Nesting*)

O aninhamento de grades, ou aninhamento de domínios, significa utilizar um domínio menor e de malha mais fina (*nest domain*) dentro de um domínio maior e de malha mais grossa (*parent domain*). O domínio pai influencia as condições de contorno do domínio aninhado, desta forma, é possível analisar uma região de interesse mais detalhadamente com menor custo computacional.

O aninhamento pode ser feito de duas maneiras: *one-way* ou *two-way nesting*. Em ambas as técnicas, as condições de contorno da grade menor são interpoladas a partir dos resultados das simulações fornecidas pela grade maior. No modo *one-way*, os dados calculados na grade maior são utilizados como condições de contorno na grade menor. No modo *two-way*, ocorre o mesmo processo, entretanto os pontos da grade maior recebem os valores dos pontos da grade menor (SKAMAROCK *et al.*, 2008).

Na Figura 6 são apresentados os dois tipos de aninhamento de grades permitidos no modelo WRF, o domínio pai pode conter um ou mais domínios aninhados.

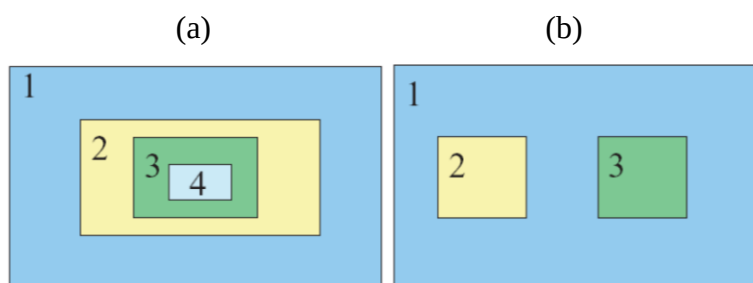


Figura 6: Aninhamentos permitidos pelo WRF. Fonte: SKAMAROCK *et al.* (2008).

A razão entre o espaçamento horizontal do domínio aninhado e o espaçamento horizontal do domínio pai é referida como *grid ratio*. Uma relação de grade típica no WRF é 3:1, ou qualquer relação de número inteiro ímpar. No recurso de aninhamento, apenas o aspecto horizontal é considerado uma vez que os domínios pai e aninhado compartilham os mesmos níveis verticais (SKAMAROCK *et al.*, 2008).

3.5.4. Parametrizações físicas

Os processos físicos que ocorrem na CLP possuem uma escala espaço-temporal muito pequena em relação à atmosfera. Para que seus efeitos sejam representados pelos os modelos de mesoescala, faz-se necessário o uso de parametrizações.

As parametrizações são funções específicas determinadas empiricamente, que relacionam os processos de sub-grade com as variáveis de prognóstico que entram nas equações dinâmicas (CARVALHO, 2009). De acordo com Stensrud (2007), as parametrizações representam processos físicos de subgrade para os quais o modelo não possui informações diretas, desta forma os esquemas de parametrização devem relacionar os processos de subgrade com as variáveis conhecidas do modelo.

Diversas parametrizações foram e, estão sendo desenvolvidas e melhoradas para representar os processos físicos da atmosfera (Figura 7), sendo as principais: microfísica das nuvens (*microphysics*), radiação de onda longa (*longwave radiation*), radiação de onda curta (*shortwave radiation*), camada superficial (*surface layer*), modelo de superfície de solo (*land surface*), camada limite planetária (*planetary boundary layer*) e parametrização de nuvens cumulus (*cumulus parameterization*).

As informações descritas neste tópico foram apresentadas por Skamarock et al. (2008).

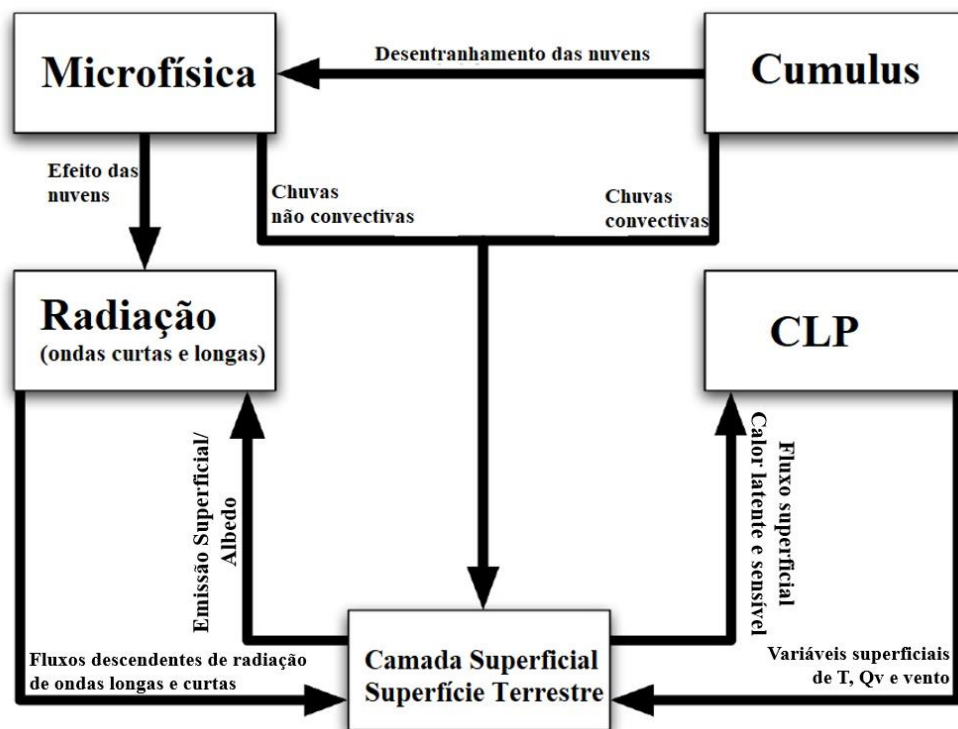


Figura 7: Processos físicos e suas interações no modelo WRF. Fonte: Adaptado de Dudhia (2010).

3.5.4.1. Parametrização de microfísica

A parametrização de microfísica inclui a resolução explícita dos processos de vapor d'água, nuvens e precipitação. Ela é resolvida ao final de cada passo de tempo como um processo de ajustamento. Isto é feito para garantir que o balanço final da saturação seja mais preciso na atualização da temperatura e umidade.

O esquema de microfísica utilizado neste trabalho foi *WRF Single-Moment (WSM) 5-class scheme* (*mp_physics=4*) (HONG et al., 2004). A principal diferença dos esquemas WSM em relação a outras abordagens é a utilização do teor de massa de gelo, ao invés da temperatura, para diagnosticar a concentração do número de gelo. Tais modificações, segundo Hong et al. (2004), produzem perfis verticais mais realistas de gelo, nuvem e neve, e também proporciona melhoria na cobertura de nuvens já que houve uma melhor representação dos processos relacionados ao gelo e suas interações com as radiações de ondas longas e curtas.

O esquema WSM5 (Figura 8) prevê cinco classes diferentes de hidrômetros, que são esses: vapor d'água (Q_v), água de chuva (Q_r), neve (Q_s), gelo (Q_i), e água de nuvem (Q_c). WSM5 difere do WSM3 ao permitir processos em fase mista, separando nuvem/gelo e neve/chuva e difere do WSM6, pois este último inclui mais uma classe de hidrômetro, a de granizo. O esquema WSM5 é eficiente em grades intermediárias que estão entre grades de mesoescala e grades de resolução de nuvem.

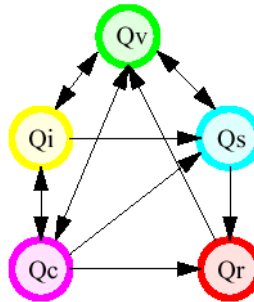


Figura 8: Ilustração dos processos de microfísica proposto pelo esquema WSM5. Fonte: Dudhia (2010).

3.5.4.2. Parametrização de *cumulus*

A parametrização de *cumulus* é responsável pelos efeitos de escala de subgrade para nuvens rasas e convectivas e é destinada a representar os fluxos verticais devido aos movimentos ascendentes, descendentes e compensatórios fora das nuvens em escalas não resolvidas pela grade do modelo. Os esquemas de nuvens *cumulus* operam somente em colunas individuais que fornecem perfis verticais de temperatura e umidade. A parametrização de *cumulus* não deve ser usada em espaçamento de grades menores que 5 km,

sendo somente válida para espaçamento de grades maiores que 10 km, onde ela é necessária para a correta liberação do calor latente, em uma escala de tempo realista, nas colunas convectivas.

A parametrização de *cumulus* utilizada neste trabalho foi *Kain-Fritsch scheme* (*cu_physics=1*) que é um esquema na qual a ativação da convecção é controlada por forçantes de baixos níveis que se baseia na remoção do CAPE (Energia Potencial Disponível para Convecção) em uma coluna de grade ao longo de um período convectivo, produzindo precipitações mais realísticas (KAIN, 2004). É um esquema de fluxo de massa de nuvem unidimensional que representa as correntes úmidas ascendentes e descendentes, incluindo os efeitos de entranhamento, desentranhamento e microfísica relativamente simples.

3.5.4.3. Parametrização de camada superficial

A parametrização de camada superficial (CS) calcula a velocidade de fricção e os coeficientes de troca, permitindo o cálculo das tensões de cisalhamento nos esquemas de parametrização da CLP e, o cálculo dos fluxos superficiais de calor e umidade nos modelos de superfície de solo (LSM – *land surface models*). Sobre superfícies aquáticas, os fluxos superficiais e os campos de diagnóstico de superfície são calculados pela própria parametrização da CS. Os esquemas de CS não oferecem tendências, apenas informações acerca da estabilidade da CS que será utilizada pelas parametrizações de CLP e LSM.

Ao determinar o esquema de CLP a ser utilizado no WRF, é necessário escolher o esquema de CS que se encaixa a ele. Alguns oferecem mais de um esquema de CS a ser escolhido para ser rodado conjuntamente. A seguir há uma breve descrição dos três esquemas de CS utilizados nas simulações deste trabalho.

MM5: O esquema *MM5 similarity* (*sf_sfclay_physics=1*) foi utilizado conjuntamente com as parametrizações de CLP BOU, GBM, UW e YSU. Esse esquema é baseado na teoria de similaridade de Monin-Obukhov (1954) e usa funções de estabilidade de Paulson (1970), Dyer e Hicks (1970) e Webb (1970) para calcular os coeficientes de troca superficiais de calor, momento e umidade. Foi revisado recentemente por Jiménez et al. (2012) que restabeleceu o valor da velocidade de fricção em 0,001 m/s. Os quatro regimes de estabilidade – estável, turbulência induzida mecanicamente, instável (convecção forçada) e instável (convecção livre) – seguem Zhang & Anthes (1982) que propõem um esquema de fechamento não-local para o período diurno e fechamento local de 1ª ordem para condições estáveis e acima da CLP.

Eta: O esquema *Eta similarity* (*sf_sfclay_physics*=2) foi utilizado com o esquema de CLP MYJ e também é baseado na teoria de similaridade de Monin-Obukhov (1954). Inclui a parametrização da subcamada viscosa. Sobre superfícies aquáticas, a subcamada viscosa é parametrizada explicitamente de acordo com Janjić (1994). Sobre superfícies terrestres, a subcamada viscosa utiliza o comprimento de rugosidade para temperatura e umidade proposto por Zilitinkevich (1995). A correção de Beljaars (1994) é aplicada para evitar singularidades relacionadas a condições de convecção/instabilidade e ausência de velocidade do vento. Com essa correção, uma parte do fluxo de flutuabilidade é convertida em energia cinética perto da superfície, assegurando que a velocidade de fricção nunca seja zero.

Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN): O esquema *MYNN surface layer* (*sf_sfclay_physics*=5) deve ser utilizado em conjunto com o esquema de CLP MYNN. Esse esquema também é baseado na teoria de similaridade de Monin-Obukhov (1954) e é um pouco mais sofisticado que o MYJ, pois pode ser configurado com fechamento de 2.5 ou 3ª ordem. Nakanishi et al. (2001) e Nakanishi e Niino (2004) usaram simulações de grandes escalas (*Large Eddy Simulation*) sob várias condições de estratificação para melhorar os problemas de fechamento e singularidade. Eles também introduziram um esquema de condensação parcial para melhorar a previsão de precipitação e ajustaram as constantes do modelo para o esquema de CLP MYNN, adicionando uma equação diagnóstica para o escala de comprimento de turbulência/comprimento característico do turbilhão (*l*) (TONG et al., 2013).

3.5.4.4. Parametrização de modelo de superfície de solo

Os modelos de superfície de solo usam informações atmosféricas fornecidas pelos esquemas da camada superficial, as informações sobre as forçantes radiativas são dadas pelos esquemas de radiação e as forçantes de precipitação são provenientes dos esquemas convectivos e de microfísica. Conjuntamente com informações internas sobre as variáveis e propriedades dos solos, esses modelos são capazes de fornecer fluxos de calor e de umidade para pontos acima do solo e de superfícies congeladas, podendo controlar os diferentes tipos de vegetação, cobertura do solo e predição de cobertura de neve. Os LSM não fornecem tendências, entretanto atualizam as variáveis de estado, que incluem a temperatura de superfície, os perfis de temperatura e de mistura do solo, a cobertura de neve e as propriedades do dossel. Por não haver interação horizontal entre pontos vizinhos nos LSM, estes são considerados modelos de coluna unidimensional para cada ponto de grade do WRF.

O esquema de LSM adotado nas simulações deste trabalho foi o *Unified Noah Land Surface Model* (*sf_surface_physics=2*) que é um modelo desenvolvido em cooperação pelas agências NCAR, NCEP, AFWA e pela *Oregon State University*. O modelo Noah prevê a temperatura e umidade do solo em quatro camadas do solo (0,0~0,1 m; 0,1~0,4 m; 0,4~1,0 m e 1,0~2,0 m; da superfície terrestre para baixo), além também de prever a cobertura de neve e a umidade do dossel. Inclui zona de raiz (*root zone*), evapotranspiração, drenagem do solo e escoamento (*runoff*), considerando as categorias da vegetação, fração da cobertura mensal de vegetação e textura do solo. O esquema Noah fornece fluxos de calor latente e sensível para o esquema de CLP, e também prevê gelo no solo e cobertura de neve, além de possuir um tratamento urbano melhorado.

3.5.4.5. Parametrização de radiação de onda longa e curta

A parametrização da radiação fornece o aquecimento ou resfriamento da atmosfera devido ao fluxo divergente radiativo e ao balanço de calor na superfície devido às ondas longas e curtas que chegam à superfície. As ondas longas incluem radiação infravermelha ou térmica absorvida ou emitida por gases e pela superfície terrestre. O fluxo radiativo de ondas longas ascendentes provenientes da superfície terrestre é determinado pela emissividade da superfície que depende do uso e ocupação do solo e do perfil de temperatura. As ondas curtas incluem a luz visível e comprimentos de onda que fazem parte do espectro solar. Logo, a única fonte é o Sol, porém incluem processos de absorção, reflexão e espalhamento na atmosfera e nas superfícies. Para a radiação de ondas curtas, o fluxo ascendente é a reflexão devido ao albedo. Dentro da atmosfera, a radiação responde aos modelos de previsão de nuvens e distribuição de vapor de água, bem como a especificação do dióxido de carbono (CO₂), ozônio (O₃) e, opcionalmente, outras concentrações de gases-traço. Todos os esquemas de radiação no WRF são esquemas de coluna (unidimensional), logo cada coluna é tratada de forma independente e os fluxos correspondem a infinitos planos uniformes horizontais, o que é uma boa aproximação se a espessura da camada vertical do modelo for muito menor que o espaçamento da grade horizontal.

Para radiação de ondas longas foi utilizado o *Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)* (*ra_lw_physics=1*), baseado em Mlawer et al. (1997), utiliza tabelas pré-determinadas para representar processos de onda longa devido ao vapor d'água, O₃, CO₂ e gases-traços, considerando também a profundidade ótica das nuvens. Já para radiação de ondas curtas foi utilizado o *Dudhia scheme* (*ra_sw_physics=1*), baseado em Dudhia (1989), que utiliza um

esquema simples de integração, permitindo absorção de radiação em céu claro por nuvens e espalhamento.

3.5.4.6. Parametrização de camada limite planetária

A parametrização da camada limite planetária (CLP) é responsável por representar os fluxos verticais em escalas de subgrade devido aos transportes turbulentos em toda a CLP, e não somente na CS. Quando um esquema de CLP é ativado, a difusão vertical explícita é desativada com o pressuposto de que o esquema de CLP controlará esse processo. Os fluxos de superfície são fornecidos pelos esquemas de CS e LSM. Os esquemas de CLP determinam os perfis de fluxos dentro da CLC e da CLE e, fornecem tendências atmosféricas de temperatura, umidade (incluindo nuvens) e momento horizontal em toda coluna atmosférica. Os esquemas são unidimensionais e assumem que existe uma separação de escalas entre a turbulência de subgrade e a turbulência resolvida.

O tratamento dos processos de troca de umidade, calor e momento na CLP pelo modelo WRF leva em conta dois componentes principais: (1) a ordem do fechamento da turbulência e (2) qual tipo de abordagem é utilizada – fechamento local ou não-local. O modelo WRF oferece vários tipos de parametrizações de CLP que adotam diferentes abordagens para descrever as atividades turbulentas em condições atmosféricas estáveis, instáveis ou neutras. No presente estudo são avaliadas seis parametrizações de CLP, dos quais os esquemas BOU (BOUGEAULT & LACARRERE, 1989), GBM (GRENIER & BRETHERTON, 2001), MYJ (MELLOR & YAMADA, 1982; JANJÍĆ, 1994), MYNN2 (MELLOR & YAMADA, 1982; NAKANISHI & NIINO, 2009), UW (BRETHERTON & PARK, 2009) são modelos de fechamento local, enquanto o esquema YSU (HONG *et al.*, 2006) é um modelo não-local. Cada um desses esquemas parametriza os termos de divergências de fluxos (parte turbulenta) das equações governantes do escoamento atmosférico de forma diferente a fim de produzir as tendências das variáveis devido a esses termos. A escolha desses esquemas foi feita através de revisão de literatura, observando principalmente os trabalhos realizados em regiões tropicais e costeiras. Uma visão geral desses esquemas é mostrada abaixo.

Fechamento não-local

Segundo Stull (1988), as parametrizações de CLP que utilizam uma abordagem de fechamento não-local tem como principal vantagem conseguir contabilizar a energia

turbulenta encontrada nos grandes vórtices ao passo que os fechamentos locais produzem expectativas que não correspondem às observações do fluxo de calor. Outra diferença entre as duas abordagens é o cálculo da altura da CLP que neste caso é calculada como o nível mais baixo, localizado acima de uma determinada altura mínima predeterminada, na qual o número Richardson *bulk* (R_B) excede um determinado valor limite. Nos esquemas de 1ª ordem, nenhuma equação prognóstica adicional é necessária para expressar os efeitos da turbulência nas variáveis médias.

YSU

O esquema YSU (Hong *et al.*, 2006) é um modelo não-local de 1ª ordem que usa coeficientes de difusão turbulenta para calcular fluxos turbulentos e trata a camada de entranhamento, na parte superior da CLP, explicitamente. Os fluxos verticais não-locais são obtidos através da adição de um termo de ajuste de gradiente não-local (o termo contragradiente - γ_c) ao gradiente local para quaisquer variáveis prognósticas (C, u, v, θ, q) (Equação 29). Na nova revisão feita por Hong *et al.* (2006), o esquema YSU aumenta a mistura no regime de convecção livre induzida termicamente e reduz no regime de convecção forçada induzida mecanicamente, desta maneira foi capaz de minimizar os problemas relacionados à excessiva mistura na CLC na presença de vento forte e ao rápido crescimento da CLP.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) - \overline{(w'c')}_h \left(\frac{z}{h} \right)^3 \right] \quad (29)$$

Onde K_c é o coeficiente de difusão turbulenta para qualquer variável e que possui diferentes valores para cada equação como, por exemplo, K_h para calor e K_m para momento; γ_c é a correção para o gradiente local que considera os vórtices de grande escala para o fluxo total, $\overline{(w'c')}_h$ é o fluxo na camada de entranhamento, z é a altura a partir da superfície e h é o altura da CLP.

O coeficiente de difusão turbulenta para momento (K_m) é definido como:

$$K_m = \kappa w_s z \left(1 - \frac{z}{h} \right)^p \quad (30)$$

Onde o expoente p é a constante de forma do perfil ($p = 2$) e w_s é a escala de velocidade da CLC definida pelos parâmetros de velocidade de fricção (u_*), perfil do vento calculado no topo da CS (ϕ_m) e escala de velocidade convectiva para o ar úmido (w_{*b}).

O termo contragradiente é definido como:

$$\gamma_c = b \frac{\overline{(w'c')}_0}{w_{s0} h} \quad (31)$$

Onde w_{s0} é escala de velocidade convectiva definida como $z = 0,5h$; b é um coeficiente de proporcionalidade e $\overline{(w'c')}_0$ é o fluxo de superfície para u , v e θ . Note que o termo contragradiente apenas inclui a contribuição da temperatura potencial e dos componentes da velocidade horizontal.

O coeficiente de difusão para temperatura e umidade (K_h) é calculado a partir de K_m usando a relação do número Prandtl (Pr) no topo da CS. Fisicamente, Pr expressa a relação entre a difusão da quantidade de momento (v) e a difusão da quantidade de calor (α).

$$Pr = 1 + (Pr_0 - 1) \frac{-3(z-\varepsilon h)^2}{h^2} \quad (32)$$

Onde Pr_0 é o número de Prandtl no topo da CS e equivale a $Pr_0 = \frac{\phi_t}{\phi_m} + b\kappa\varepsilon$, ε é a razão entre a altura da CS e a altura da CLP ($\varepsilon = 0,1$).

As funções de estabilidade são calculadas a partir da altura da CLP (h) e do comprimento Obukhov (L), para condições instáveis e neutras a função de estabilidade para o momento (ϕ_m) e para o calor (ϕ_t) são calculadas da seguinte forma:

$$\phi_m = (1 - 16 \frac{0,1h}{L})^{-\frac{1}{4}} \quad \text{para } u \text{ e } v \quad (33)$$

$$\phi_t = (1 - 16 \frac{0,1h}{L})^{-\frac{1}{2}} \quad \text{para } \theta \text{ e } q \quad (34)$$

Para condições estáveis:

$$\phi_m = \phi_t = (1 + 5 \frac{0,1h}{L}) \quad (35)$$

A altura da camada limite é determinada por:

$$h = R_{Bcr} \frac{\theta_{va}|U(h)|^2}{g[\theta_v(h) - \theta_s]} \quad (36)$$

Onde R_{Bcr} é o número crítico de Richardson *bulk*, $U(h)$ é a velocidade horizontal do vento em h , θ_{va} é a temperatura potencial virtual no menor nível, $\theta_v(h)$ é a temperatura potencial virtual em h , e θ_s é a temperatura próxima da superfície. A altura da CLP é aprimorada comparando o número de Richardson *bulk* (R_B) com um valor crítico de 0,25 para condições estáveis e 0,00 para condições instáveis.

Comparada a versões anteriores, a principal diferença da nova formulação feita por Hong *et al.* (2006), é a adição do termo $\overline{(w'c')}_h \left(\frac{z}{h}\right)^3$ (Equação 29), que representa o fluxo assintótico da camada de entranhamento de forma explícita.

Acima da CLC ($z > h$), uma abordagem de difusão local é aplicada para explicar os processos na atmosfera livre.

Fechamento local

Ao introduzir a discussão sobre a abordagem de fechamentos não-local, sugeriu-se que estes são melhores pois são capazes de contabilizar a quantidade de turbulência gerada pelos grandes vórtices, o que não ocorre com o fechamento local. Dessa maneira, tratamentos de ordem superior foram desenvolvidos para superar essas deficiências (MELLOR & YAMADA, 1982). Os esquemas de fechamento local utilizados no presente trabalho são de 1.5-ordem, entretanto, para seu entendimento é preciso antes analisar os conceitos dos fechamentos de 1ª ordem.

Os fechamentos de 1ª ordem baseiam-se na teoria de difusão turbulenta, conhecida como teoria K, e resolvem as equações prognósticas para variáveis médias ($\bar{u}, \bar{v}, \bar{\theta}, \bar{q}$) e parametrizam os fluxos turbulentos ($\overline{u'w'}, \overline{v'w'}, \overline{\theta'w'}, \overline{q'w'}$). Os esquemas locais resolvem a equação da TKE da seguinte maneira:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \overline{w'p'}}{\partial z} - \overline{u'w'} \frac{\partial U}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial V}{\partial z} + \frac{g}{T_v} \overline{w'\theta'} - \varepsilon \quad (37)$$

Onde o primeiro termo no lado direito representa a divergência do transporte vertical descreve como a TKE é redistribuída por perturbações da velocidade vertical; os segundo e terceiro termos são a produção por cisalhamento mecânico; o quarto termo é a produção por empuxo térmico, e o ε é a dissipação da TKE por processos moleculares. Os gradientes horizontais e a advecção são negligenciados devido ao transporte local.

Os termos de 2ª ordem que aparecem em na equação da TKE são parametrizados por coeficientes de difusividade turbulenta do momento, temperatura e umidade.

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial U}{\partial z} \quad (38)$$

$$\overline{v'w'} = -K_m \frac{\partial V}{\partial z} \quad (39)$$

$$\overline{w'\theta'} = -K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (40)$$

$$\overline{q'w'} = -K_q \frac{\partial q}{\partial z} \quad (41)$$

Sendo K_m , K_h e K_q , respectivamente, os coeficientes de difusividade turbulenta do momento, da temperatura e da umidade. Por definição, K são considerados positivos, pois assumem que o transporte acontece no sentido inverso ao gradiente, de forma a fazê-lo desaparecer. Para a determinação de K , a teoria do comprimento de mistura é muito utilizada (STULL, 1988; FOKEN, 2008), porém, não há uma única maneira, permitindo a existência de diferentes propostas para se determinar K e são, assim, que as parametrizações se diferem.

$$K = l^2 \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right| \quad (42)$$

Sendo l o comprimento de mistura.

A forma como as funções de estabilidade são descritas também influem na forma como a turbulência é resolvida, geralmente usam o número de Richardson, para associar a intensidade turbulenta ao valor de estabilidade.

Os esquemas de fechamento de 1.5-ordem incluem variáveis prognósticas $(\bar{u}, \bar{v}, \bar{\theta}, \bar{q})$, e a variância da temperatura potencial $\overline{\theta'^2}$ e a energia cinética turbulenta $(\bar{e})$ (STENSRUD, 2007). A adição desses dois últimos termos não elimina os fluxos turbulentos do fechamento de 1ª ordem, na verdade eles adicionam mais seis termos desconhecidos. Segundo Stull (1988) isto é feito porque as informações que esses elementos trazem, fornecem uma medida da intensidade e eficácia da turbulência, e assim, melhoram a forma como os coeficientes de difusividade turbulenta (K) são tratados, não sendo apenas em função do cisalhamento do vento e da estabilidade. Entretanto, determinar K ainda continua sendo uma tarefa complexa, mas que pode se aproximada por:

$$K = \Lambda \sqrt{\bar{e}} \quad (43)$$

Onde Λ representa comprimento de mistura empírico.

A altura de PBL é determinada usando um valor limite predefinido (Tabela 1).

Tabela 1: Resumo dos esquemas de CLP utilizados.

Esquema de CLP	Valor limite (<i>threshold</i>)	Ordem do Fechamento	Método para cálculo da altura PBL
BOU	0,005 m ² /s ²	1.5 local	TKE
MYJ	0,2 m ² /s ²		
MYNN2	1×10 ⁻⁶ m ² /s ²		
UW	5×10 ⁻³ m ² /s ²		
YSU	0,00 (instável)/0,25 (estável)	1.0 não-local	Ri <i>bulk</i>

BOU

Descrita por Bougeault & Lacarrere (1989), que buscar melhores resultados para a turbulência nos níveis altos, gerada pelo escoamento sobre regiões montanhosas. A inclusão dos efeitos orográficos é feita através dos comprimentos de turbulência/comprimentos característicos do turbilhões (l). Os termos de 2ª ordem são parametrizados conforme (38)-(41), com as seguintes modificações:

$$\overline{\theta'w'} = -K_h \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} - \gamma_{cg} \right), \text{ em condições de CLP convectiva} \quad (44)$$

$$\overline{\theta'w'} = -K_h \frac{\partial \theta}{\partial z}, \text{ em demais condições} \quad (45)$$

$$\text{Sendo: } K_m = C_K l_K e^{1/2}, \quad K_h = \alpha_T K_m \quad \text{e} \quad K_e = \alpha_e K_m.$$

Onde C_K é um coeficiente numérico ($=0,4$), l_K é o comprimento característico dos turbilhões, α_T e α_e são os números de Prandtl turbulentos ($=1$). A constante γ_{cg} é o fluxo contragradiente, que é aplicado somente na CLC (Equação 44), e permite que uma estratificação levemente estável persista com os fluxos de calor ascendentes.

GBM

A formação, manutenção e destruição das nuvens estratocúmulos é dependente de uma interação complexa de processos físicos que são parametrizados, na maioria das vezes, nos Modelos de Circulação Global (GCM). Normalmente, a mistura na CLP transporta a umidade da superfície, especialmente em regiões oceânicas, e se esta umidade for transportada após o nível de condensação por levantamento, pode formar-se uma camada de nuvens estratocúmulos (*stratocumulus-topped boundary layer*). Uma vez que a nuvem é formada, o resfriamento radiativo de ondas longas no topo da nuvem pode apresentar empuxo negativo, e assim, a nuvem passa a gerar sua própria turbulência, o suficiente para sua manutenção, ocorrendo o desacoplamento do ar (*decoupled*) entre a superfície e os níveis atmosféricos superiores em decorrência de ventos fracos e de baixa intensidade da forçante mecânica (MARONEZE, 2014). A representação de nuvens estratocúmulos na predição numérica do tempo e em modelos climáticos é um problema desafiador (BOUTLE & ABEL, 2012). Neste sentido, Grenier & Bretherton (2001) propuseram um tratamento mais realista em condições de presença de nuvens *stratocumulus* para uma resolução vertical de modelos globais, posteriormente com McCaa (2004), mostraram melhores simulações para coberturas estratocúmulos no Oceano Pacífico oriental usando uma abordagem em um modelo de mesoescala.

Em altas resoluções espaciais, o esquema GBM representa adequadamente o desgaste de nuvens estratocúmulos durante o dia devido à mistura vertical. Dado que a presença de tais nuvens afeta muito a estrutura da CLP, o esquema GBM é bastante eficaz para lidar com CLP próximas a regiões oceânicas e costeiras (CHIU, 2016).

As variáveis prognósticas são as componentes da velocidade do vento horizontal u e v e duas variáveis termodinâmicas – linearizadas pela temperatura potencial de água líquida (θ_l) e razão de mistura da água total (q_t) – que são conservadas pelos processos adiabáticos reversíveis úmidos. Os coeficientes de difusividade turbulenta do momento e da temperatura seguem Mellor & Yamada (1982) e as funções de estabilidade são especificados por Galperin

et al. (1988). Em situação de CLP convectiva (CLC), o comprimento de escala turbulenta segue Blackadar (1962):

$$l = \frac{\kappa z}{(1+\kappa z)/\lambda} \quad (46)$$

Sendo λ uma escala de comprimento assintótica proporcional à altura da CLP (z). Porém, em situação de desacoplamento da CLP, um comprimento de escala turbulenta parcial (l_p) é utilizado.

$$l = \frac{\kappa z}{(1+\kappa z/l_p)} \quad (47)$$

MYJ

MYJ é um esquema modificado dos modelos: 2.5-ordem de Mellor & Yamada (1982) e 2ª ordem de Janjić (1994), que usa escala de comprimento revisada. Um limite superior é imposto para a escala de comprimento na qual em condições instáveis, este limite deve ser resultante da produção não-singular de TKE no caso de turbulência crescente. Em condições estáveis, o limite superior advém da razão entre a variância do desvio de velocidade vertical e a TKE, não podendo ser inferior do que à correspondente ao regime de não-turbulência. A equação diferencial de produção/destruição da TKE é resolvida iterativamente. A escala de comprimento de MYJ é definida por:

$$l = \frac{l_0 \kappa z}{\kappa z + l_0} \quad (48)$$

Onde $l_0 = \alpha \frac{\int_0^{H_{PBL}} |z| q dp}{\int_0^{H_{PBL}} q dp}$, sendo H_{PBL} a altura da CLP e α é uma constante empírica ($\approx 0,25$). A altura da CLP é definida como o nível mais baixo do modelo, acima da superfície, em que a energia turbulenta de equilíbrio se torna negativa ou pode ser definida como a altura do nível mais baixo do modelo em que a TKE se aproxima do limite inferior pré-estabelecido. Acima da CLP, a escala de comprimento é determinada como uma fração da distância da grade do modelo Δz ($l = 0,23\Delta z$) (JANJIĆ, 2001).

MYNN2

O MYNN2 é uma modificação dos esquemas MY que usa *Large Eddy Simulations* (LES) para resolver as covariâncias de gradiente de pressão-temperatura e tensão da pressão, que são negligenciadas pelo esquema MY (PENCHAH *et al.*, 2017) e problemas relacionados ao crescimento insuficiente da CLC e TKE subestimada (BANKS *et al.*, 2016). A escala de comprimento varia de acordo com a estabilidade:

$$\frac{1}{L} = \frac{1}{L_S} + \frac{1}{L_T} + \frac{1}{L_B} \quad (49)$$

Onde L_S é a escala de comprimento na CS, L_T é a escala de comprimento que depende da estrutura turbulenta da CLP e L_B é a escala de comprimento limitada pelos efeitos de flutuabilidade (NAKANISHI & NIINO, 2009).

UW

Proposto por Bretherton & Park (2009), eles argumentam que as formulações das parametrizações de CLP utilizam medições baseadas em superfícies terrestres, mas que, entretanto a maior parte do planeta é coberta por superfícies aquáticas e que, portanto, a CLP em regiões oceânicas (*Marine Boundary Layers*) desempenha um papel importante não só para os fluxos de superfície, mas também na distribuição global das nuvens e no balanço de radiação terrestre. Esta parametrização também traz a problemática da camada de nuvens estratocúmulos (*stratocumulus-topped bounday layer*), que assim como o esquema GBM, também mencionam que as parametrizações dos modelos globais (*GCM*) e de previsão do tempo não foram projetadas para lidar com as complicações inerentes ao desacoplamento da atmosfera. A parametrização UW (*University of Washington Moist Turbulence*) é derivada da restrição de inversão encontrada no esquema GBM, e também modificada de várias maneiras para melhorar seu desempenho em um modelo de simulação climática.

A TKE é diagnosticada, ao invés de ser prognosticada, negligenciando o armazenamento da TKE e parametrizando os termos de produção, transporte e dissipação. Os coeficientes de difusividades são definidos como:

$$K_m = lS_m\sqrt{e} \quad (50)$$

$$K_h = lS_h\sqrt{e} \quad (51)$$

Sendo l uma escala de comprimento da dissipação da TKE e S as funções de estabilidade. A parametrização de turbulência segue Mellor e Yamada (1982) e Blackadar (1962).

$$l = \frac{l_\infty}{1 + l_\infty/Kz} \quad (52)$$

Sendo $l_\infty = \eta h$, onde η é uma constante de proporcionalidade ($=0,085$) e h é a espessura da camada turbulenta. Assim, l é aproximado por l_∞ , exceto em uma CS turbulenta perto do solo, onde é assíntota à altura z e à constante de von Kármán ($=0,40$), isto é feito para que haja coincidência com a teoria da similaridade da CS.

3.6 TRABALHOS CORRELATADOS

Este tópico tem como principal objetivo mostrar trabalhos relacionados à avaliação das parametrizações de CLP disponíveis no modelo WRF utilizados em diversos locais nos últimos anos. O estudo desses esquemas não é trivial e requer várias simulações. Além disso, as parametrizações de CLP em modelos numéricos foram testadas, principalmente, em regiões subtropicais e latitudes mais altas (SRINIVAS *et al.*, 2007; SANJAY, 2008) e poucos estudos existem em regiões tropicais ou de latitudes mais baixas. Ademais, a simulação de previsão do tempo em regiões tropicais é desafiadora, pois são regiões que possuem características convectivas intensas, mudando o estado da atmosfera rapidamente, além de sofrerem constante influência das brisas marítimas e dos movimentos locais e de mesoescala (HARIPRASAD *et al.*, 2014; SURUSSAVADEE, 2017).

Balzarini *et al.* (2014) avaliaram cinco parametrizações (ACM2, MRF, MYJ, UW e YSU) para simulações de variáveis superficiais e altura da CLP na Região Metropolitana de Milão, no norte da Itália, e encontraram que todas as simulações produziram maiores valores de temperatura e velocidade do vento (superestimadas) quando comparado com dados observados. Os esquemas MYJ e UW apresentaram os maiores desvios médios para o parâmetro temperatura e atribuíram a causa desses erros às maiores estimativas de fluxos de calor sensível e latente. Além disso, UW apresentou a menor cobertura de nuvens, mistura vertical mais fraca e, portanto, menor altura de CLP que tende a prejudicar a previsão de calor e a umidade perto do solo, reduzindo a formação da nuvem em níveis atmosféricos mais elevados. Entretanto, quando avaliado a tendência do ciclo diário da temperatura, UW teve menor viés na parte da manhã. As maiores discrepâncias entre os cinco esquemas estão relacionadas às horas noturnas, sobretudo em relação à YSU. Conforme relatado por Hu *et al.* (2010), o aumento da mistura vertical na CLE contribui para fluxos descendentes mais fortes que levam a uma temperatura mais alta e menor umidade perto do solo. Já em relação à altura da CLP, UW e YSU apresentaram um comportamento mais coerente em representar a altura da CLP, apresentando os melhores desempenhos. Todos os esquemas tiveram a mesma tendência diária, sendo que durante a noite e no início da manhã, eles mostram menores vieses que aumentaram ligeiramente em torno de 9:00 UTC, atingindo os maiores valores durante a tarde e depois diminuindo novamente após 15:00 UTC. No geral, UW e ACM2 apresentaram melhores desempenhos para temperatura e velocidade do vento, este melhor desempenho está relacionado à capacidade desses esquemas em prever resultados mais confiáveis durante a

manhã e à noite. Na verdade, ACM2 e UW usam o mesmo fechamento local durante condições noturnas que levam a uma melhoria no desempenho do modelo.

Avolio *et al.* (2017) analisaram cinco parametrizações (ACM2, MYJ, MYNN2, QNSE e YSU) para simulações de variáveis superficiais, perfil vertical do vento e altura da CLP na Região de Calábria, no sul da Itália, durante uma campanha de verão (Jul-Ago) e encontraram que para os parâmetros temperatura a 2 m (T2) e umidade relativa a 2 m (UR2), os esquemas ACM2 e YSU tiveram melhor desempenho devido à presença das brisas marítimas. Para velocidade do vento a 10 m (WS10), QNSE foi melhor, em contrapartida, foi o pior na análise de direção do vento a 10 m (WD10). Também concluíram que os esquemas não-locais (nesse caso, ACM2 e YSU) funcionam melhor para simulações de parâmetros da superfície. Mas que mesmo assim, os resultados mostram dificuldades de se simular esses parâmetros para as condições orográficas complexas.

Banks & Baldasano (2016) examinaram estatisticamente como os esquemas de CLP (ACM2, MYNN2, BOU e YSU) podem impactar as simulações de modelos de qualidade do ar na região da Catalunha, Espanha, localizada no nordeste da Península Ibérica. As simulações foram de 36 horas e constataram que para altura da CLP e concentrações de O₃, o esquema ACM2 apresentou o menor viés médio e, portanto, a melhor performance. Já em relação às concentrações de dióxido de nitrogênio (NO₂) e aos parâmetros de superfície T2 e temperatura do ponto de orvalho a 2 m (TD2), o melhor desempenho foi atribuído ao esquema BOU. Por fim, os autores concluíram que ACM2 funciona bem para modelagens de altura da CLP e ventos de superfície e de ar superior enquanto que BOU é preferido para o ar de superfície e TD2.

Ramos *et al.* (2016) investigaram a sensibilidade das parametrizações da CLP (MYJ, MYNN2, QNSE, TEMF e YSU) para o Centro de Lançamento de Alcântara, localizado no estado brasileiro do Maranhão, na versão SCM (*Single-Column Model*) do WRF e encontraram que, no geral, não há nenhuma parametrização que se destaque como a melhor, mas que os esquemas QNSE e YSU apresentaram melhores resultados para a altura da CLP, enquanto MYJ foi melhor para T2.

Surussavadee (2017) avaliou nove esquemas de CLP (ACM2, MYJ, MYNN3, QNSE, BOU, UW, GBM, SH e YSU) para a previsão de campos de vento no nordeste da Tailândia durante três meses e encontrou que os esquemas de UW e GBM apresentaram melhor desempenho no prognóstico de velocidade e direção do vento quando suas simulações foram

comparadas com dados observados de duas alturas diferentes (65 m e 90 m acima da superfície terrestre).

Imran *et al.* (2017) estudaram o desempenho do WRF para episódios de onda de calor (*heatwave*), combinando diversas parametrizações de CLP (ACM2, MYJ, QNSE), microfísica e radiação, na cidade Melbourne no sudeste da Austrália e encontraram que o esquema MYJ, no geral, apresentou menores valores de erro médio (MB) para o parâmetro temperatura em áreas urbanas, sendo que para essas áreas MYJ apresentou uma tendência de superestimação enquanto que para áreas rurais a tendência foi de subestimação. O esquema MYJ também apresentou menor raiz do erro quadrático médio (RMSE) e maior coeficiente de correlação (*r*) para velocidade do vento em ambas as áreas (urbana e rural). Além disso, MYJ simulou a menor altura de PBL, sugerindo menos entranhamento do ar proveniente da atmosfera livre (AL) dentro da CLP, também verificou que os esquemas de fechamento local simularam maiores valores de umidade na baixa CLP, produzindo uma tendência de PBL mais fria do que esquemas não-locais.

Penchah *et al.* (2017) investigaram o potencial eólico do leste do Iran através da avaliação de cinco parametrizações de CLP (ACM2, MYJ, MYNN2, QNSE e YSU) durante dois meses, um frio (Dez) e outro quente (Jul), e concluíram que MYJ obteve a melhor performance nas simulações de campos de ventos para a estação quente e YSU para a estação fria. Mas que, no geral, o esquema MYJ pôde ser escolhido como a melhor parametrização uma vez que seu resultado foi próximo do apresentado por YSU na estação fria. Por isso, MYJ foi escolhido para conduzir as simulações a longo prazo (um ano de simulação) dos estudos de energia eólica.

Tymvios *et al.* (2017) analisaram o desempenho do WRF durante o verão (Jul) na ilha de Chipre, no lado oriental do Mediterrâneo, combinando diversas parametrizações de CS e CLP (MYJ, MYNN2, MYNN3, QNSE, BOU, UW, GBM, TEMF e YSU) para simulações de T2, WS10 e WD10, e encontraram que YSU teve desempenho superior acima da média para WS10; MYNN3 teve excelente desempenho para WS10 e WD10, entretanto foi ruim para T2; e BOU apresentou desempenho superior acima da média para T2 e WD10. Por fim, concluíram que as parametrizações de fechamento local renderam resultados estatísticos superiores aos esquemas não-locais e que MYNN3 e BOU tiveram o melhor desempenho em relação à previsão dos parâmetros avaliados. Contudo, salientam que maiores investigações são necessárias.

Hariprasad *et al.* (2014) avaliaram sete esquemas (ACM2, MYJ, MYNN2, QNSE, BOU, UW e YSU) durante um período convectivo (Set) na região tropical de Kalpakkam, na costa sudeste da Índia, e encontram que YSU e MYNN2 produziram melhores resultados para T2 enquanto que para UR2, MYJ e QNSE se destacaram. Entretanto, para WS10, o melhor esquema foi atribuído para ACM2. Considerando o ciclo diurno, os esquemas YSU, BOU e MYNN2 produziram alturas de CLP mais realistas e em melhor acordo com dados de radiossondagem. Por fim, concluíram que nenhum dos setes esquemas funciona perfeitamente para todas as variáveis e para todas as condições de estabilidade atmosférica. Mas que em geral, ao comparar dados simulados e observados, YSU produziu estruturas atmosféricas mais realistas durante as condições convectivas e MYNN2 durante as condições estáveis. Boadh *et al.* (2016) também apontaram YSU e MYNN2 como parametrizações que representam bem os parâmetros da CLP analisados durante dois períodos distintos, inverno (Janeiro) e verão (Abril), na cidade de Nagpur, localizada na região central da Índia.

Xie *et al.* (2012) examinaram quatro parametrizações de CLP, dividindo-os entre esquemas locais (MYJ e BOU) e não-locais (ACM2 e YSU), para a Região do Grande Delta do Rio de Pérolas, no sul da China, para dois períodos distintos, inverno (Novembro) e verão (Junho). Tanto para T2 quanto para WS10, MYJ apresentou os piores índices estatísticos para os dois períodos quando comparado com os outros esquemas e os dados observacionais. Além disso, assim como Avolio *et al.* (2017), também encontraram que os esquemas não-locais de CLP funcionam melhor do que os esquemas locais ao simular T2 e WS10.

Os resultados desses estudos mostram que não existe um único esquema de CLP ótimo no WRF, o desempenho varia de acordo com os parâmetros analisados, as condições atmosféricas e as regiões de estudos considerados, dentre outros fatores. Vale ressaltar que os trabalhos apresentados neste tópico também variam de resolução espacial (tamanho da grade horizontal), temporal (número de horas simuladas pelo WRF), número de níveis verticais (*eta levels*), dados de inicialização, quantidades de estações meteorológicas disponíveis na região que implica na quantidade de dados a serem analisados, *nesting domains* e outras configurações físicas disponíveis no WRF. Todas essas características implicam em diferenças nas simulações e nos valores prognosticados.

A maioria dos estudos que envolvem o uso do WRF é focada nas regiões continentais de alta-média latitude (Balzarini *et al.* (2014); Avolio *et al.* (2017); Banks & Baldasano (2016); Imran *et al.* (2017); Penchah *et al.* (2017); Tymvios *et al.* (2017)). Além disso, muitos trabalhos também são desenvolvidos nos Estados Unidos uma vez que os campos

meteorológicos tridimensionais do WRF são utilizados como dado de inicialização pelos Modelos de Qualidade do Ar (AQM), como o CMAQ (*Community Multiscale Air Quality*) que é um modelo recomendado pela Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos (USEPA) para estudos de formação, transporte, dispersão e qualidade do ar.

Além da aplicação dos dados de saída do WRF em modelos de qualidade do ar, nos últimos anos, eles também vêm sendo empregados na análise de estimativa do potencial de energia eólica e solar em diversas regiões. No Brasil, apesar de já existirem modelos de previsão de potencial eólico e solar e mapas que identificam os locais propícios para geração de energias renováveis, estes sistemas/informações possuem análises contraditórias, requerendo o desenvolvimento de novos estudos com dados atualizados e de maior resolução.

É dentro da acepção da qual não existem trabalhos anteriores que realizem qualquer tipo de avaliação na RMS utilizando o modelo WRF que o presente trabalho foi desenvolvido.

4 METODOLOGIA

4.1 DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo do presente trabalho corresponde à Região Metropolitana de Salvador (RMS), caracterizada por ser uma região urbana, industrializada e com configuração peninsular, onde ao oeste encontra-se a baía de Todos os Santos (BTS – Figura 9) e, ao leste e ao sul o oceano Atlântico. A RMS situa-se no Estado da Bahia, entre as latitudes 12°20'S e 13°10'S e longitudes 37°50'O e 38°50'O; possui uma área total de 4 353 773 km² (IBGE, 2015) e com população estimada de 4 015 250 habitantes (IBGE, 2017). É composta por 13 municípios que compreende Camaçari, Candeias, Dias d'Ávila, Itaparica, Lauro de Freitas, Madre de Deus, Mata de São João, Pojuca, Salvador, São Francisco do Conde, São Sebastião do Passé, Simões Filho e Vera Cruz (Figura 9). Além das atividades relacionadas ao turismo e ao comércio, também está localizada nessa região as atividades industriais do Polo Petroquímico de Camaçari (PIC), em Camaçari, e do Centro Industrial de Aratu (CIA), atualmente denominada de Superintendência de Desenvolvimento Industrial e Comercial (SUDIC), entre Simões Filho e Candeias e da refinaria Landulpho Alves, da Petrobras, em São Francisco do Conde.

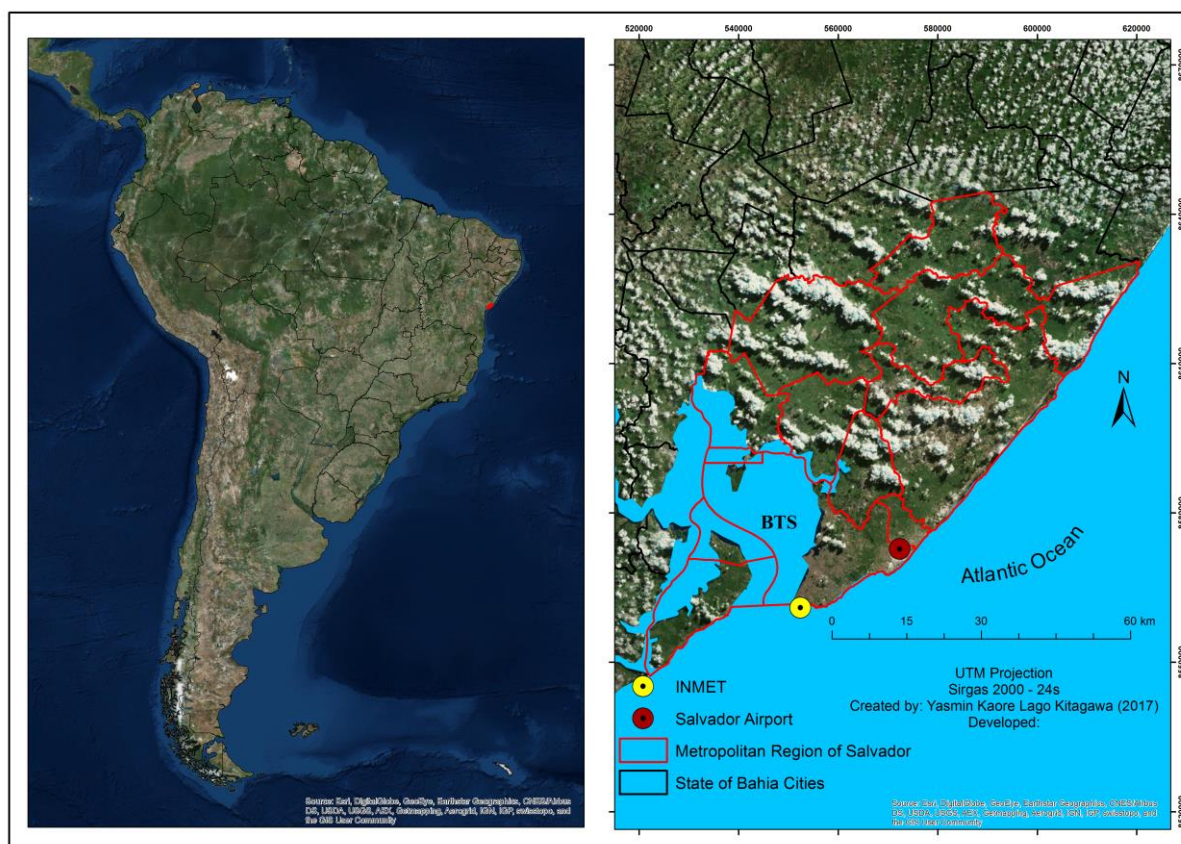


Figura 9: Localização da Região Metropolitana de Salvador no território brasileiro e no Estado da Bahia, e das estações meteorológicas do INMET e SSA. Fonte: Autor, 2017.

A baía de Todos os Santos representa uma reentrância na costa, pela qual o mar penetra no interior do continente, a partir de um estreitamento entre a cidade de Salvador e a Ilha de Itaparica, sua presença influencia as condições atmosféricas da região. De acordo com a classificação climática de Köppen, o litoral da Bahia está localizado dentro do clima úmido tropical que constitui a chamada "zona Af", com ocorrências de precipitações mensais e falta de uma estação seca definida. Mesmo assim, Rao et al. (1993), Barreto et al. (2008) e Santos (2013) analisaram os índices de precipitação da cidade de Salvador e identificaram o período úmido como sendo os correspondentes a Abr-Mai-Jun-Jul (AMJJ), enquanto o período menos chuvoso são os meses de Set-Out-Nov-Dez (SOND). De acordo com Queiroz (2015), vários sistemas atmosféricos atuam na região Nordeste e afetam, direta e/ou indiretamente o regime de precipitação de Salvador, a saber: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), Sistemas Frontais (SF), Vórtices Ciclônicos de Alto Nível (VCAN), sistema convectivo de mesoescala e brisas marítimas. A temperatura média anual em Salvador é de 25,7°C, e as médias mensais variam entre 23,7°C em Ago e 27,1°C em Fev e Mar. A umidade relativa é alta durante todo o ano, com uma média anual de cerca de 80%, onde fevereiro é menos úmido (79,2%) e maio é o mais úmido (83,9%), atingindo uma umidade máxima de 94,6%. A Figura 10 apresenta a normal climatológica das variáveis precipitação e temperatura máxima e mínima, em que a precipitação acumulada anual é em média 2144 mm, e a temperatura média variando entre 22,7 e 28,2°C (INMET, 2017).

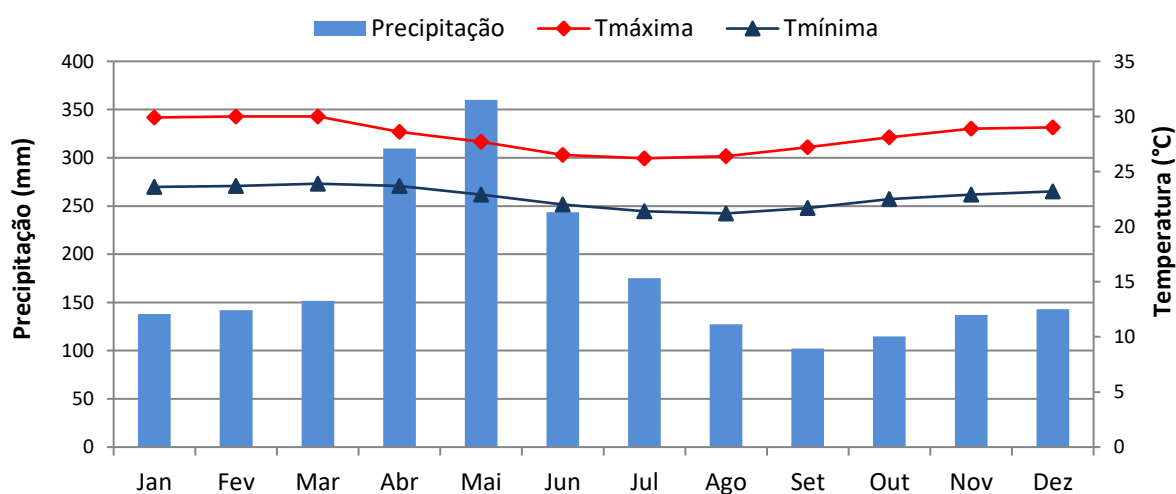


Figura 10: Normal climatológica das variáveis precipitação e temperatura máxima e mínima do período 1961-1990 na cidade de Salvador. Fonte: Autor, 2017.

Silva (2014) analisou a velocidade e a direção do vento entre 2003 e 2011 e constatou que a predominância da direção do vento na RMS, durante o ano, é de ventos provenientes do leste, seguidos pela direção leste-sudeste, o que favorece o transporte de umidade do oceano Atlântico. O vento de leste (E) permanece predominante entre os meses de Out a Mar. Os ventos sul (S) e leste-sudeste (ESE) são predominantes em Jun e Jul, enquanto os ventos sul (S) e sudeste (SE) são predominantes em Mai e Ago. O autor também sugeriu que os meses de Abr e Set são de transição. Tabela 2 apresenta a normal climatológica das variáveis velocidade e direção do vento (INMET, 2017), assim como a temperatura não há grandes variações da velocidade do vento ao longo dos meses. Em termos de velocidade média horária, os valores mais altos ocorrem à tarde e os mais baixos durante o amanhecer e as primeiras horas da manhã. A amplitude diária máxima da velocidade do vento ocorre nos meses de Nov e Dez, e o mínimo em Jun e Jul.

Tabela 2: Normal climatológica das variáveis velocidade e direção do vento do período 1961-1990 na cidade de Salvador. Fonte: INMET, 2017.

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
VV (m/s)	2,03	2,00	1,92	2,22	2,34	2,36	2,64	2,51	2,46	2,32	2,35	2,17
DV (°)	97	108	119	141	145	145	143	134	122	105	95	92

4.2 DESCRIÇÃO DOS DETALHES DE SIMULAÇÃO DO WRF

As simulações foram realizadas utilizando o núcleo WRF-ARW versão 3.9, disponível no supercomputador YEMOJA, localizado no Centro de Supercomputação e Inovação Industrial do SENAI em Salvador, BA. As condições iniciais e de contorno empregadas nas simulações são provenientes do NCEP-FNL (*National Centers for Environmental Prediction – Final Analysis*), com resolução horizontal de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ e resolução temporal de seis horas. Os dados de topografia e uso e ocupação do solo são fornecidos pela USGS com resolução de 5', 2' e 30". As simulações WRF-ARW foram realizadas mensalmente, aplicando-se 24h de *spin-up* a fim de obter condições iniciais mais realistas, assim, a simulação de cada mês foi inicializada a partir da 00 UTC do último dia do mês anterior. O modelo foi configurado com três grades aninhadas com resolução de grade de 9 km, 3 km e 1 km, respectivamente (Figura 11). Uma visão geral das configurações espaciais é mostrada na Tabela 3. O domínio de interesse tem resolução horizontal de 1 km e foram usados vinte e três níveis verticais, com topo do modelo definido em 50 hPa.

Tabela 3: Configurações espaciais utilizadas nas simulações do WRF.

Domínio	D01	D02	D03
Resolução das grades	9 km	3 km	1 km
Domínios de interesse	11.18°-14.33° S 36.68°-39.92° W	11.99°-13.61° S 37.59°-39.25° W	12.18°-13.37° S 37.78°-39.00° W
Tamanho	351x351 km	180x180 km	132x132 km
Número de células	39x39	60x60	132x132
Número de níveis η	23	23	23

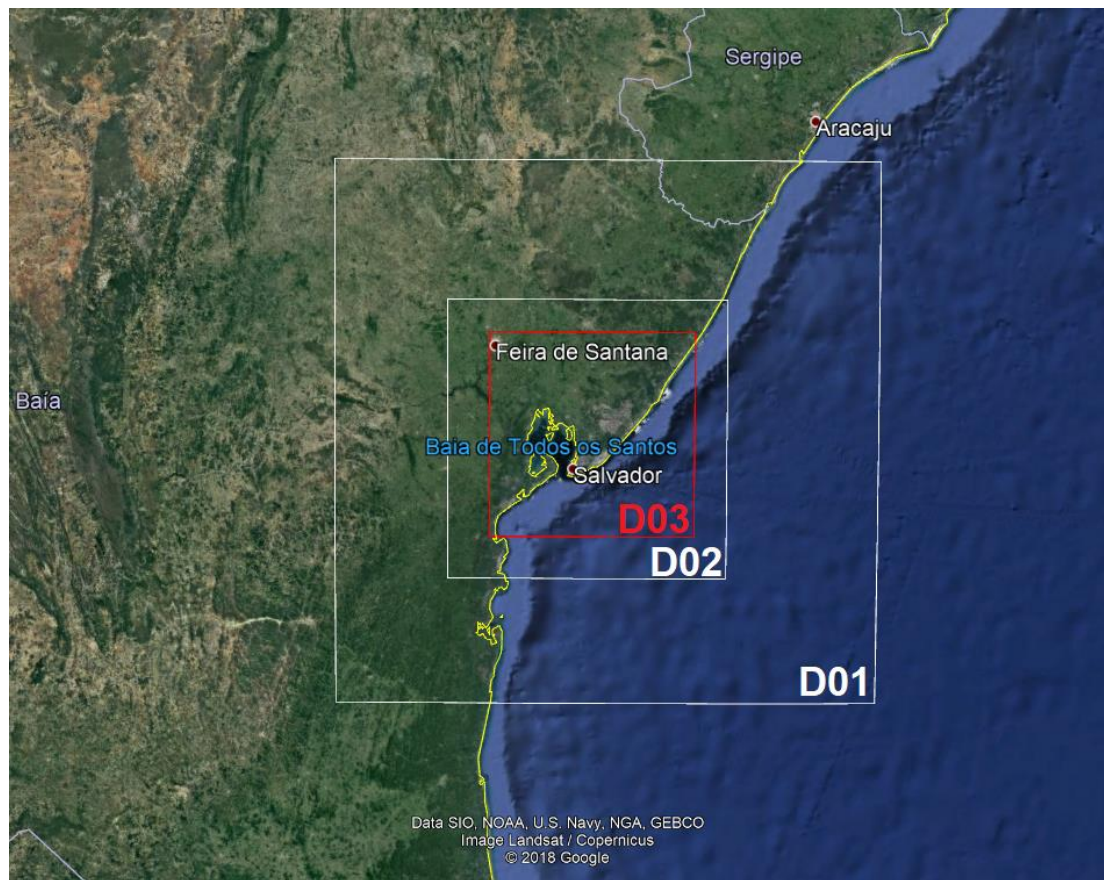


Figura 11: Localização dos domínios. Fonte: Autor, 2017.

As opções de física adotadas (Tabela 4) e, deixadas inalteradas para todas as simulações, foram: microfísica *WSM5* (HONG *et al.*, 2004), *cumulus* Kain-Fritsch (KAIN, 2004), radiação de onda curta Dudhia (DUDHIA, 1989), radiação de onda longa *RRTM* (MLAWER *et al.*, 1997) e modelo de superfície *Noah land-surface model*. D02 e D03, que foram executados com resolução espacial de 3 km e 1 km, a opção de *cumulus* foi desligada.

Tabela 4: Detalhes das simulações especificando as opções físicas.

Simulações	1	2	3	4	5	6
Camada Superficial	MM5	MM5	Eta	MYNN	MM5	MM5
CLP	BOU	GBM	MYJ	MYNN2	UW	YSU
Microfísica	WSM5-class <i>scheme</i>					
<i>Cumulus</i>	Kain-Fritsch <i>scheme</i>					
Radiação onda curta	Dudhia <i>scheme</i>					
Radiação onda longa	RRTM <i>scheme</i>					
Modelo de superfície	Noah land surface <i>scheme</i>					

4.3 AVALIAÇÃO DE DESEMPENHO DAS MODELAGENS DO WRF

Para a validação das simulações, foram utilizados dados observacionais horários diários provenientes das estações meteorológicas de superfície monitoradas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e pelo Aeroporto Internacional de Salvador.

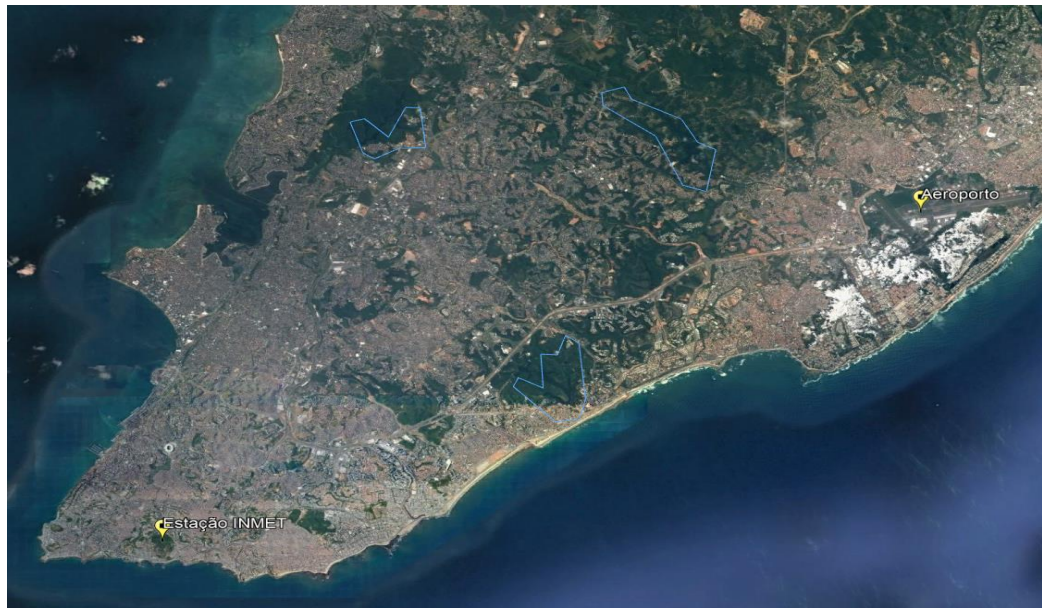


Figura 12: Localização das estações meteorológicas de superfícies de onde os dados observacionais para confrontação das simulações são provenientes. Fonte: Autor, 2017.

A localização geográfica das estações meteorológicas é mostrada na Figura 12. A estação Aeroporto, situada no município Lauro de Freitas, possui coordenadas 12,91°S e 38,33°W com altitude de 19,51 m, a 22 km em relação ao centro da cidade de Salvador. A estação do INMET está localizada no bairro Ondina, dentro das dependências do Parque Zoobotânico de Salvador, com coordenadas 13,01°S e 38,52°W e altitude de 51,41 metros.

Apesar de estar localizada mais ao centro da cidade, a estação INMET está rodeada por vegetação de Mata Atlântica (Figura 13).



Figura 13: Estação Meteorológica do INMET, localizada no bairro Ondina, Salvador – BA. Fonte: INMET, 2017.

As variáveis meteorológicas com dados observados disponíveis no ano de 2016 em ambas as estações foram: temperatura do ar a 2 metros (T2), velocidade do vento a 10 metros (WS10) e direção do vento a 10 metros (WD10). Assim, foram calculadas as médias mensais dos parâmetros WS10 (Tabela 6) e T2 (Tabelas 11) através da média aritmética simples, juntamente com o respectivo desvio padrão (DP), para cada mês do ano. Além disso, com o propósito de analisar o ciclo diário dessas variáveis, foram produzidos gráficos com as médias horárias (Equação 53) de cada mês para os valores tanto observados quanto simulados.

$$\text{Média horária} = P_{mh} = \frac{\sum_{d=1}^D P_h}{N_h} \quad (53)$$

Onde P representa o parâmetro meteorológico a ser analisado, sendo m a média e h a hora; d é o valor referente ao primeiro dia do mês e D do último dia do mês, N_h é o número de dias com observação/resultado do parâmetro meteorológico na hora h .

O desempenho do modelo WRF foi avaliado através da comparação dos dados simulados com os dados observados por meio de indicadores estatísticos, sendo que para a análise da direção do vento também foram produzidas rosas dos ventos. As informações foram extraídas para cada ponto de grade do modelo coincidente com as latitudes e longitudes das estações meteorológicas escolhidas. Diversos estudos utilizam uma variedade de métricas estatísticas para investigar se os resultados modelados são compatíveis com os observados, como visto na seção anterior. Nesse sentido, no presente trabalho escolheram-se as seguintes métricas: erro médio (MB), raiz do erro quadrático médio (RMSE), erro médio absoluto (MAGE), coeficiente de correlação (r) e índice de concordância (IOA); sendo O_i o valor

observado e $\bar{O}$ o valor médio observado nas estações meteorológicas; M_i o valor simulado e $\bar{M}$ o valor médio simulado pelo WRF; e n o número total de observações (para os meses Jan-Mar-Mai-Jul-Ago-Out-Dez, o número máximo de observações é $n=744$; enquanto que para os meses de Abr-Jun-Set-Nov $n=720$. Para Fev, $n=696$).

Viés médio (*Mean Bias – MB*): avalia a tendência do modelo. Se o viés apresentar valor positivo, indica que o modelo superestima os valores, enquanto que se o viés for negativo implica que o modelo subestima os valores.

$$Erro\ médio = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (M_i - O_i) \quad (54)$$

A melhor qualidade das simulações está associada a quanto mais próximo de zero estiver o valor de MB. Para a direção do vento, o MB é calculado como a distância angular mais curta entre as direções do vento modeladas e observadas. Valores positivos/negativos do MB para a direção do vento significam que a direção do vento modelada é deslocada no sentido horário/anti-horário se comparada às observações.

Raiz do Erro Quadrático Médio (*Root Mean Square Error – RMSE*): expressa a acurácia dos resultados numéricos com a vantagem de que RMSE apresenta valores do erro nas mesmas dimensões da variável analisada.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (M_i - O_i)^2} \quad (55)$$

Erro Médio Absoluto (*Mean Absolute Gross Error – MAGE*): calcula o erro médio absoluto entre o valor simulado e observado, expressando a magnitude média dos erros das simulações.

$$MAGE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |M_i - O_i| \quad (56)$$

Para RMSE e MAGE, valores menores indicam maior semelhança entre as séries de dados observados e modelados.

Coefficiente de correlação de Pearson (*r*): é uma medida de associação linear entre os dados modelados e observados, com zero indicando à ausência de correlação e a correlação será tanto mais forte quanto mais próximo estiver o coeficiente de -1 ou $+1$.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n [(M_i - \bar{M})(O_i - \bar{O})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2 \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}} \quad (57)$$

Índice de concordância (*Index of Agreement – IOA*): desenvolvido por Willmott (1981), é uma medida normalizada do grau de erro de predição do modelo e varia entre 0 e 1, sendo 1 indicativo de uma combinação perfeita e 0 de não haver concordância entre O_i e M_i .

$$IOA = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (M_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|M_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \right] \quad (58)$$

Nas tabelas apresentadas na seção *Resultados*, são destacados os menores valores de MB, RMSE, MAGE e os maiores valores de *r* e IOA.

Ao produzirem-se métricas estatísticas, pode ser útil comparar os resultados com valores de *benchmarks*. Muitos trabalhos utilizam os valores sugeridos por Emery *et al.* (2001), entretanto, já é sabido que a melhor configuração do modelo irá depender da área em estudo e do período do ano analisado. Fato esse que também pode ser corroborado através da revisão de literatura onde foi apresentado diferentes intervalos de valores para uma mesma métrica estatística e para uma mesma variável meteorológica. Tabela 5 sumariza alguns exemplos. Destaca-se que a maioria dos trabalhos preferem não apresentar análise estatística da direção do vento, optando pela produção das rosas do vento; neste trabalho escolheu-se trabalhar com ambas as análises.

Tabela 5: Faixa de valores das métricas estatísticas para as variáveis meteorológicas T2, WS10 e WD10 encontrada por vários autores.

Autores	T2 (°C)			WS10 (m/s)		
	MB	RMSE	r	MB	RMSE	r
Balzarini <i>et al.</i> (2014)	0,2~0,98 K	1,97~2,2 K	0,88~0,90	0,70~0,98	1,56~2,10	0,22~0,41
Avolio <i>et al.</i> (2017)	-0,35~-0,71	1,59~1,76	0,74~0,78	0,95~1,25	1,54~1,89	0,74~0,81
Banks & Baldasano (2016)	-0,23~-1,14	2,09~2,67	0,73~0,80	2,33~3,17	3,1~3,98	0,29~0,44
Xie <i>et al.</i> (2012)	-	1,28~1,68	0,47~0,75	-	1,27~1,59	0,52~0,58
Hariprasad <i>et al.</i> (2014)	0~-0,69	1,03~1,4	0,88~0,92	0,35~1,44	1,20~1,87	0,61~0,75
Boadh <i>et al.</i> (2016)	-1,03~2,23°	1,93~3,05	0,96~0,97	-0,06~0,48	1,04~1,27	0,33~0,53

Emery *et al.* (2001) sugerem os seguintes valores de *benchmarks*: WS10 com MB <±0,5 m/s, RMSE < 2 m/s e IOA ≥ 0,6; WD10 com MAGE <30° e MB <±10°; e T2 com MAGE <2 K, MB <±0,5 K e IOA ≥ 0,8. Através desses valores, produziram-se gráficos *soccer plots* em que cada marcador simboliza uma parametrização de CLP avaliada. Assim, o(s) marcador(es) que caem dentro da caixa verde representam as simulações que concordam com os valores de *benchmarks*. É importante ressaltar que a USEPA (2014) não recomenda usar os *benchmarks* como um indicador de "aprovação/falha" da aceitabilidade das simulações, os *benchmarks* só devem ser utilizados como meio de avaliar a confiabilidade dos dados do modelo, e os resultados estatísticos que estão fora das faixas de *benchmarks* podem indicar um problema de desempenho que deve ser avaliado com mais cautela.

5 DISCUSSÃO E RESULTADOS

Nesta seção são apresentados os resultados das simulações realizadas com o modelo WRF para a RMS, visando identificar a parametrização de CLP que apresenta o melhor desempenho em relação às variáveis meteorológicas WS10, WD10 e T2. Primeiramente, é feito a descrição e a análise das condições meteorológicas do período de estudos. Depois, para cada parâmetro meteorológico, são apresentados gráficos da variação do ciclo diário produzidos com as médias horárias mensais dos dados observados e simulados a fim de caracterizar a variabilidade diária e sazonal. Em seguida, são expostos os índices estatísticos MB, RMSE, MAGE, r e IOA, comparando os resultados das simulações do modelo WRF com os dados observados nas estações meteorológicas INMET e Aeroporto para cada mês do ano de 2016; e também os gráficos *soccer plots* avaliando o desempenho das simulações quanto aos valores de *benchmarks*. Por fim, é feita uma análise qualitativa dos resultados das alturas da CLP (PBLH) simuladas e dos perfis verticais de umidade relativa, temperatura potencial e velocidade e direção do vento.

Sobre as simulações do modelo WRF, é importante salientar que:

1) Não foi possível executar a parametrização de CLP GBM no mês de Janeiro, pois o modelo WRF não conseguiu concluir a simulação, parando no dia 09 de janeiro de 2016, devido à instabilidade numérica de causa não determinada.

2) No mês de Maio, houve uma adição de cinco camadas na estratosfera nos dados meteorológicos de inicialização GDAS/FNL 0.25 *Degree Global Tropospheric Analyses and Forecast Grids* (NCEP, 2015) que são os utilizados no presente trabalho. Tal mudança no número de níveis verticais no dia 11 de maio de 2016, fez com que este dia fosse excluído da análise dos resultados para todas as parametrizações uma vez que houve a reinicialização das simulações.

3) No mês de Agosto, com exceção da parametrização de CLP UW, o modelo WRF não conseguiu concluir as simulações (também devido à instabilidade numérica de causa não determinada), parando no dia 26 de agosto de 2016. Desta forma, as análises do mês de Agosto são feitas até esta data.

4) No mês de Setembro, as simulações foram feitas até o dia 27 de setembro de 2016, pois os dados meteorológicos de inicialização GDAS/FNL 0.25 *Degree Global Tropospheric Analyses and Forecast Grids* (NCEP, 2015) só estavam disponíveis até esta data.

Em relação aos dados observados nas estações meteorológicas de superfícies, a estação Aeroporto apresentou uma série temporal consistente para todos os meses do ano,

existindo poucos dados horários faltantes, sendo o mês de Maio o mês com mais dados faltantes (6% do total). Quanto à estação INMET, esta apresentou consistência na maioria dos meses, entretanto, nos meses de Setembro e Outubro, ocorreram muitos dados horários faltantes, 31,7% e 36,6%, respectivamente. Desta forma, na análise das métricas estatísticas, foi feita a exclusão dos dados simulados referentes aos horários em que não havia dados observados para serem comparados. Nota-se que no mês de Abril, entre às 3h e 5h da manhã (horário local), a estação INMET não registrou nenhuma observação para os parâmetros meteorológicos, não possuindo dados para a validação das simulações.

5.1 DESCRIÇÃO DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS DO PERÍODO DE ESTUDO

O período de estudos corresponde a todos os meses do ano de 2016. A Figura 14 apresenta a evolução mensal de chuva acumulada na estação de Ondina comparada com a normal climatológica. Em 2016, a precipitação pluviométrica registrada na estação foi de 1110 mm, valor muito abaixo da normal climatológica (2144 mm). Observa-se que Janeiro e Agosto foram os únicos meses em que a ocorrência de chuvas foi acima da normal climatológica mensal e que o período caracterizado como chuvoso (AMJJ) foi atípico. Segundo os boletins climatológicos do INMET, Janeiro de 2016 foi o mês mais chuvoso no período de 1961-2016. Após um longo período de estiagem, praticamente todo o ano de 2015, a região nordeste registrou chuvas significativas devido à presença de ZCAS e VCAN, contudo, os grandes volumes de chuva provocaram inúmeros transtornos, principalmente danos em estruturas rodoviárias. Em Abril, as chuvas ficaram abaixo da normal climatológica em praticamente todo o Nordeste brasileiro. No recôncavo baiano, foram observados desvios negativos e apenas um VCAN atuou em dois dias do mês contribuindo para as chuvas ocorridas. Em Mai-Jun-Jul, as chuvas ficaram abaixo da normal climatológica em praticamente todo o Nordeste brasileiro, a ZCIT não teve atuação no decorrer desses meses, portanto não contribuiu com nenhuma chuva na região. Em Agosto, as chuvas ficaram abaixo da normal climatológica em praticamente todo o Nordeste brasileiro, entretanto no Recôncavo Baiano as chuvas, ocasionadas pela circulação dos ventos úmidos vindos do Oceano Atlântico, ficaram acima da média climatológica (180,9 mm). Em SOND, as chuvas ficaram abaixo da normal climatológica em praticamente todo o Nordeste brasileiro.

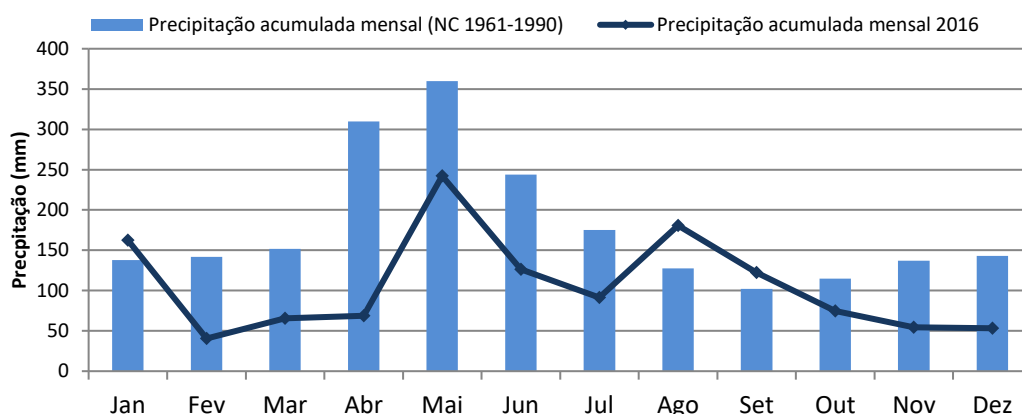


Figura 14: Precipitação acumulada mensal *versus* a sua normal climatológica 1961-1990, na estação Ondina-Salvador. Fonte: Autor, 2017.

A Figura 15 apresenta a comparação entre a normal climatológica das variáveis temperaturas máxima e mínima e os valores registrados no ano de 2016. Observa-se que as temperaturas máximas em 2016 ficaram acima da média histórica para todos os meses. Já em relação às temperaturas mínimas, 2016 apresentou valores superiores em praticamente todos os meses do ano, com exceção em Mai-Jun-Jul em que a NC ficou acima.

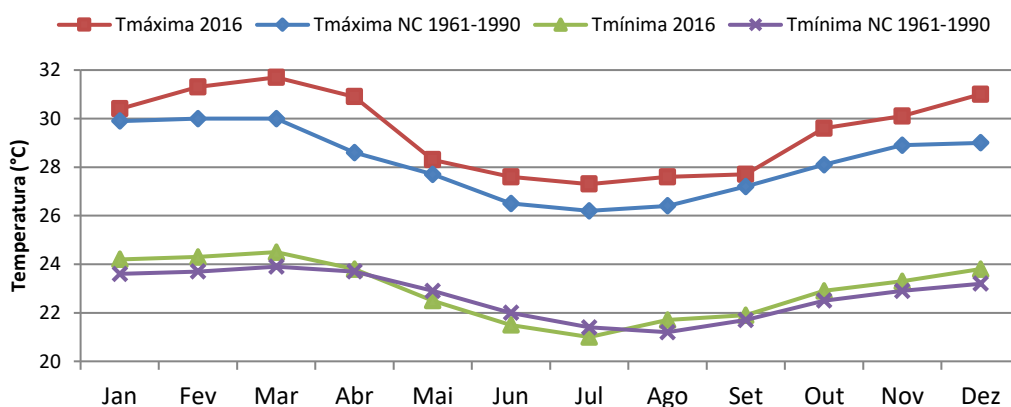


Figura 15: Comparação entre as temperaturas máxima e mínima mensal NC 1961-1990 *versus* o ano de 2016, na estação Ondina-Salvador. Fonte: Autor, 2017.

A média mensal dos valores de T2 observados nas estações INMET e Aeroporto são bastante semelhantes, sendo que os meses de Fev-Mar-Abr apresentam as maiores médias mensais enquanto que Jul-Ago-Set apresentam as menores médias. Em 2016, a maior temperatura média encontrada foi no mês de Março ($28,36 \pm 2,34^{\circ}\text{C}$) e ($28,64 \pm 1,77^{\circ}\text{C}$)

enquanto que a menor foi no mês de Agosto ($24,31 \pm 1,95^{\circ}\text{C}$) e ($24,87 \pm 1,95^{\circ}\text{C}$) na estação INMET e Aeroporto, respectivamente (Tabela 6).

Tabela 6: Média mensal e desvio padrão (DP) das variáveis T2 e WS10 para estação INMET e Aeroporto no ano de 2016. Fonte: Autor, 2017.

	T2 ($^{\circ}\text{C}$)				WS10 (m/s)			
	INMET		Aeroporto		INMET		Aeroporto	
	Média	DP	Média	DP	Média	DP	Média	DP
Jan	27,06	2,12	27,39	2,11	1,52	0,62	4,10	1,97
Fev	27,67	2,35	28,44	1,94	1,34	0,51	4,04	1,61
Mar	28,36	2,34	28,64	1,77	1,42	0,44	4,24	1,48
Abr	27,84	2,14	27,97	1,79	1,41	0,44	4,11	1,50
Mai	25,71	1,86	26,55	1,83	1,37	0,78	3,53	1,66
Jun	25,06	1,82	25,85	1,86	1,77	1,01	4,23	1,92
Jul	24,48	1,83	25,29	1,83	1,41	0,58	4,11	1,68
Ago	24,31	1,95	24,87	1,95	1,45	0,66	4,18	1,79
Set	24,47	1,88	25,25	1,48	1,47	0,47	4,69	1,63
Out	25,94	2,14	26,26	1,94	1,60	0,55	5,07	1,76
Nov	26,23	2,14	26,52	1,76	1,70	0,76	5,18	1,87
Dez	26,95	2,23	27,11	1,64	1,58	0,59	5,03	1,79

Ao contrário do que foi observado para o parâmetro T2, os valores médios mensais de WS10 diferem bastante entre as duas estações meteorológicas (Tabela 6). A maior velocidade média foi encontrada no mês de junho ($1,77 \pm 1,01$ m/s) e novembro ($5,18 \pm 1,87$ m/s) enquanto que a menor foi no mês de fevereiro ($1,34 \pm 0,51$ m/s) e maio ($3,53 \pm 1,66$ m/s) na estação INMET e Aeroporto, respectivamente.

5.2 VELOCIDADE DO VENTO (WS10)

A Figura 16 ilustra o comportamento médio horário da velocidade do vento e compara os valores observados com os resultados do modelo WRF durante cada mês do ano. Primeiramente, é notável que a magnitude da velocidade do vento observada na estação Aeroporto é maior do que a do INMET, fato que também pode ser visto através da Tabela 6. Isto pode estar associado ao fato de que a estação INMET está cercada por vegetação uma vez que está situada dentro do parque botânico de Salvador, assim sendo, a presença de tais obstáculos provoca a redução da velocidade do vento. De acordo com Cruz & Atcheson (2016), a velocidade do vento é reduzida devido ao atrito com a superfície terrestre e sua magnitude depende das características desta superfície, assim áreas com altos valores de

comprimento de rugosidade, como o caso de superfícies arbóreas, causam uma maior redução da velocidade do vento. Silversides (1978) relata que muitos fatores influenciam a velocidade do vento, mas que o único fator que distingue o vento em uma região de floresta do vento em terrenos abertos, como é o caso das estações meteorológicas nos aeroportos, é a presença de cobertura de árvores, fazendo-se necessário adequar as velocidades do vento medidas em floresta a fim de levar em conta os efeitos de mesoescala e de abrigo da região.

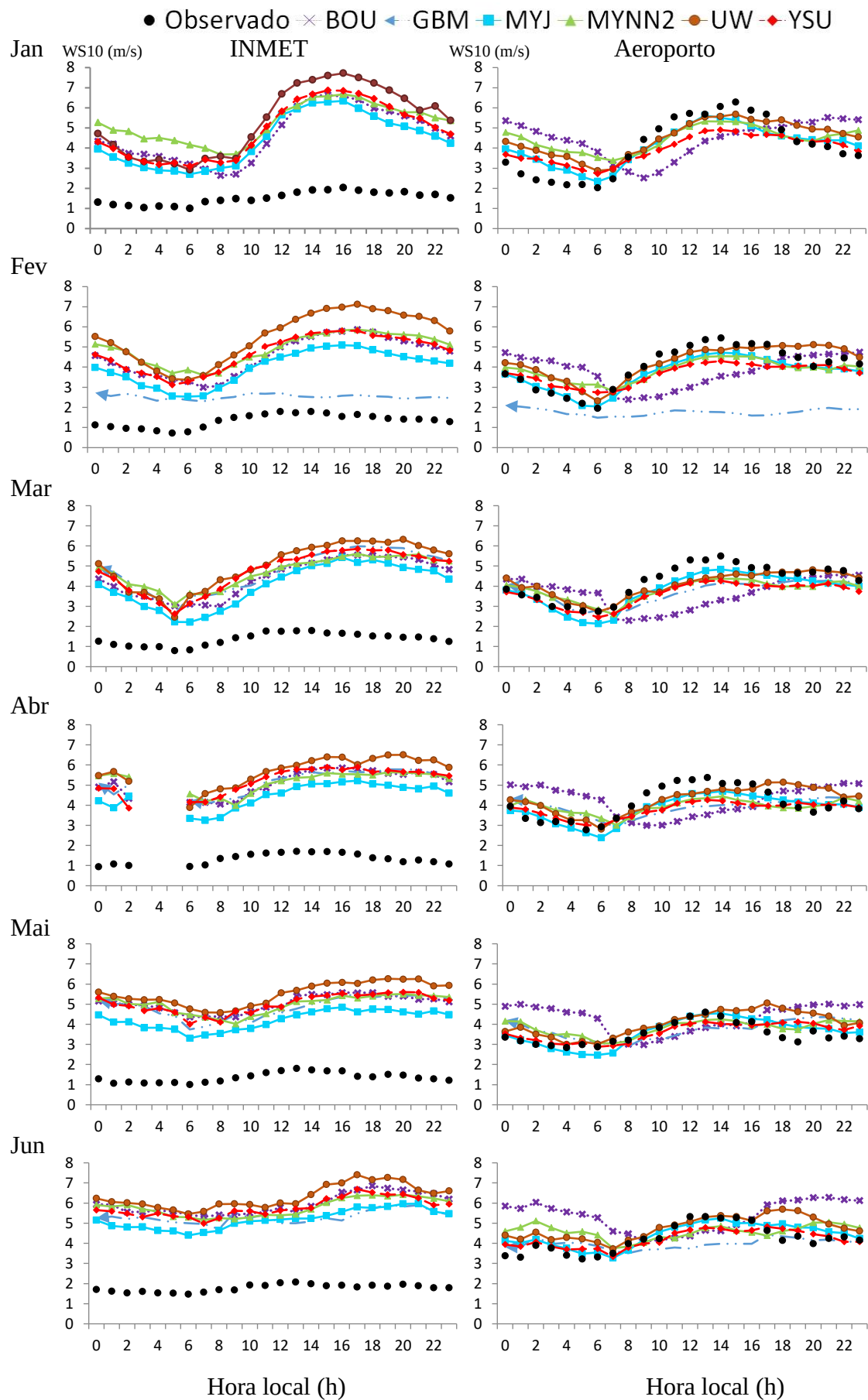
Os valores observados na estação Aeroporto apresentam maior variabilidade horária da velocidade do vento (coluna à direita da Figura 16) quando comparada com a estação INMET, mesmo em meses como Maio, Junho e Julho em que a amplitude diária é menos acentuada. Segundo Arya (2001), perto da superfície terrestre a velocidade do vento aumenta após o nascer do Sol, atinge um máximo no início da tarde e diminui perto do pôr-do-sol. Dessa forma, pode-se inferir que a estação Aeroporto caracteriza melhor a evolução do ciclo diário da velocidade do vento na RMS em relação à estação INMET, uma vez que valores máximos são identificados no período diurno (entre 13h-14h) e valores mínimos no período noturno e no início da manhã (entre 6h-7h). Resultados estes semelhantes ao de Oliveira Silva *et al.* (2008) que estudou a variabilidade do ciclo diário do vento na RMS através da análise de séries temporais.

Ao comparar o ciclo diário da WS10 entre os valores observados (linha pontilhada) com os valores simulados pelo modelo WRF, nitidamente observa-se que para a estação INMET, o modelo WRF superestima os valores da WS10 em todos os meses. Novamente, este fato está relacionado com a localização do abrigo meteorológico da estação INMET. Ademais, a presença de encostas e morros próximo à estação INMET confere discrepâncias aos valores simulados. Como exposto por Zhang *et al.* (2013), o modelo WRF falha ao simular a correspondência do terreno e é incapaz de reproduzir condições atmosféricas precisas na baixa atmosfera sobre terrenos acidentados, erros de previsão para T2, WS10 e WD10 são máximos no período noturno e mínimos no período da tarde.

Diferentemente, os valores observados na estação Aeroporto apresentam uma melhor concordância com as simulações do WRF. Apesar das menores discrepâncias quando comparada à estação INMET, nota-se que para a estação Aeroporto, algumas parametrizações de CLP captam melhor a variação do ciclo diário da WS10 do que outras. Com exceção de Mai-Jun-Jul em que a amplitude diária da WS10 é menor, todas as parametrizações subestimam a velocidade do vento durante o dia. Assim como reportado por Zhang & Zheng (2004) que avaliaram diferentes esquemas de CLP e também identificaram que todas as

parametrizações subestimam a velocidade do vento durante o dia e superestimam durante a noite.

Por meio da Figura 16, também é possível inferir que as parametrizações MYJ e YSU mostram uma melhor concordância com as observações nas primeiras horas da manhã, ao longo de todo o ano. Entretanto, ao avaliar as horas subsequentes, o esquema UW se aproxima melhor dos valores observados, seguido de MYJ. Contudo, entre 18h-19h; UW não consegue acompanhar o decaimento da WS10 (à exceção do mês de Maio), fazendo-se MYJ, muitas vezes acompanhado de YSU, os esquemas que melhor seguem as observações no período noturno. O esquema MYNN2 mostra-se ser muito semelhante ao MYJ, principalmente no período da tarde, sendo que os valores de MYJ apresentam magnitudes maiores do que os de MYNN2, e, portanto, apresentando melhor desempenho. O esquema GBM obteve o pior desempenho. No mês de Janeiro, não conseguiu concluir a simulação. Nos meses de Fevereiro e Agosto, GBM claramente não consegue acompanhar as oscilações do ciclo diário da WS10, entretanto para a estação INMET é a parametrização que mais se aproxima dos valores observados. Nos meses de Março, Abril, Maio, Setembro, Outubro e Novembro, GBM consegue acompanhar as mudanças do ciclo diário da WS10, com leve nuance nos horários que há variação do ciclo. O esquema BOU apresenta as variações do ciclo diário, entretanto, enquanto os dados observados apontam que a mudança da WS10 ocorre às 6h-7h da manhã, BOU indica esta mudança 2h-3h depois. Nas primeiras horas da manhã, BOU superestima a WS10 ao passo que na parte da tarde BOU subestima-a para todos os meses do ano. Desta forma, assim como GBM, BOU também não pode ser indicada como o esquema mais adequado para a representação da WS10.



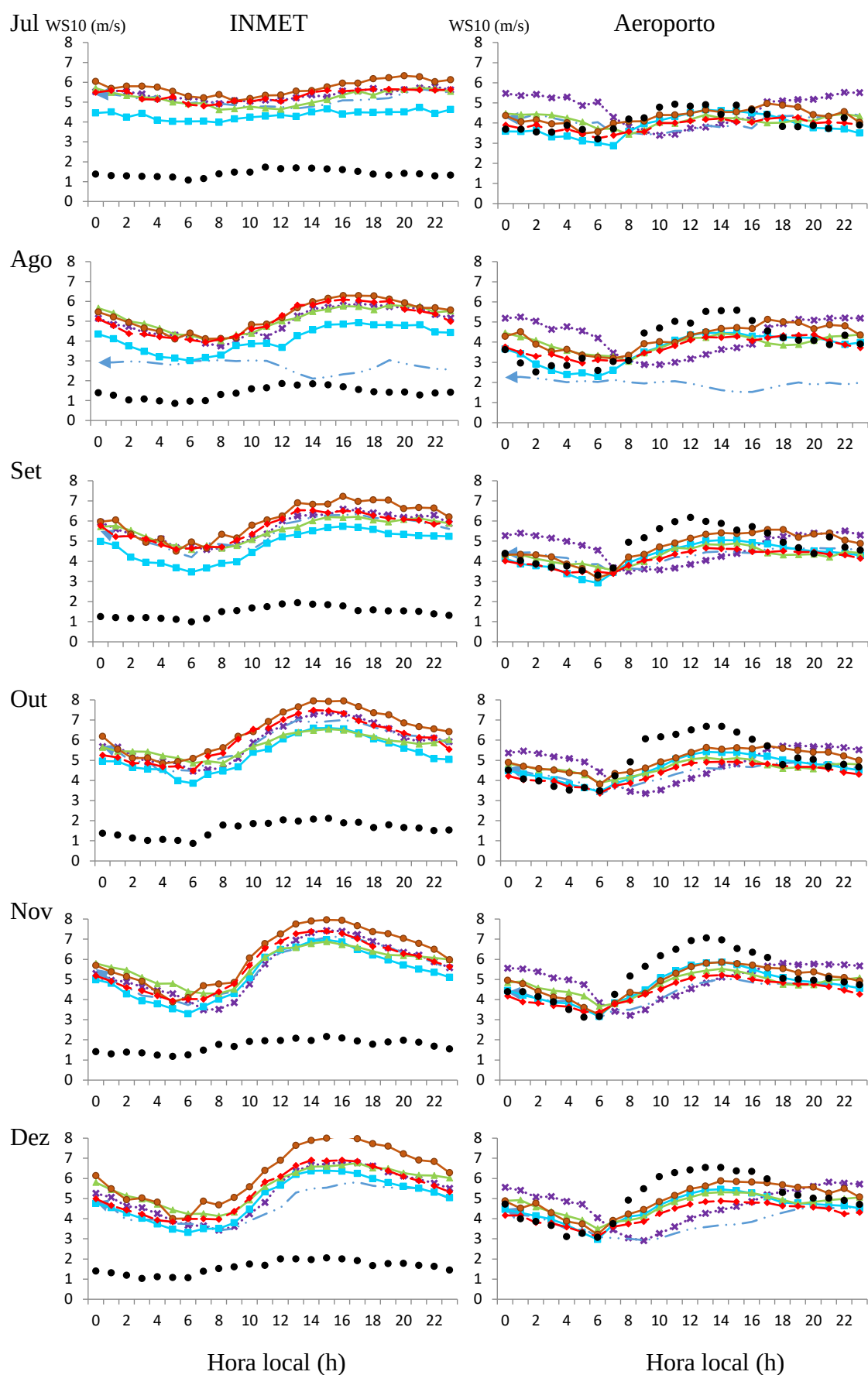


Figura 16: Variação média horária da WS10 para as estações INMET (esquerda) e Aeroporto (direita) simuladas e observadas (linhas pontilhadas) para todos os meses do ano.

Tabela 7 e 8 apresentam as métricas estatísticas da WS10 para a estação INMET e Aeroporto, respectivamente, comparando os valores simulados com os observados. A estação INMET apresentou desvio positivo para todas as simulações em todos os meses do ano, enquanto que a estação Aeroporto ora apresentou viés positivo ora negativo, entretanto para o período seco (SOND), o viés consolidou-se negativo. Nota-se que os desvios entre dados simulados e observados foram maiores para a estação INMET, que não atingiu os limites estatísticos sugerido por Emery *et al.* (2001) ($MB < \pm 0,5$ m/s, $RMSE < 2$ m/s e $IOA \geq 0,6$) em nenhum dos meses para nenhuma das simulações. Ao analisar os IOA da estação INMET, este também não apresentou bons resultados, ficando abaixo de 0,6 para todas as parametrizações em todos os meses do ano. Os maiores valores de coeficiente de correlação aparecem no mês de Junho ($r=0,64\sim 0,71$).

No que diz respeito aos resultados estatísticos referente à estação Aeroporto (Tabela 8), esta obteve melhores resultados. Os esquemas MYJ, MYNN2, UW e YSU atingiram os limites estatísticos propostos por Emery *et al.* (2001) na maioria dos meses, e, portanto, no geral, apresentaram bons índices de concordância. O IOA da estação Aeroporto está acima de 0,6 nos meses de Maio, Junho, Julho (período chuvoso) e Novembro para todas as parametrizações de CLP. Nos outros meses, BOU e GBM são os únicos esquemas que não alcançaram tal limite. Os maiores valores de r aparecem no mês de Julho ($r = 0,72\sim 0,85$).

Tabela 7: Métricas estatísticas comparando valores simulados e observados da WS10 para a estação INMET.

Mês	Estatística	BOU	GBM	MYJ	MYNN2	UW	YSU
Jan	MB	3,13	-	2,89	3,73	3,81	3,35
	RMSE	3,58	-	3,33	4,01	4,33	3,71
	MAGE	3,19	-	2,92	3,76	3,85	3,38
	r	0,49	-	0,55	0,46	0,52	0,53
	IOA	0,26	-	0,28	0,23	0,23	0,25
Fev	MB	3,21	1,19	2,65	3,58	4,17	3,37
	RMSE	3,42	1,92	2,88	3,72	4,44	3,52
	MAGE	3,22	1,46	2,65	3,58	4,18	3,37
	r	0,53	0,01	0,54	0,48	0,52	0,57
	IOA	0,22	0,23	0,26	0,20	0,18	0,22
Mar	MB	3,13	3,46	2,75	3,39	3,80	3,48
	RMSE	3,32	3,68	3,04	3,54	4,04	3,66
	MAGE	3,13	3,47	2,77	3,39	3,80	3,48
	r	0,46	0,36	0,45	0,37	0,39	0,44

	IOA	0,20	0,18	0,22	0,18	0,17	0,18
Abr	MB	3,78	3,81	3,14	3,75	4,36	3,95
	RMSE	3,98	3,98	3,36	3,92	4,57	4,10
	MAGE	3,79	3,82	3,14	3,75	4,36	3,95
	r	0,29	0,26	0,33	0,26	0,23	0,28
	IOA	0,16	0,16	0,19	0,16	0,14	0,16
Mai	MB	3,67	3,49	2,86	3,62	4,15	3,66
	RMSE	3,97	3,74	3,20	3,84	4,46	3,88
	MAGE	3,69	3,49	2,87	3,62	4,16	3,66
	r	0,56	0,58	0,61	0,59	0,61	0,62
	IOA	0,29	0,31	0,36	0,30	0,27	0,30
Jun	MB	4,17	3,54	3,42	4,01	4,53	4,01
	RMSE	4,75	4,22	4,02	4,39	5,20	4,48
	MAGE	4,18	3,59	3,44	4,03	4,54	4,02
	r	0,70	0,64	0,71	0,68	0,68	0,70
	IOA	0,34	0,37	0,39	0,35	0,32	0,35
Jul	MB	3,96	3,70	2,94	3,79	4,32	3,94
	RMSE	4,37	4,12	3,42	4,14	4,77	4,29
	MAGE	3,96	3,71	2,94	3,79	4,32	3,95
	r	0,57	0,54	0,60	0,55	0,53	0,58
	IOA	0,22	0,22	0,27	0,22	0,20	0,22
Ago	MB	3,55	1,36	2,70	3,71	3,86	3,66
	RMSE	3,86	2,20	3,06	3,93	4,21	3,93
	MAGE	3,56	1,60	2,72	3,71	3,87	3,66
	r	0,59	0,37	0,64	0,56	0,56	0,63
	IOA	0,26	0,37	0,32	0,25	0,23	0,25
Set	MB	4,19	3,98	3,31	4,07	4,56	4,18
	RMSE	4,39	4,15	3,55	4,25	4,87	4,38
	MAGE	4,20	3,98	3,31	4,07	4,56	4,19
	r	0,30	0,29	0,33	0,23	0,28	0,32
	IOA	0,16	0,17	0,19	0,16	0,14	0,16
Out	MB	4,36	4,27	3,73	4,17	4,88	4,46
	RMSE	4,50	4,42	3,89	4,27	5,11	4,61
	MAGE	4,36	4,28	3,73	4,17	4,88	4,46
	r	0,27	0,29	0,32	0,24	0,28	0,33
	IOA	0,19	0,19	0,22	0,19	0,17	0,18
Nov	MB	3,89	3,82	3,54	4,03	4,47	4,01
	RMSE	4,25	4,20	3,90	4,25	4,83	4,29
	MAGE	3,91	3,85	3,56	4,03	4,49	4,01
	r	0,53	0,37	0,51	0,48	0,44	0,53
	IOA	0,26	0,24	0,27	0,25	0,22	0,25

Dez	MB	3,69	3,11	3,39	4,03	4,67	3,81
	RMSE	3,97	3,53	3,67	4,24	5,00	4,06
	MAGE	3,71	3,15	3,40	4,04	4,68	3,83
	r	0,52	0,31	0,55	0,43	0,51	0,50
	IOA	0,23	0,23	0,25	0,21	0,19	0,22

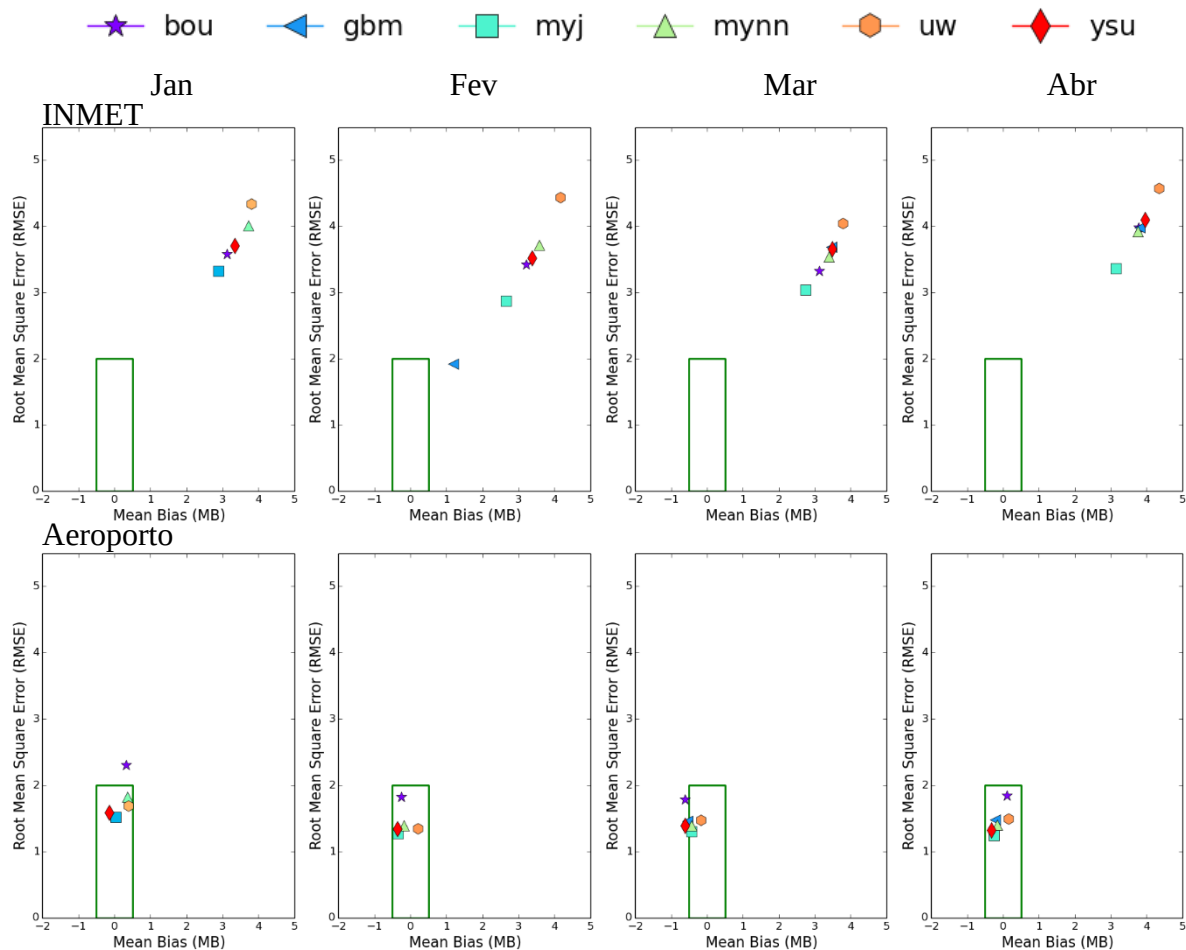
Tabela 8: Métricas estatísticas comparando valores simulados e observados da WS10 para a estação Aeroporto.

Mês	Estatística	BOU	GBM	MYJ	MYNN2	UW	YSU
Jan	MB	0,33	-	0,03	0,36	0,39	-0,14
	RMSE	2,31	-	1,51	1,82	1,68	1,59
	MAGE	1,92	-	1,20	1,45	1,34	1,32
	r	0,18	-	0,63	0,45	0,57	0,59
	IOA	0,50	-	0,78	0,65	0,74	0,70
Fev	MB	-0,25	-2,27	-0,35	-0,18	0,22	-0,36
	RMSE	1,82	3,03	1,27	1,38	1,34	1,35
	MAGE	1,49	2,49	1,00	1,08	1,05	1,09
	r	0,17	-0,06	0,64	0,52	0,56	0,59
	IOA	0,48	0,40	0,76	0,66	0,74	0,65
Mar	MB	-0,62	-0,54	-0,44	-0,43	-0,17	-0,62
	RMSE	1,78	1,45	1,31	1,39	1,46	1,39
	MAGE	1,44	1,16	1,01	1,12	1,16	1,12
	r	0,16	0,44	0,57	0,47	0,40	0,54
	IOA	0,46	0,60	0,72	0,62	0,63	0,62
Abr	MB	0,11	-0,21	-0,26	-0,17	0,16	-0,33
	RMSE	1,84	1,48	1,25	1,40	1,49	1,32
	MAGE	1,53	1,19	0,98	1,11	1,13	1,05
	r	0,05	0,32	0,59	0,41	0,41	0,51
	IOA	0,40	0,54	0,74	0,60	0,65	0,62
Mai	MB	0,74	0,21	0,09	0,30	0,52	0,09
	RMSE	1,94	1,50	1,44	1,43	1,61	1,39
	MAGE	1,59	1,20	1,10	1,13	1,27	1,10
	r	0,40	0,51	0,58	0,56	0,54	0,56
	IOA	0,63	0,70	0,75	0,72	0,73	0,71
Jun	MB	1,09	-0,26	0,18	0,34	0,55	-0,01
	RMSE	2,47	1,93	1,62	1,76	1,89	1,51
	MAGE	2,02	1,46	1,20	1,35	1,46	1,16
	r	0,52	0,56	0,64	0,58	0,61	0,63
	IOA	0,68	0,76	0,81	0,77	0,77	0,80
Jul	MB	0,55	-0,10	-0,25	0,02	0,20	-0,22

	RMSE	1,80	1,39	1,21	1,31	1,44	1,22
	MAGE	1,48	1,10	0,91	1,02	1,13	0,95
	r	0,52	0,60	0,72	0,65	0,61	0,67
	IOA	0,72	0,78	0,85	0,81	0,79	0,81
Ago	MB	0,22	-2,09	-0,37	-0,09	0,21	-0,28
	RMSE	2,10	3,00	1,40	1,57	1,62	1,50
	MAGE	1,74	2,48	1,09	1,25	1,26	1,18
	r	0,21	0,37	0,65	0,50	0,52	0,56
	IOA	0,53	0,47	0,79	0,68	0,73	0,69
Set	MB	-0,13	-0,52	-0,53	-0,51	-0,08	-0,67
	RMSE	1,85	1,67	1,49	1,53	1,51	1,57
	MAGE	1,53	1,34	1,19	1,22	1,20	1,27
	r	0,10	0,28	0,51	0,47	0,48	0,49
	IOA	0,41	0,45	0,64	0,61	0,68	0,58
Out	MB	-0,23	-0,70	-0,47	-0,42	-0,06	-0,73
	RMSE	2,02	1,85	1,53	1,70	1,58	1,66
	MAGE	1,63	1,50	1,22	1,37	1,25	1,36
	r	0,10	0,30	0,55	0,37	0,46	0,54
	IOA	0,44	0,51	0,66	0,54	0,65	0,60
Nov	MB	-0,23	-0,83	-0,47	-0,42	-0,27	-0,77
	RMSE	1,98	1,88	1,48	1,68	1,56	1,61
	MAGE	1,64	1,52	1,17	1,36	1,25	1,30
	r	0,35	0,46	0,64	0,51	0,59	0,64
	IOA	0,60	0,62	0,77	0,68	0,75	0,70
Dez	MB	-0,36	-1,21	-0,50	-0,34	-0,07	-0,79
	RMSE	2,01	2,28	1,43	1,54	1,46	1,59
	MAGE	1,65	1,75	1,15	1,27	1,14	1,31
	r	0,25	0,24	0,65	0,53	0,58	0,64
	IOA	0,53	0,51	0,75	0,68	0,74	0,67

É possível observar que MYJ é a parametrização de CLP mais destacada nas Tabelas 7 e 8, o que significa dizer que MYJ apresenta as melhores métricas estatísticas, com exceção dos meses de Fevereiro, Agosto e Dezembro no qual GBM apresenta melhores índices de MB, RMSE e MAGE para a estação INMET e dos meses Maio e Junho no qual YSU também apresenta melhores índices de MB, RMSE e MAGE e MYNN2 indica menores valores de MB para o período seco. Independentemente das exceções, no geral, pode-se afirmar que a parametrização de CLP MYJ apresentou os melhores resultados e é a mais indicada para a representação da WS10.

Figura 17 apresenta os gráficos *soccer plots* para cada mês do ano e para ambas as estações. Emery *et al.* (2001) sugeriram que os desvios devam ser menores que 0,5 m/s e que a raiz do erro médio quadrático seja menor que 2 m/s, tais valores de *benchmarks* são representados pela linha verde. Assim, os marcadores que caem dentro das caixas verdes representam as simulações que concordam com os valores de *benchmarks*. Observa-se que os resultados referentes à estação INMET para as diferentes parametrizações de CLP não atingiram os valores de *benchmarks* em nenhum dos meses. Em relação a estação Aeroporto, observou-se que a parametrização BOU esteve dentro dos limites apenas nos meses de Fev, Abr e Set. GBM apresentou boa concordância durante o período chuvoso (AMJJ) e Set. Apesar de YSU ter se mostrado um bom esquema para representar o ciclo diário da WS10, este não atingiu os limites estatísticos durante o período seco (SOND).



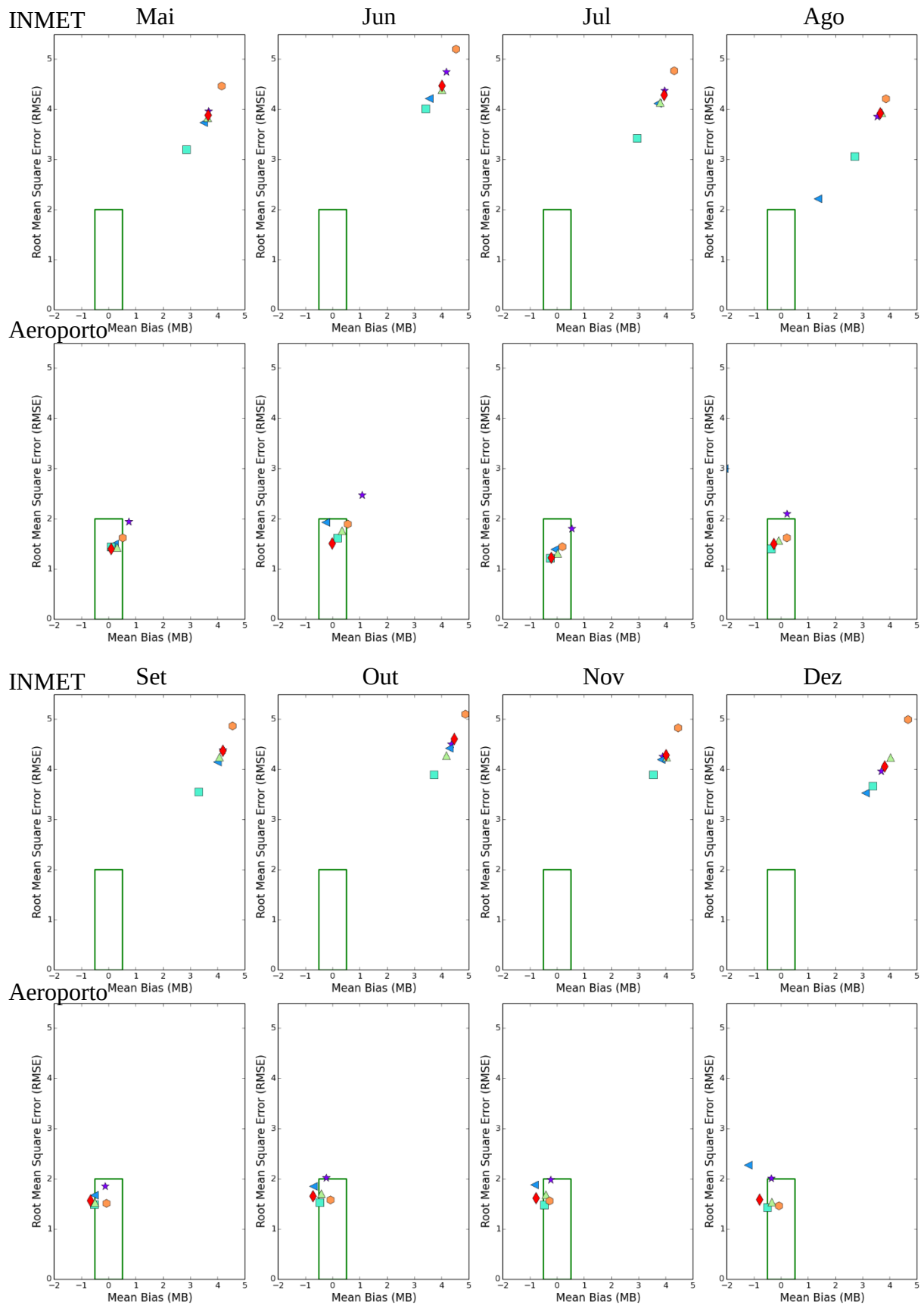
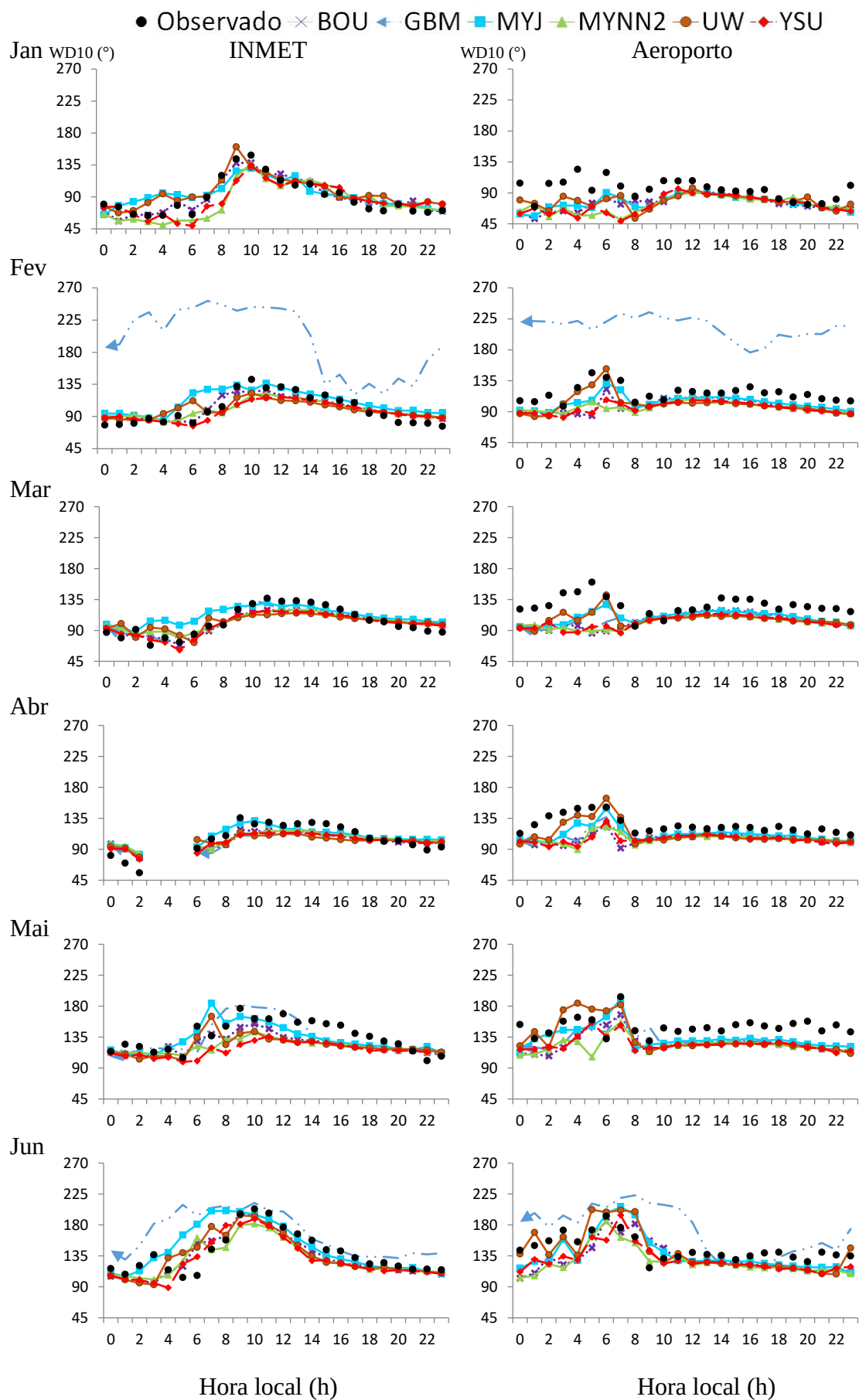


Figura 17: Gráficos *soccer plot* para WS10 comparando o desempenho das parametrizações de CLP para a estação INMET e Aeroporto.

5.3 DIREÇÃO DO VENTO (WD10)

A Figura 18 ilustra o comportamento médio horário da direção do vento e compara os valores observados com os resultados do modelo WRF durante cada mês do ano. Para a estação INMET, durante os meses de Jul-Ago-Nov-Dez-Jan-Fev-Mar, observa-se que os ventos são oriundos predominantemente da direção leste (90°) no período da madrugada, porém nas primeiras horas da manhã ocorre uma variação na direção dos ventos, modificando-se para o setor sudeste (135°) e apresentando maior notoriedade entre às 10h-11h da manhã. Após esse horário, a WD10 modifica-se novamente, retornando para a direção leste (90°). Comportamento semelhante acontece nos meses de Mai-Jun, contudo durante o dia os ventos são prevalentes da direção sul (180°). Setembro e Outubro são os meses que apresentam direção do vento mais uniforme durante o ciclo diário, basicamente pode-se dizer que os ventos são procedentes da direção leste (90°). No que diz respeito ao ciclo diário da WD10 representado pela estação Aeroporto, nos meses de Jan-Fev-Mar-Abr, verifica-se que após às 8h da manhã a origem dos ventos é predominantemente da direção leste (90°), porém, durante a madrugada, há variações entre as direções leste e sudeste (135°). Para os meses de Mai-Jun-Jul-Ago, a origem dos ventos continua sendo a direção leste (90°) após às 9h da manhã; entretanto durante a madrugada os ventos variam entre as direções sudeste (135°) e sul (180°), com maior inflexão no mês de agosto. No período seco (SOND), observa-se padrão semelhante ao primeiro quadrimestre do ano, sendo que as variações observadas durante a madrugada são mais brandas, predominando a direção leste (90°). Essas observações são análogas às encontradas por Silva (2014) que ao avaliar episódios de rajadas de vento na RMS, identificou que ventos oriundos da direção leste (E) são os mais frequentes no primeiro (JFM) e último (OND) trimestre do ano, com maior percentual em novembro.

Ao analisar o ciclo diário da WD10 entre os valores observados (linha pontilhada) com os valores simulados pelo modelo WRF, observa-se que na maioria dos meses, após o horário das 10h-11h para a estação INMET e 8h-9h para a estação Aeroporto, as distintas parametrizações apresentam comportamento similar tanto entre elas quanto aos valores observados na estação meteorológica. As diferenciações mais significativas ocorrem durante a madrugada, entre 0h e 6h da manhã. Segundo Jiménez & Dudhia (2013), essas diferenças estão relacionadas à maior variabilidade que a direção do vento tem em regimes de ventos fracos, muito comum durante o período noturno, o que torna a simulação de direção do vento mais difícil. Ao contrário do que ocorre em situações de ventos fortes que mostram um padrão de circulação mais definido, melhorando a reprodutibilidade da direção do vento.



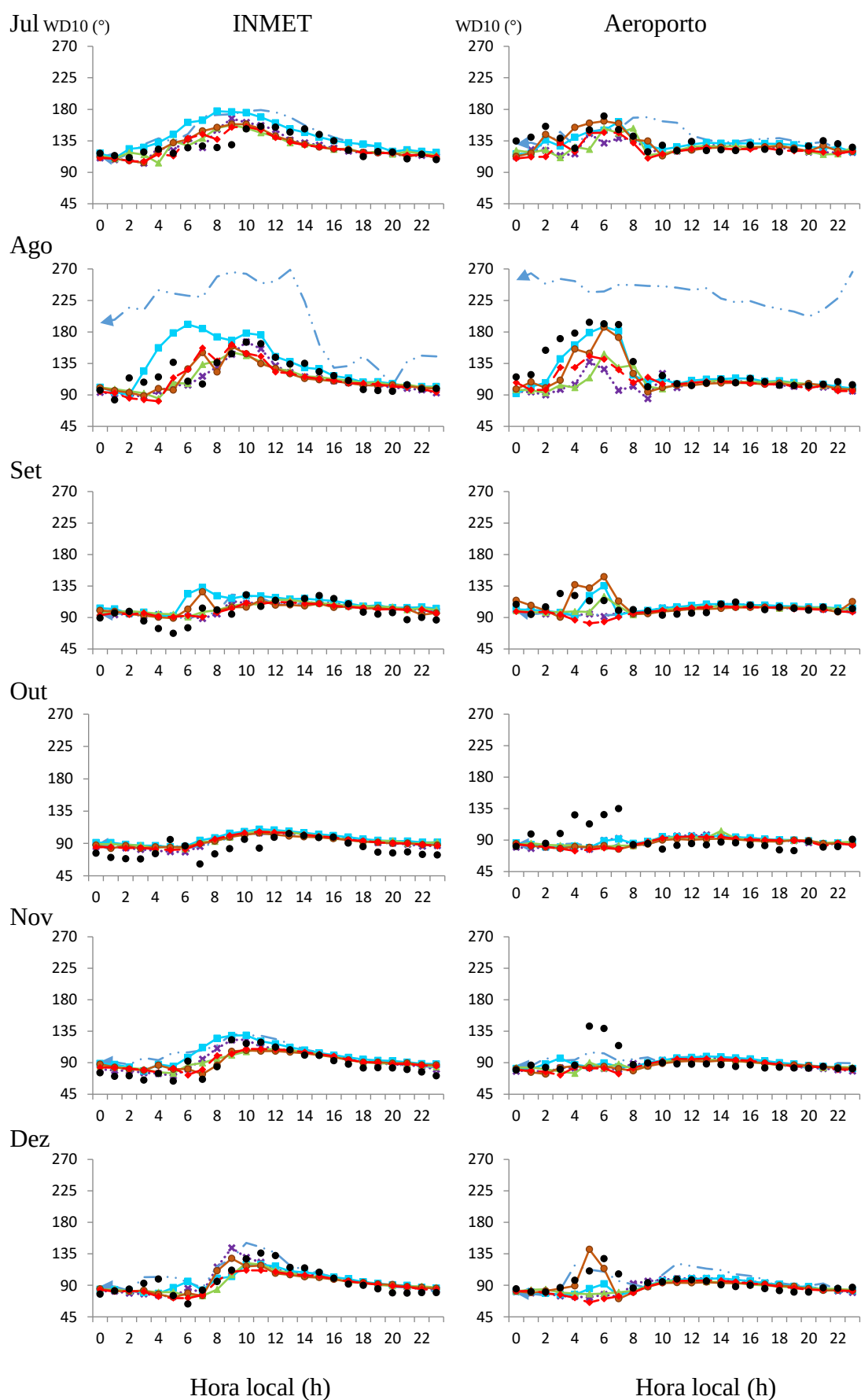


Figura 18: Variação média horária da WD_{10} para as estações INMET (esquerda) e Aeroporto (direita) simuladas e observadas (linhas pontilhadas) para todos os meses do ano.

As Tabelas 9 e 10 apresentam as métricas estatísticas da WD10 para a estação INMET e Aeroporto, respectivamente, comparando os valores simulados com os observados. Nota-se que os desvios entre dados simulados e observados foram menores para a estação Aeroporto nos meses de Jan-Fev-Jul-Set-Out-Nov; enquanto nos demais meses (Mar-Abr-Mai-Jun-Ago-Dez) os desvios foram menores para a estação INMET. Sendo que nos meses de agosto e dezembro, ainda que a estação INMET apresente menor erro médio (MB), os valores de RMSE e MAGE são menores para estação Aeroporto. Outra constatação foi que no primeiro semestre do ano a maioria das simulações apresentaram desvios negativos, ou seja, a direção do vento modelada foi deslocada no sentido anti-horário quando comparada às observações. Ao passo que durante o segundo semestre do ano, os resultados apresentam desvios positivos, isto é, a direção do vento modelada apresenta deslocamento no sentido horário. Ambas as estações apresentarem altos índices de concordância (IOA) ao longo de todo o ano para os diferentes esquemas de parametrização. Entretanto, os valores de coeficiente de correlação (r) apresentaram-se entre razoáveis e baixos, variando entre $r = 0,21 \sim 0,57$ para a estação INMET e $r = 0,19 \sim 0,39$ para estação Aeroporto, sendo que a estação INMET apresentou valores relativamente maiores de r ao longo do ano, com exceção unicamente de abril e agosto.

Tabela 9: Métricas estatísticas comparando valores simulados e observados da WD10 para a estação INMET.

Mês	Estatística	BOU	GBM	MYJ	MYNN2	UW	YSU
Jan	MB	5,20	-	7,34	5,10	5,02	6,44
	RMSE	44,91	-	48,14	44,82	45,05	42,99
	MAGE	29,20	-	31,80	29,37	30,00	28,37
	r	0,31	-	0,33	0,25	0,33	0,34
	IOA	0,87	-	0,85	0,85	0,88	0,87
Fev	MB	4,82	-29,30	10,46	5,66	1,77	4,04
	RMSE	34,28	97,20	36,06	34,78	34,32	35,01
	MAGE	24,34	78,90	27,12	25,49	24,91	25,28
	r	0,37	0,10	0,46	0,48	0,50	0,40
	IOA	0,80	0,74	0,82	0,76	0,81	0,74
Mar	MB	1,75	2,75	6,84	2,33	-2,06	1,02
	RMSE	33,32	35,19	36,88	34,25	34,68	33,67
	MAGE	23,04	24,34	26,33	23,98	24,84	23,78
	r	0,51	0,39	0,33	0,47	0,26	0,46
	IOA	0,73	0,73	0,74	0,70	0,75	0,72
Abr	MB	-2,42	-4,23	2,87	0,03	-4,25	-2,41
	RMSE	34,53	36,67	35,14	34,39	38,81	34,89

	MAGE	25,69	26,63	26,54	26,34	28,65	26,37
	r	0,34	0,34	0,28	0,27	0,19	0,25
	IOA	0,72	0,69	0,75	0,72	0,66	0,71
Mai	MB	-2,46	-1,64	-2,80	-4,44	-7,20	-5,38
	RMSE	49,38	55,55	50,43	50,85	51,58	50,96
	MAGE	35,75	39,99	36,56	37,47	38,18	37,15
	r	0,31	0,19	0,22	0,23	0,23	0,18
	IOA	0,78	0,77	0,78	0,74	0,76	0,73
Jun	MB	-10,96	-14,53	-8,47	-10,56	-13,44	-12,14
	RMSE	36,06	57,72	41,57	35,56	38,79	37,05
	MAGE	26,34	41,20	30,06	26,23	28,65	27,78
	r	0,44	0,18	0,32	0,44	0,40	0,53
	IOA	0,93	0,87	0,90	0,92	0,92	0,92
Jul	MB	1,95	5,58	8,93	2,15	0,14	1,28
	RMSE	38,26	47,94	43,94	39,85	40,01	38,46
	MAGE	27,83	34,77	32,51	29,53	29,20	28,92
	r	0,35	0,34	0,34	0,31	0,30	0,26
	IOA	0,85	0,82	0,82	0,83	0,84	0,84
Ago	MB	-1,57	-24,90	4,91	3,28	0,56	-1,53
	RMSE	46,84	92,44	45,99	47,57	47,37	44,88
	MAGE	32,52	73,12	33,43	33,48	33,65	31,58
	r	0,28	0,20	0,25	0,28	0,27	0,28
	IOA	0,85	0,79	0,88	0,83	0,85	0,87
Set	MB	7,05	6,19	11,30	9,21	4,53	6,74
	RMSE	28,90	30,95	33,87	30,58	29,86	29,99
	MAGE	21,57	22,65	25,11	22,90	22,58	22,44
	r	0,38	0,29	0,22	0,36	0,22	0,38
	IOA	0,77	0,76	0,78	0,75	0,81	0,74
Out	MB	12,71	13,63	16,93	14,80	12,98	13,44
	RMSE	27,87	29,36	30,55	29,42	29,77	29,36
	MAGE	22,03	23,32	25,06	23,58	23,62	23,34
	r	0,18	0,21	0,17	0,21	0,18	0,19
	IOA	0,78	0,73	0,73	0,74	0,73	0,74
Nov	MB	8,51	9,23	12,34	9,18	8,65	8,83
	RMSE	32,65	38,86	35,51	33,20	34,12	33,18
	MAGE	22,43	26,17	25,55	23,43	23,92	23,83
	r	0,52	0,52	0,55	0,56	0,57	0,52
	IOA	0,86	0,85	0,85	0,82	0,82	0,82
Dez	MB	3,59	1,37	5,60	4,74	1,33	2,79
	RMSE	29,99	40,95	31,11	32,01	32,93	33,11
	MAGE	20,81	27,73	21,90	22,35	23,51	22,59

r	0,46	0,33	0,45	0,47	0,42	0,51
IOA	0,89	0,85	0,87	0,84	0,85	0,82

Tabela 10: Métricas estatísticas comparando valores simulados e observados da WD10 para a estação Aeroporto.

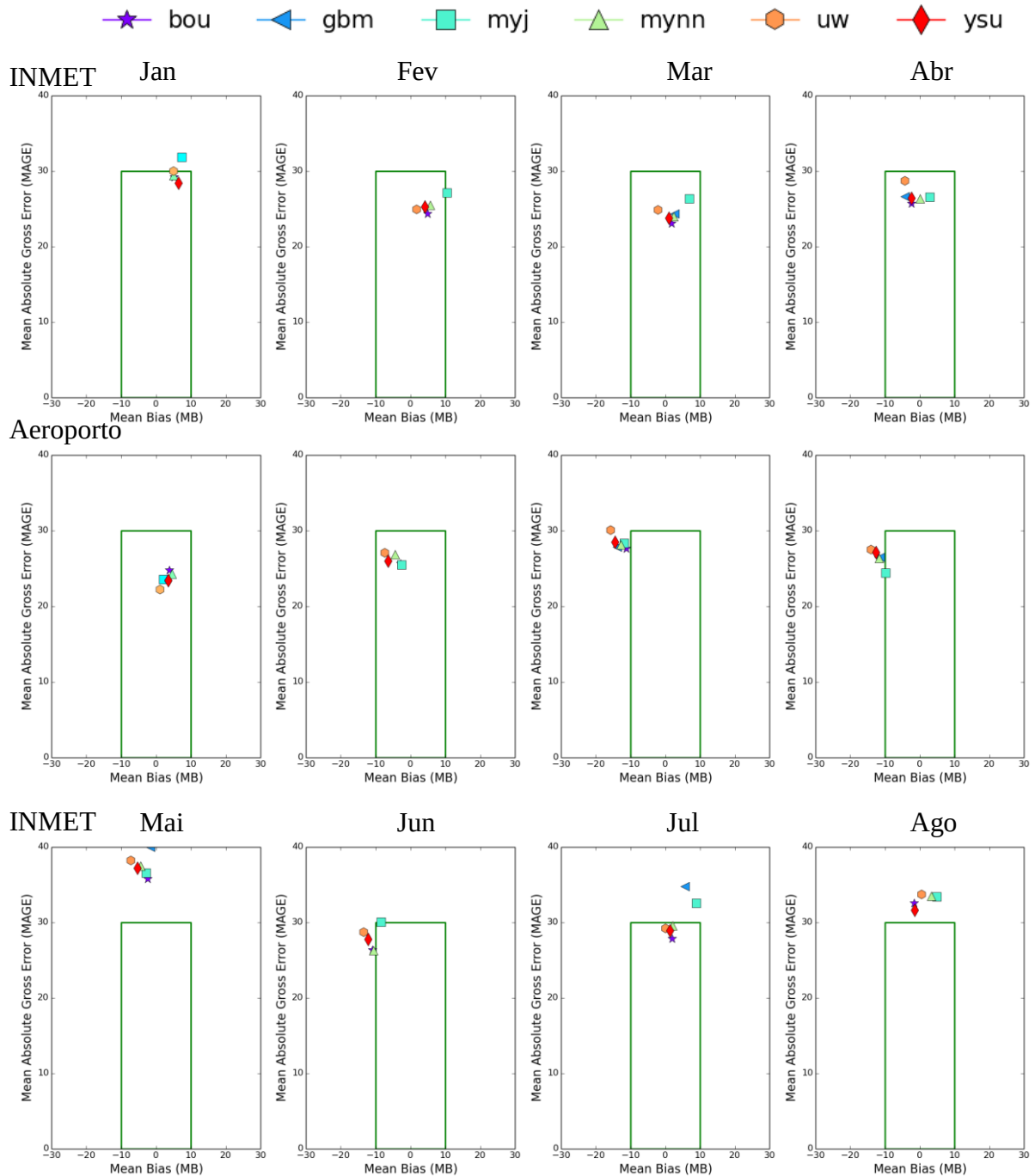
Mês	Estatística	BOU	GBM	MYJ	MYNN2	UW	YSU
Jan	MB	3,74	-	2,08	4,55	1,11	3,50
	RMSE	39,45	-	38,10	39,05	35,79	38,42
	MAGE	24,75	-	23,53	24,25	22,20	23,38
	r	0,18	-	0,20	0,12	0,22	0,10
	IOA	0,91	-	0,92	0,90	0,93	0,91
Fev	MB	-2,80	-6,56	-2,55	-4,41	-7,35	-6,36
	RMSE	40,91	114,75	41,07	42,51	42,21	41,55
	MAGE	25,60	95,28	25,46	26,83	27,01	25,98
	r	0,29	0,05	0,20	0,13	0,30	0,09
	IOA	0,78	0,58	0,79	0,74	0,81	0,77
Mar	MB	-11,28	-13,81	-11,79	-12,77	-15,68	-14,45
	RMSE	40,18	39,04	41,35	39,57	41,55	39,51
	MAGE	27,63	27,81	28,30	28,14	30,05	28,47
	r	0,19	0,25	0,13	0,20	0,22	0,25
	IOA	0,70	0,75	0,73	0,71	0,75	0,75
Abr	MB	-11,92	-11,40	-9,82	-11,76	-14,04	-12,56
	RMSE	40,69	41,18	38,71	41,18	41,50	41,75
	MAGE	26,32	26,46	24,37	26,36	27,48	27,08
	r	0,31	0,33	0,39	0,21	0,30	0,32
	IOA	0,73	0,73	0,77	0,70	0,78	0,72
Mai	MB	-8,86	-10,25	-8,73	-9,71	-14,19	-10,68
	RMSE	53,61	55,87	54,15	53,84	54,88	53,46
	MAGE	36,61	37,48	36,32	36,54	37,13	37,02
	r	0,22	0,26	0,28	0,16	0,27	0,26
	IOA	0,77	0,76	0,76	0,76	0,78	0,78
Jun	MB	-14,13	-19,27	-10,21	-14,44	-15,95	-15,38
	RMSE	43,51	64,82	42,09	44,90	44,09	42,23
	MAGE	31,16	44,60	28,80	31,76	31,55	30,50
	r	0,20	0,14	0,26	0,27	0,22	0,29
	IOA	0,88	0,81	0,89	0,87	0,89	0,89
Jul	MB	-0,30	4,81	4,31	-0,48	0,88	0,86
	RMSE	39,59	47,21	40,50	40,36	40,19	39,76
	MAGE	25,77	30,79	27,18	27,18	27,20	26,90
	r	0,25	0,26	0,09	0,10	0,33	0,09

	IOA	0,83	0,81	0,82	0,83	0,85	0,83
Ago	MB	8,39	-15,09	5,72	9,13	5,92	4,08
	RMSE	43,85	115,65	42,29	44,82	40,65	43,04
	MAGE	26,74	96,18	26,25	26,37	24,34	26,34
	r	0,11	0,001	0,39	0,08	0,30	0,30
	IOA	0,88	0,65	0,90	0,87	0,90	0,90
Set	MB	3,67	2,29	4,81	3,90	-0,22	1,04
	RMSE	26,79	27,35	27,67	27,22	29,71	27,31
	MAGE	18,43	19,32	19,35	19,10	20,48	18,89
	r	0,28	0,27	0,31	0,35	0,15	0,30
	IOA	0,85	0,84	0,86	0,86	0,87	0,84
Out	MB	11,82	10,95	13,03	12,75	10,53	11,32
	RMSE	28,20	29,56	28,80	28,56	26,76	26,78
	MAGE	19,10	19,19	19,47	19,06	18,07	18,13
	r	0,18	0,03	0,19	0,04	0,06	0,01
	IOA	0,88	0,87	0,88	0,87	0,90	0,89
Nov	MB	5,80	4,67	8,57	7,96	4,88	6,47
	RMSE	28,37	31,24	28,49	28,54	28,50	27,68
	MAGE	18,03	20,05	18,76	18,26	18,05	17,52
	r	0,26	0,34	0,30	0,32	0,28	0,23
	IOA	0,90	0,90	0,90	0,88	0,90	0,89
Dez	MB	4,77	6,47	4,63	5,13	1,78	3,66
	RMSE	25,41	38,71	26,33	25,33	24,23	24,58
	MAGE	16,85	23,90	16,90	16,56	15,89	15,95
	r	0,26	0,25	0,16	0,25	0,33	0,19
	IOA	0,90	0,83	0,89	0,88	0,93	0,89

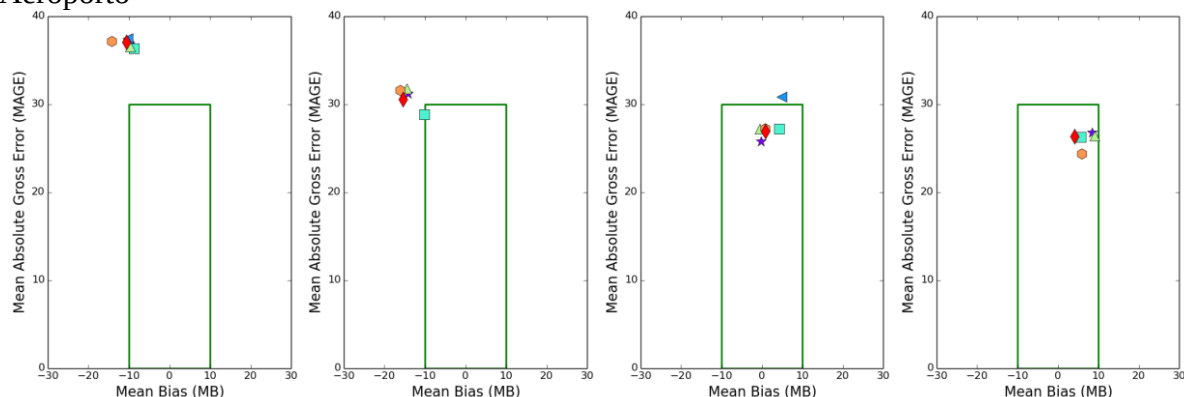
É possível observar que para o parâmetro WD10, não houve uma parametrização que se evidenciou isoladamente para ambas as estações. Contudo, compreende-se que BOU é a parametrização de CLP mais destacada para a estação INMET, com exceção dos meses de janeiro e agosto no qual YSU apresentou melhores índices de RMSE, MAGE e *r*. Quanto à estação Aeroporto, os melhores índices estatísticos são mais distribuídos entre as diferentes parametrizações, entretanto UW destaca-se nos meses de Jan-Ago-Out-Dez ao passo que MYJ evidenciou-se em Abr-Mai-Jun.

Figura 19 apresenta os gráficos *soccer plots* para ambas as estações com os limites estatísticos sugeridos por Emery *et al.* (2001) (MB $<\pm 10^\circ$ e MAGE $<30^\circ$) e que são representados pela linha verde. Infere-se que os únicos meses que ambas as estações alcançaram os valores de *benchmarks* foram fevereiro e dezembro; em contrapartida nos

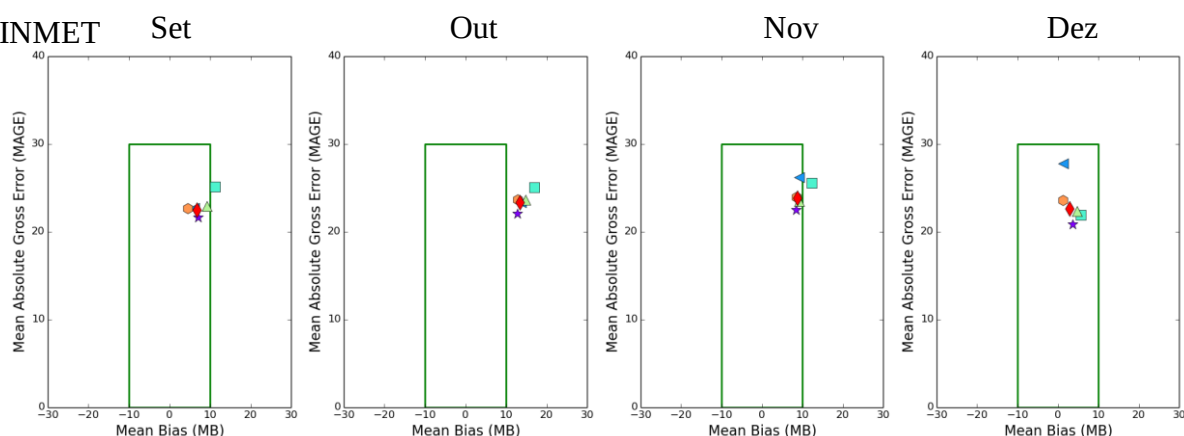
meses de maio e outubro nenhuma das parametrizações tiveram êxito. MYJ é a única parametrização que atinge os limites estatísticos em junho. Em julho e novembro, os resultados foram semelhantes para ambas as estações. Os esquemas BOU, MYNN2 e YSU apresentaram resultados semelhantes, mesmo quando estavam fora da caixa verde.



Aeroporto



INMET



Aeroporto

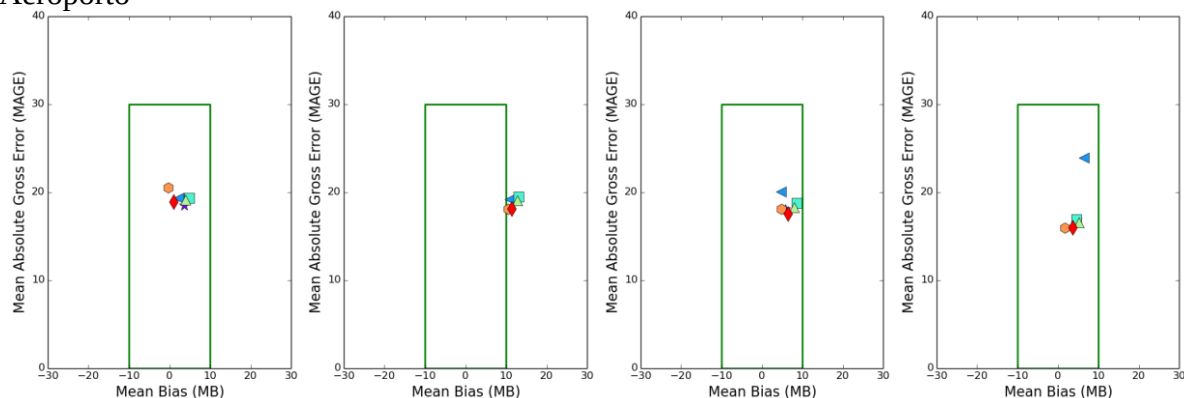
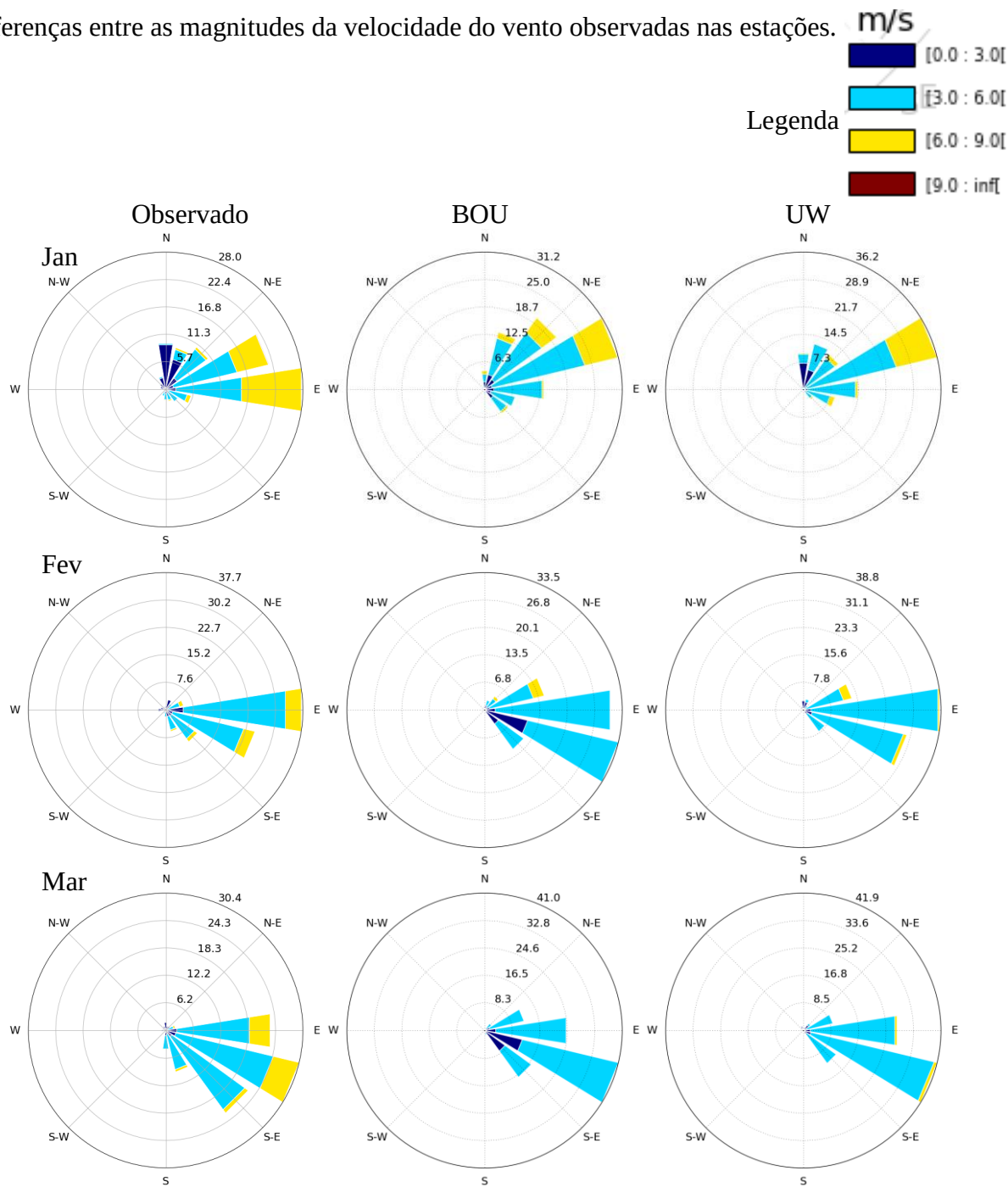
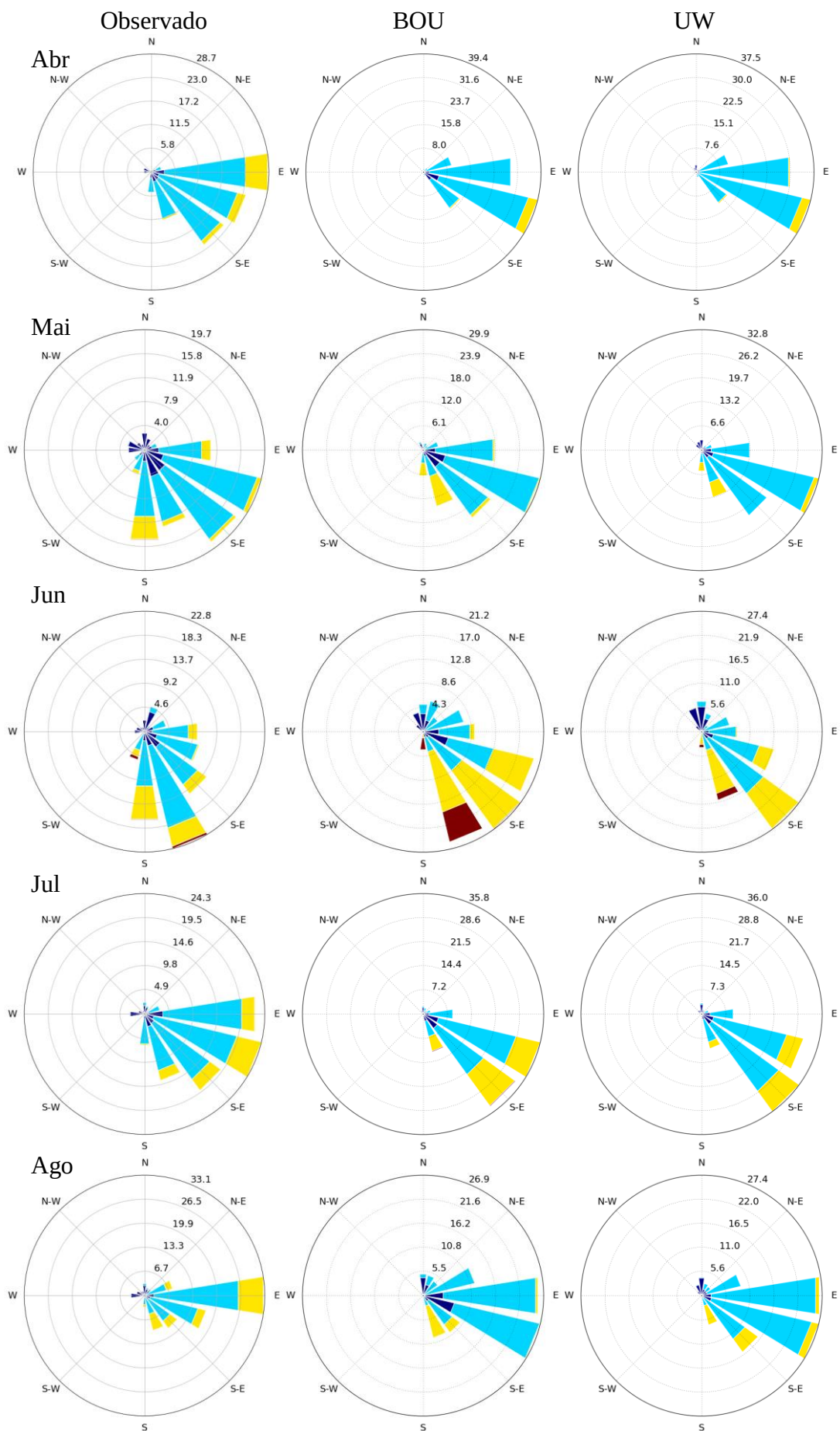


Figura 19: Gráficos *soccer plot* para WD10 comparando o desempenho das parametrizações de CLP para a estação INMET e Aeroporto.

Diversos autores relatam que a avaliação exclusivamente estatística da WD10 não é suficiente para avaliar a confiabilidade dos dados modelados. Segundo com Jiménez & Dudhia (2013), uma avaliação estatística das direções do vento é complicada pelo fato de que os erros de direção do vento geralmente se tornam grandes a baixas velocidades do vento. Por esse motivo, também decidiu-se produzir as rosas dos ventos referente a cada simulação. Uma vez que as simulações do WRF referentes ao parâmetro velocidade do vento (WS10) foram melhores para estação Aeroporto, seus resultados foram selecionados para a geração das rosas

dos ventos. Além disso, em virtude das semelhanças apresentadas entre elas, decidiu-se apresentar apenas as que se destacaram estatisticamente nas Tabelas 9 e 10 (esquemas BOU e UW, para as estações INMET e Aeroporto, respectivamente) a fim de observar se o modelo WRF conseguiu captar de forma satisfatória a predominância da WD10. Através da Figura 20, observa-se que há uma predominância dos ventos provenientes da direção leste, variando entre os setores nordeste, sudeste, e sul. Os resultados das simulações parecem ser condizentes com as observações e com as normais climatológicas da região, embora haja diferenças entre as magnitudes da velocidade do vento observadas nas estações.





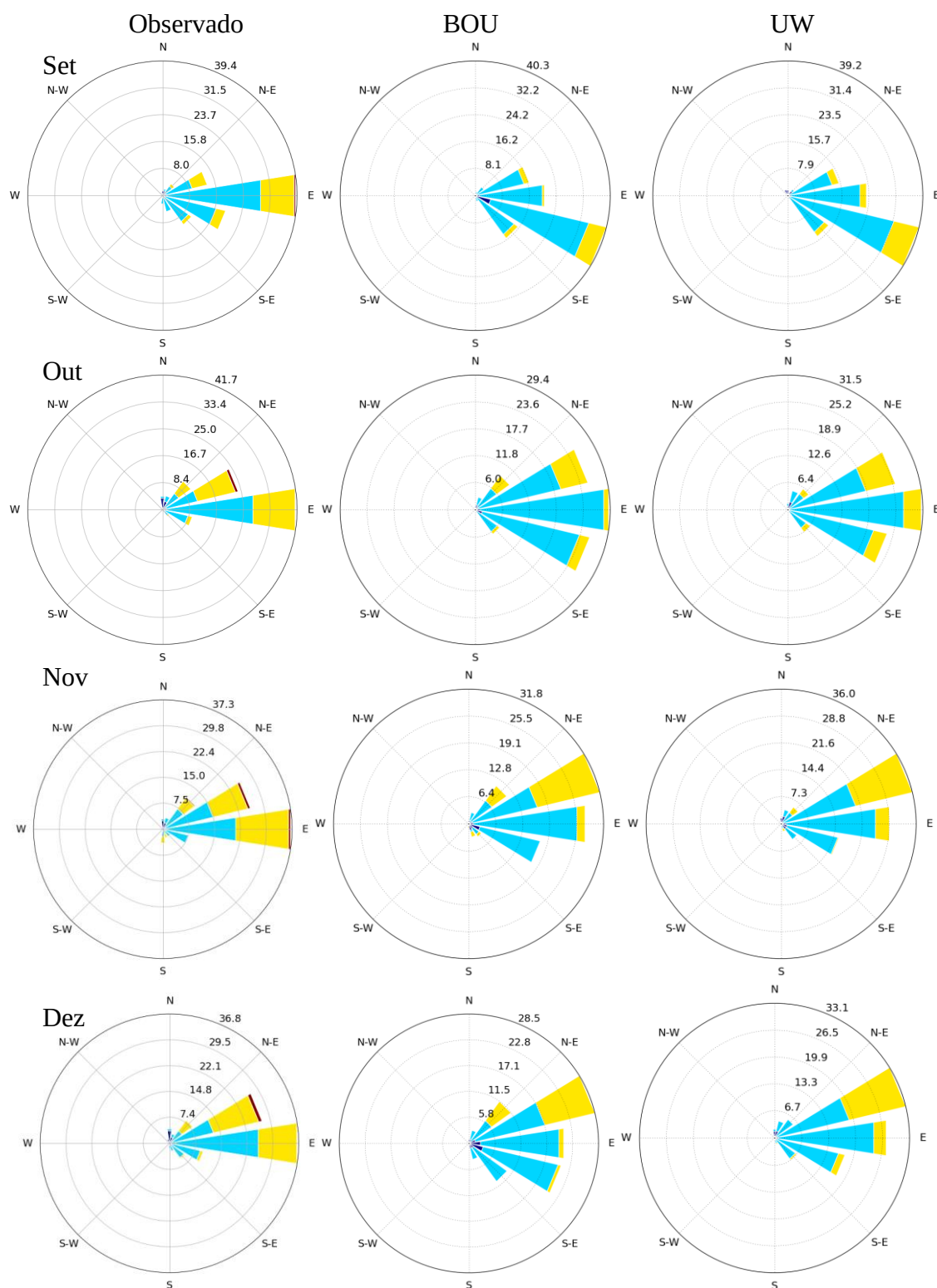


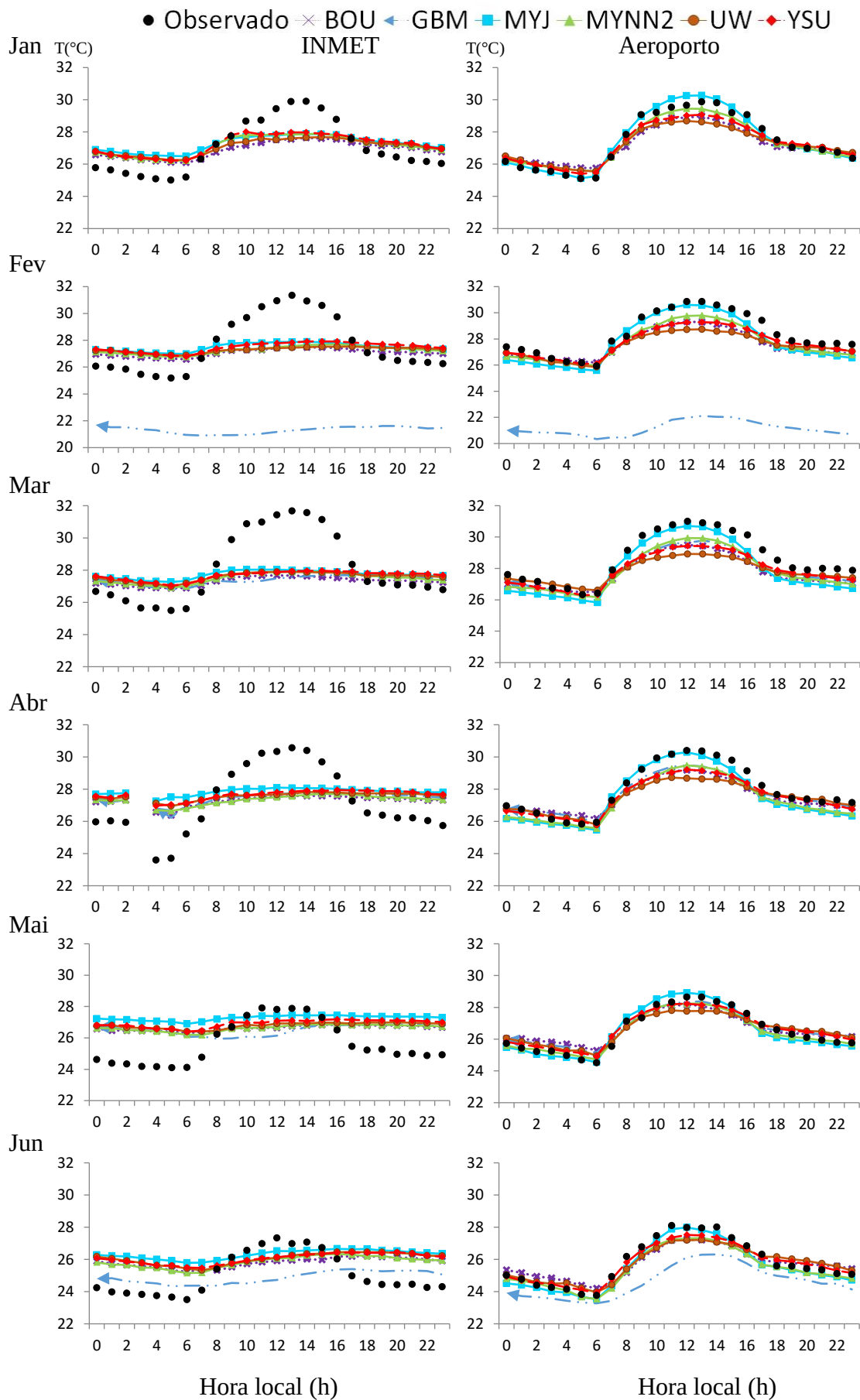
Figura 20: Comparação das rosas dos ventos obtidas através das observações na estação Aeroporto e dos esquemas BOU e UW, respectivamente da esquerda para a direita, para todos os meses do ano.

5.4 TEMPERATURA (T2)

A Figura 21 ilustra o comportamento médio horário da temperatura do ar a 2 metros da superfície (T2) e compara os valores observados com os resultados do modelo WRF durante cada mês do ano. Dela infere-se que ambas as estações apresentam ciclos diários da T2 semelhantes, diferentemente do que foi observado para a variável velocidade do vento. Observa-se que, ao longo de um dia, a menor temperatura ocorre entre 5h-6h da manhã, e que após o nascer do Sol há o aumento gradativo da temperatura a qual atinge seu máximo entre 12h-13h da tarde (hora local). Ambas as estações caracterizam satisfatoriamente a evolução do ciclo diário de temperatura, sendo que a estação INMET apresenta uma maior variabilidade e amplitude diária dos valores de T2.

Ao comparar os valores observados (linha pontilhada) com os valores simulados pelo modelo WRF, nitidamente observa-se que o modelo WRF não simula adequadamente os valores de temperatura observados na estação INMET, não havendo praticamente oscilação dos valores de T2. Isto ocorre, pois, a estação INMET está localizada bem próximo ao oceano e o modelo WRF ao fazer a discretização do uso e ocupação do solo, considera superfícies aquáticas (*water bodies*) como a categoria dominante da grade onde está situada as coordenadas geográficas da estação INMET. Devido à grande capacidade térmica das águas oceânicas, variações na temperatura do ar são menores sobre suas superfícies do que sobre superfícies terrestres. Assim, para todos os meses da estação INMET, as simulações do WRF superestimam os valores de T2 nas horas iniciais do dia e durante a noite; e subestimam durante ao longo do dia.

Os valores simulados para a estação Aeroporto apresentam uma melhor concordância com os registros observados da estação. No geral, o modelo WRF capturou bem a variação de T2, sendo que algumas parametrizações representaram melhor o ciclo diário da T2 do que outras. Observa-se que a parametrização MYJ mostra uma boa concordância com as observações ao longo do dia nos meses de Jan-Fev-Mar-Abr-Mai-Jun-Jul-Ago; enquanto que durante o período seco (SOND), MYNN2 acompanha melhor a evolução de T2 do que MYJ. Nas horas iniciais do dia e no período noturno, os resultados entre as diferentes parametrizações foram bem similares, com destaque também para YSU em alguns meses do ano.



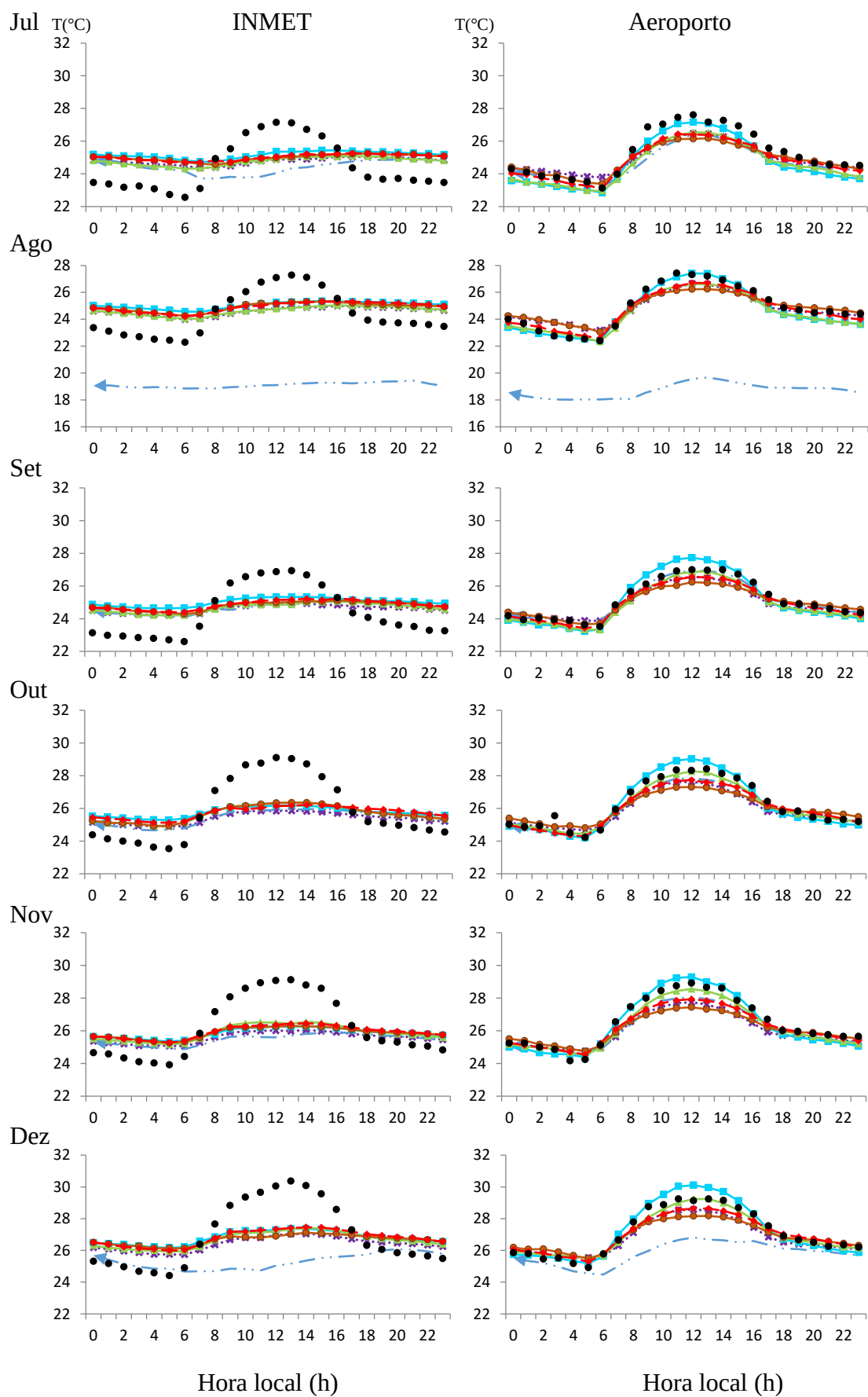


Figura 21: Variação média horária da T₂ para as estações INMET (esquerda) e Aeroporto (direita) simuladas e observadas (linhas pontilhadas) para todos os meses do ano.

Tabela 11 e 12 apresentam as métricas estatísticas de T2 para a estação INMET e Aeroporto, respectivamente, comparando os valores simulados com os observados. A estação INMET apresentou viés positivo durante o período chuvoso (AMJJ) e também nos meses de Ago-Set, com exceção do esquema GBM. Já a estação Aeroporto, apresentou viés negativo ao longo do ano, com exceção das simulações para o mês de Maio e de MYJ em Jan-Dez. Ressalta-se que os desvios, para ambas as estações, têm ordem de grandeza zero. Emery *et al.* (2001) sugeriram as seguintes faixas de valores $MAGE < 2$ K, $MB < \pm 0,5$ K e $IOA \geq 0,8$. Observa-se que GBM, nos meses de fevereiro e agosto, foi a única parametrização que apresentou valores de MAGE acima de 2 K. Ao analisar-se o IOA, os resultados referentes à estação INMET apresentaram índices de concordância menor que 0,8, ao contrário da estação Aeroporto que obteve $IOA \geq 0,8$ (ou valores próximos a este) para todas as parametrizações em todos os meses do ano. Os valores de coeficiente de correlação (r) foram bem variados, sendo que a estação INMET apresentou valores entre $r = 0,02 \sim 0,71$ e a estação Aeroporto $r = 0,66 \sim 0,86$.

Tabela 11: Métricas estatísticas comparando valores simulados e observados da T2 para a estação INMET.

Mês	Estatística	BOU	GBM	MYJ	MYNN2	UW	YSU
Jan	MB	-0,14	-	0,20	0,09	0,01	0,17
	RMSE	1,74	-	1,76	1,68	1,77	1,67
	MAGE	1,31	-	1,38	1,28	1,37	1,29
	r	0,62	-	0,65	0,64	0,58	0,65
	IOA	0,60	-	0,57	0,66	0,59	0,67
Fev	MB	-0,58	-6,35	-0,18	-0,40	-0,38	-0,19
	RMSE	2,21	7,66	2,12	2,20	2,26	2,13
	MAGE	1,70	6,61	1,73	1,74	1,81	1,75
	r	0,58	-0,11	0,68	0,49	0,40	0,56
	IOA	0,42	0,29	0,38	0,40	0,33	0,40
Mar	MB	-1,01	-0,95	-0,61	-0,81	-0,73	-0,66
	RMSE	2,38	2,48	2,24	2,28	2,29	2,30
	MAGE	1,75	1,86	1,77	1,71	1,78	1,81
	r	0,55	0,19	0,61	0,54	0,48	0,39
	IOA	0,47	0,43	0,40	0,46	0,43	0,41
Abr	MB	-0,45	-0,29	0,06	-0,43	-0,21	-0,11
	RMSE	2,07	2,05	2,01	2,08	2,07	2,05
	MAGE	1,72	1,74	1,76	1,73	1,78	1,78
	r	0,27	0,25	0,33	0,23	0,20	0,22

	IOA	0,36	0,33	0,30	0,37	0,30	0,32
Mai	MB	0,92	0,79	1,56	0,93	1,08	1,21
	RMSE	2,08	2,28	2,41	2,10	2,15	2,19
	MAGE	1,83	1,99	2,16	1,85	1,92	1,95
	r	0,12	-0,15	0,16	0,10	0,13	0,22
	IOA	0,41	0,32	0,45	0,40	0,42	0,45
Jun	MB	0,75	-0,19	1,25	0,80	0,98	0,99
	RMSE	2,00	2,81	2,17	1,92	2,05	2,05
	MAGE	1,73	2,36	1,90	1,66	1,79	1,81
	r	0,11	-0,24	0,22	0,28	0,20	0,22
	IOA	0,41	0,27	0,47	0,48	0,46	0,47
Jul	MB	0,30	-0,05	0,68	0,29	0,51	0,53
	RMSE	1,91	2,50	1,96	1,87	1,99	1,95
	MAGE	1,62	1,97	1,72	1,56	1,72	1,69
	r	0,07	-0,15	0,13	0,14	0,02	0,07
	IOA	0,34	0,31	0,41	0,38	0,36	0,37
Ago	MB	0,22	-5,29	0,65	0,25	0,51	0,52
	RMSE	1,85	6,46	1,97	1,88	1,87	1,87
	MAGE	1,56	5,69	1,71	1,57	1,60	1,63
	r	0,38	-0,11	0,38	0,33	0,46	0,43
	IOA	0,42	0,29	0,44	0,41	0,49	0,50
Set	MB	0,13	0,18	0,54	0,19	0,32	0,38
	RMSE	1,74	1,74	1,81	1,78	1,79	1,78
	MAGE	1,46	1,46	1,58	1,48	1,54	1,54
	r	0,33	0,30	0,38	0,26	0,27	0,30
	IOA	0,36	0,44	0,44	0,40	0,40	0,42
Out	MB	-0,53	-0,51	-0,18	-0,26	-0,19	-0,19
	RMSE	1,95	1,92	1,90	1,77	1,93	1,89
	MAGE	1,49	1,46	1,55	1,39	1,57	1,54
	r	0,31	0,33	0,36	0,42	0,29	0,34
	IOA	0,47	0,51	0,40	0,56	0,41	0,44
Nov	MB	-0,63	-0,76	-0,37	-0,35	-0,36	-0,30
	RMSE	2,00	2,46	1,95	1,83	1,95	1,90
	MAGE	1,45	1,64	1,49	1,36	1,47	1,44
	r	0,51	0,11	0,51	0,59	0,48	0,54
	IOA	0,52	0,45	0,47	0,57	0,49	0,51
Dez	MB	-0,53	-1,65	-0,16	-0,29	-0,28	-0,15
	RMSE	1,97	3,24	1,90	1,87	2,02	1,87
	MAGE	1,50	2,22	1,54	1,47	1,63	1,52
	r	0,62	-0,04	0,71	0,68	0,54	0,67
	IOA	0,53	0,40	0,49	0,56	0,44	0,54

Tabela 12: Métricas estatísticas comparando valores simulados e observados da T2 para a estação Aeroporto.

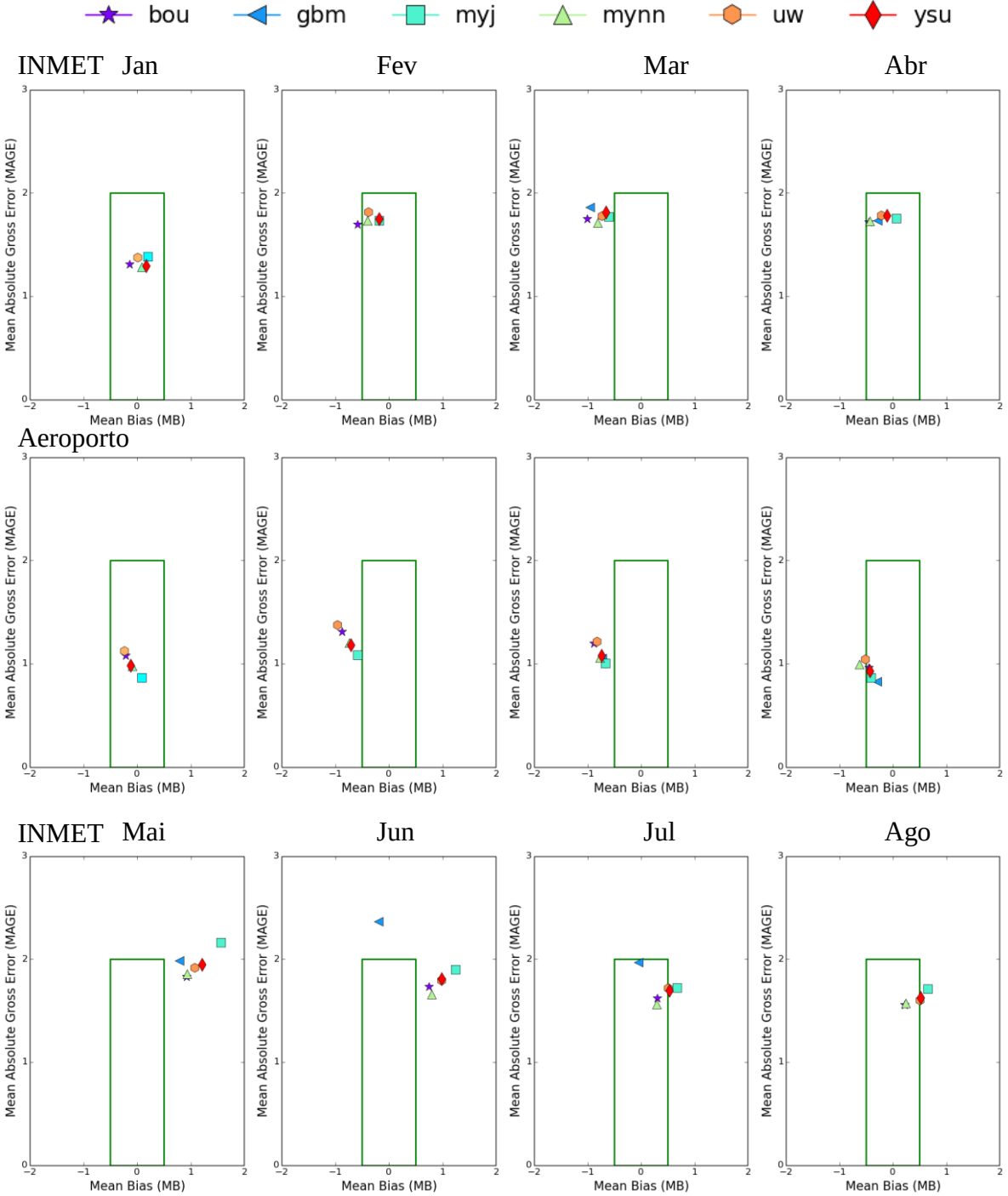
Mês	Estatística	BOU	GBM	MYJ	MYNN2	UW	YSU
Jan	MB	-0,22	-	0,09	-0,08	-0,23	-0,12
	RMSE	1,35	-	1,19	1,28	1,39	1,25
	MAGE	1,08	-	0,87	0,98	1,12	0,99
	r	0,77	-	0,82	0,78	0,76	0,79
	IOA	0,83	-	0,91	0,87	0,82	0,87
Fev	MB	-0,87	-7,28	-0,59	-0,74	-0,96	-0,71
	RMSE	1,53	8,44	1,32	1,41	1,63	1,43
	MAGE	1,31	7,31	1,08	1,20	1,37	1,18
	r	0,78	0,04	0,79	0,79	0,77	0,79
	IOA	0,76	0,26	0,87	0,82	0,71	0,78
Mar	MB	-0,88	-0,73	-0,67	-0,77	-0,82	-0,74
	RMSE	1,37	1,25	1,20	1,23	1,48	1,30
	MAGE	1,20	1,05	1,01	1,06	1,21	1,08
	r	0,83	0,83	0,84	0,85	0,78	0,82
	IOA	0,78	0,83	0,88	0,84	0,70	0,80
Abr	MB	-0,45	-0,29	-0,41	-0,63	-0,51	-0,43
	RMSE	1,18	1,08	1,07	1,16	1,30	1,15
	MAGE	0,96	0,83	0,86	0,99	1,04	0,93
	r	0,81	0,82	0,84	0,83	0,75	0,81
	IOA	0,83	0,86	0,90	0,86	0,78	0,85
Mai	MB	0,10	0,15	-0,03	-0,12	0,03	0,11
	RMSE	1,37	1,39	1,38	1,34	1,36	1,35
	MAGE	1,09	1,08	1,10	1,11	1,07	1,07
	r	0,67	0,66	0,68	0,68	0,68	0,68
	IOA	0,75	0,77	0,82	0,79	0,76	0,78
Jun	MB	-0,10	-1,23	-0,29	-0,38	-0,11	-0,08
	RMSE	1,25	2,74	1,22	1,23	1,24	1,13
	MAGE	0,96	1,95	0,94	0,99	0,96	0,88
	r	0,73	0,26	0,75	0,75	0,72	0,77
	IOA	0,82	0,53	0,87	0,85	0,84	0,87
Jul	MB	-0,34	-0,63	-0,56	-0,68	-0,42	-0,46
	RMSE	1,26	1,55	1,24	1,27	1,24	1,22
	MAGE	0,99	1,14	1,02	1,08	1,01	1,01
	r	0,76	0,66	0,79	0,80	0,77	0,78
	IOA	0,80	0,78	0,86	0,84	0,82	0,84
Ago	MB	-0,08	-6,18	-0,25	-0,40	-0,03	-0,16
	RMSE	1,22	7,17	1,22	1,29	1,35	1,18

	MAGE	0,99	6,29	0,98	1,07	1,06	0,93
	r	0,83	0,10	0,81	0,80	0,76	0,82
	IOA	0,85	0,31	0,89	0,86	0,81	0,88
Set	MB	-0,20	-0,05	-0,04	-0,29	-0,21	-0,22
	RMSE	1,00	0,99	1,09	1,00	1,06	0,95
	MAGE	0,80	0,78	0,85	0,81	0,84	0,77
	r	0,76	0,75	0,75	0,77	0,72	0,78
	IOA	0,83	0,86	0,87	0,87	0,80	0,86
Out	MB	-0,34	-0,29	-0,01	-0,15	-0,24	-0,26
	RMSE	1,49	1,47	1,40	1,38	1,53	1,45
	MAGE	0,86	0,82	0,71	0,71	0,89	0,79
	r	0,67	0,66	0,71	0,70	0,64	0,67
	IOA	0,73	0,77	0,83	0,80	0,69	0,77
Nov	MB	-0,49	-0,40	-0,07	-0,23	-0,41	-0,30
	RMSE	1,19	1,40	1,02	1,05	1,26	1,09
	MAGE	0,91	0,94	0,74	0,77	0,94	0,82
	r	0,79	0,66	0,82	0,80	0,74	0,80
	IOA	0,82	0,80	0,91	0,89	0,78	0,86
Dez	MB	-0,29	-1,29	0,15	-0,05	-0,21	-0,11
	RMSE	0,97	2,29	0,90	0,86	1,00	0,90
	MAGE	0,76	1,59	0,67	0,65	0,79	0,70
	r	0,83	0,33	0,86	0,85	0,83	0,84
	IOA	0,87	0,56	0,93	0,91	0,84	0,89

É possível observar que para o parâmetro T2, não houve uma parametrização que se evidenciou isoladamente para ambas as estações. No entanto, entende-se que BOU (Ago-Set), MYJ (Fev-Mar-Abr) e MYNN2 (Jun-Jul-Out-Nov-Dez) são as parametrizações que se destacaram ao longo dos meses para a estação INMET. Quanto à estação Aeroporto, os melhores índices estatísticos são de MYJ na maior parte do ano (Jan-Fev-Mar-Abr-Mai-Out-Nov), com exceção de junho e dezembro em que os esquemas YSU e MYNN2 também se destacam, respectivamente.

Figura 22 apresenta os gráficos *soccer plots* para ambas as estações com os limites estatísticos sugeridos por Emery *et al.* (2001) ($MB < \pm 0,5$ K e $MAGE < 2$ K) e que são representados pela linha verde. Os resultados para a estação Aeroporto apresentam desempenho satisfatório para todas as parametrizações, salvo algumas exceções como os meses de fevereiro e março. Apesar do modelo WRF não ter apresentado bons resultados para

o ciclo diário de T2 para a estação INMET, algumas simulações atingiram os valores de *benchmarks*.



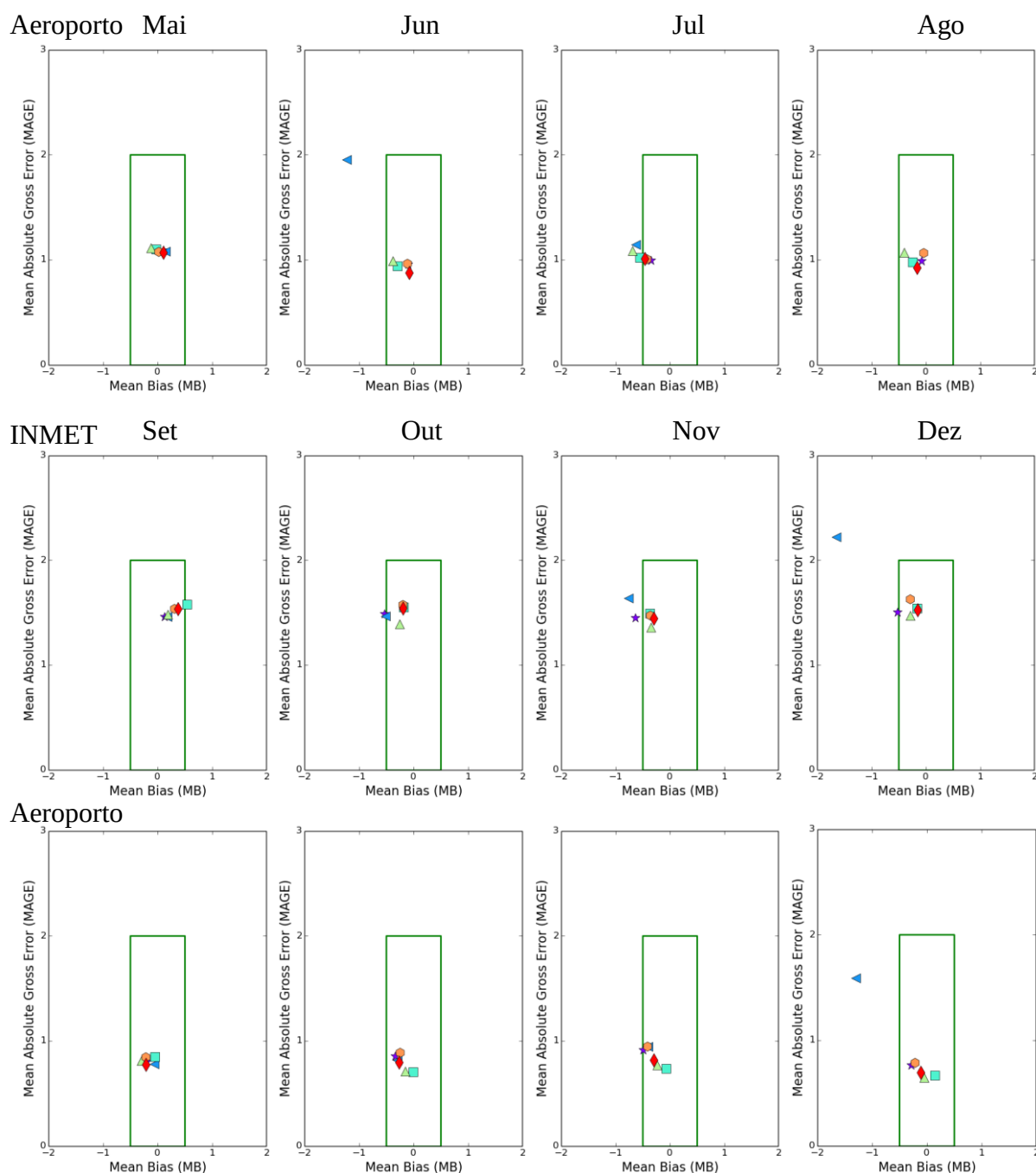


Figura 22: Gráficos *soccer plot* para T2 comparando o desempenho das parametrizações de CLP para a estação INMET e Aeroporto.

Os resultados apresentados, até o presente momento, compararam dados observados provenientes das estações meteorológicas de superfícies encontradas na RMS com dados de simulações que foram produzidos pelo modelo WRF, que diferiram entre si quanto aos esquemas de parametrização de CLP.

Foi possível observar que a estação Aeroporto apresentou melhor concordância entre dados simulados e observados e, conseqüentemente, melhores métricas estatísticas,

principalmente, para as variáveis meteorológicas WS10 e T2, uma vez que para o parâmetro WD10, observou-se que os registros não diferenciam significativamente entre as estações.

No que diz respeito ao desempenho dos seis esquemas de CLP, pôde-se constatar que MYJ é a parametrização que apresenta as melhores métricas estatísticas em relação aos parâmetros WS10 (para ambas as estações) e T2 (principalmente em relação à estação Aeroporto), o que significa dizer que MYJ é a parametrização de CLP que representaria esses parâmetros na RMS. Em relação a variável WD10, os esquemas BOU e UW também se destacaram, conjuntamente com MYJ, podendo, assim, também serem apontados como uma boa opção de parametrização de CLP para a região. Todavia, cabe ressaltar que a depender da aplicação a ser dada ou do estudo a ser realizado com a modelagem numérica da atmosfera, é imprescindível melhorar a representação da base de dados meteorológicos de superfície para região, considerando que o presente trabalho foi realizado com os únicos dados disponibilizados. Para melhor quantificar o desempenho do modelo WRF, é necessário empregar um maior conjunto de dados de superfície e do ar superior.

Apesar deste trabalho não ter realizado campanha de medição para aferir a altura da camada limite planetária (da sigla inglês, PBLH), decidiu-se fazer uma análise das alturas simuladas pelo WRF visto que a PBLH é um parâmetro importante nos estudos de dispersão de poluentes atmosféricos uma vez que influencia as concentrações desses constituintes ao nível superficial.

5.5 ANÁLISE DAS SIMULAÇÕES DO WRF PARA ALTURA DA CLP (PBLH) E PERFIL VERTICAL DE ALGUNS PARÂMETROS METEOROLÓGICOS

Menezes (2006) apresentou um experimento com ecosonda de 2003, realizado na região da baía de Todos os Santos, e observou que a PBLH alcança seus maiores valores nos meses de Dez-Jan-Fev; enquanto que os menores valores ocorrem em Jun-Jul, se elevando nos demais meses (Figura 23). A média anual da PBLH foi de 1349 m. Além disso, de acordo os resultados apresentados por Menezes (2006), o crescimento da CLP inicia-se às 4h da manhã, elevando-se gradativamente nas horas subsequentes e atinge sua altura máxima às 14h (Figura 24). De forma geral, observa-se que a PBLH tem suas máximas alturas (1971 m ~ 2201 m) durante o dia, entre os horários de 12h e 17h, e mínimas alturas durante a noite e a madrugada. Assim, por meio das informações apresentadas nas Figuras 23 e 24 (que foram retiradas do trabalho de Menezes (2006)), foi possível fazer uma análise qualitativa das PBLH modeladas pelo WRF para cada mês do ano.

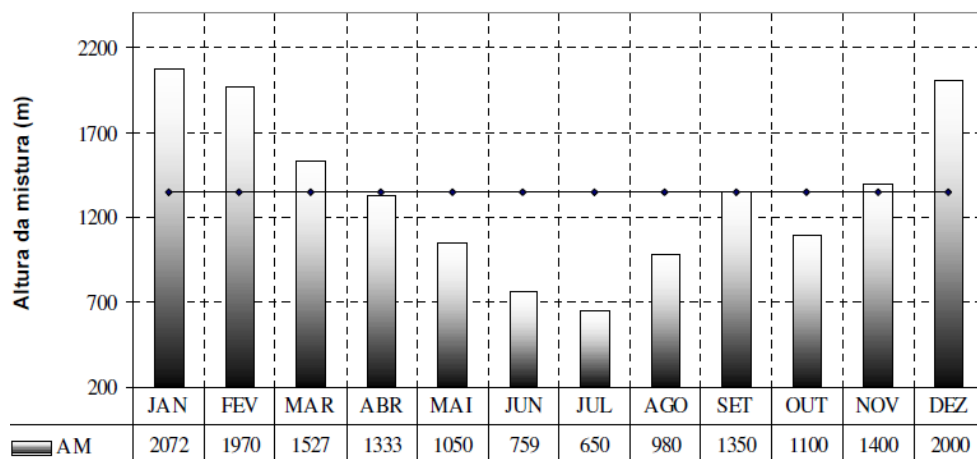


Figura 23: PBLH média mensal para a região da baía de Todos os Santos em 2003.
Fonte: Menezes (2006).

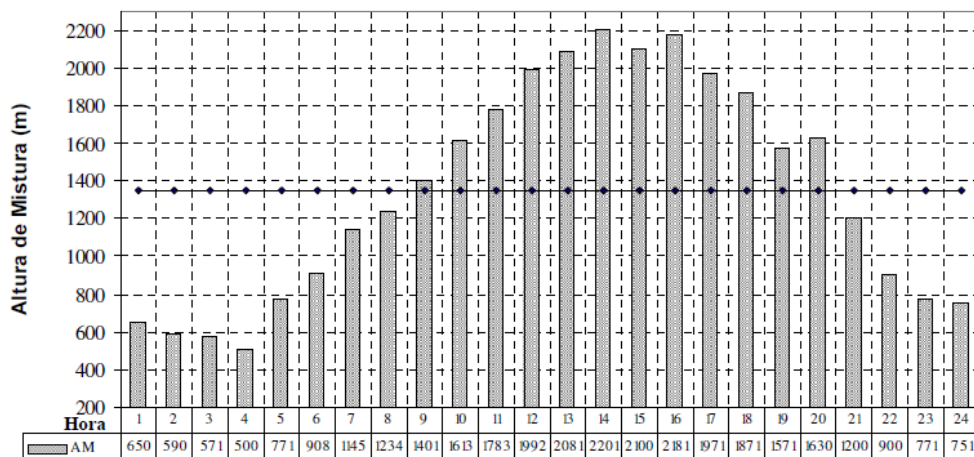


Figura 24: PBLH média horária para a região da baía de Todos os Santos em 2003.
Fonte: Menezes (2006).

Figura 25 apresenta a PBLH média horária para cada mês do ano comparando os resultados gerados pelo WRF para as distintas parametrizações de CLP.

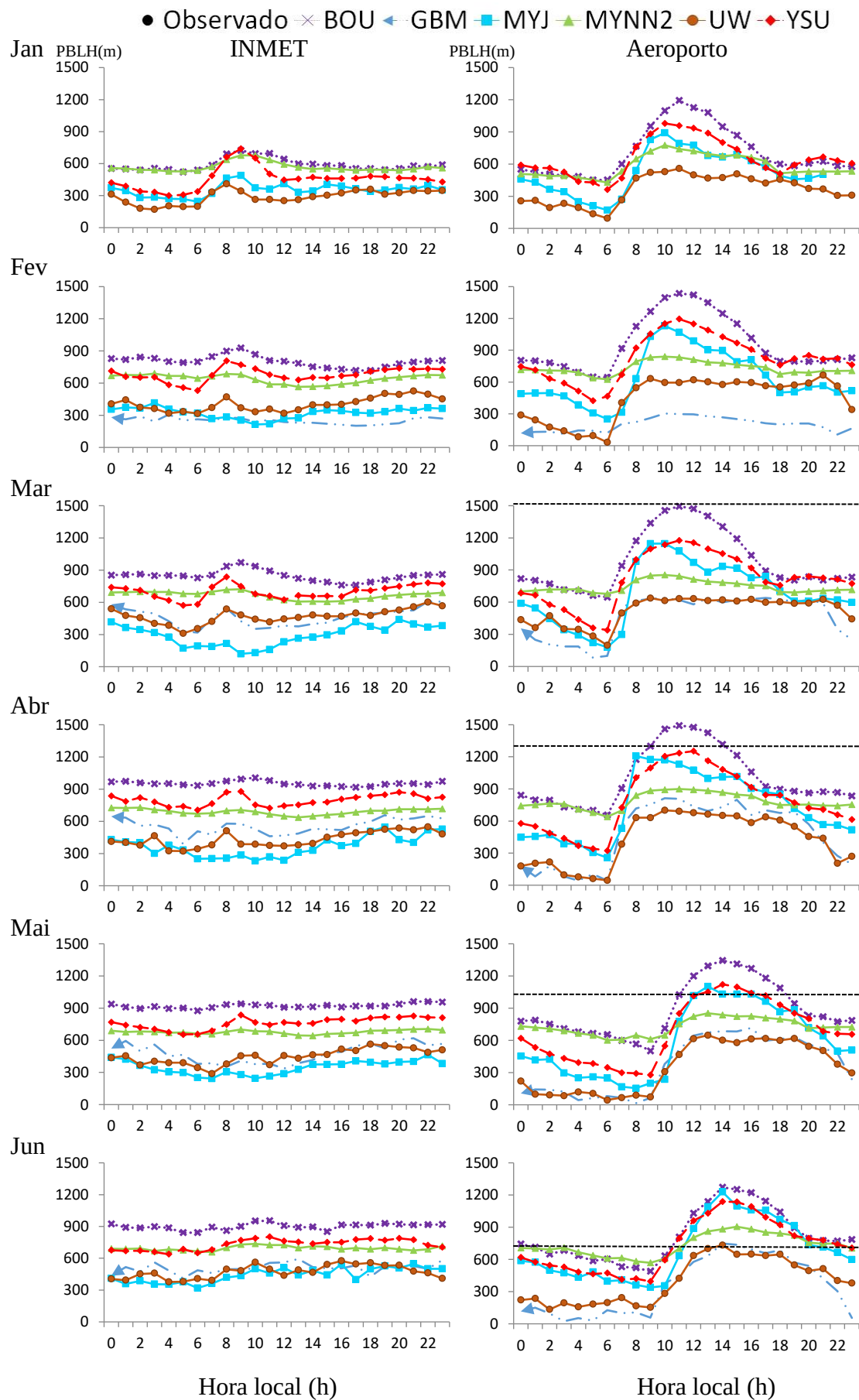
Dado que a coordenada geográfica referente a estação INMET está localizada dentro de uma grade que contém majoritariamente superfície aquática, os resultados mostram a PBLH com pouca variação durante o ciclo diário. Entretanto, observa-se que a parametrização BOU apresenta os maiores valores de PBLH em todos os meses do ano, seguido por YSU, MYNN2, UW e MYJ que apresenta os menores valores de PBLH nos meses de Fev-Mar-Abr-Mai-Jun-Jul-Ago. Durante o período seco (SOND) e janeiro, MYNN2 apresenta maiores valores de PBLH do que YSU e, UW passa a ser o esquema que produz os menores valores de PBLH quando comparado com as demais parametrizações. Comportamento similar é visto

para os resultados referentes à estação Aeroporto, entretanto, para esta estação é possível notar a variação do ciclo diário da PBLH.

Inferese das simulações que o crescimento da CLP ocorre às 6h para a maior parte do ano, com exceção dos meses representados pelo período chuvoso (MJJ) e setembro na qual o crescimento acontece a partir das 9h; indicando que possivelmente o modelo tem um atraso em detectar o início do desenvolvimento da CLP, entre 2h e 5h. Entretanto, vale ressaltar que tal tendência não foi notada para as variáveis meteorológicas apresentadas anteriormente. Quanto ao decaimento da PBLH no período noturno, os resultados modelados apresentam mais similaridade com os apresentados por Menezes (2006), indicado entre 18h e 20h.

Considerando os meses que apresentaram as maiores médias de PBLH (Dez-Jan-Fev), as simulações do WRF exibem PBLH abaixo de 1600 metros, ou seja, todas as simulações para esses meses estariam subestimando os valores da PBLH. Para os demais meses, são apresentadas as médias mensais da PBLH observadas em Menezes (2006) (linha tracejada). Como BOU apresenta os maiores valores de PBLH, esta parametrização estaria em maior conformidade com os dados da literatura durante o período da tarde. Entretanto, ao analisar os valores nas primeiras horas da manhã, as demais parametrizações também se destacariam, juntamente com BOU.

Outra análise também feita com as simulações do WRF foi do comportamento do perfil vertical de umidade relativa, temperatura potencial e velocidade e direção do vento. Dado que não existe registros do ar superior para a maioria dos meses do ano de 2016, não foi possível fazer uma análise quantitativa confrontando dados observados com os modelados para cada mês do ano. De qualquer maneira, por meio dos poucos dados existentes para a região, foram utilizados dados de radiossondas provenientes da estação INMET, cujo número sinótico é 83229, que faz apenas um lançamento diário às 12 UTC (9h hora local). A escolha do dia foi feita de forma aleatória, atentando apenas para o fato de não ocorrência de precipitação uma vez que nessas situações a CLP não possui uma estrutura bem definida. Assim, Figura 26 apresenta os perfis verticais de umidade relativa, temperatura potencial, velocidade e direção do vento às 12 UTC do dia 03 de janeiro de 2016, simulados pelo modelo WRF e observados na estação INMET.



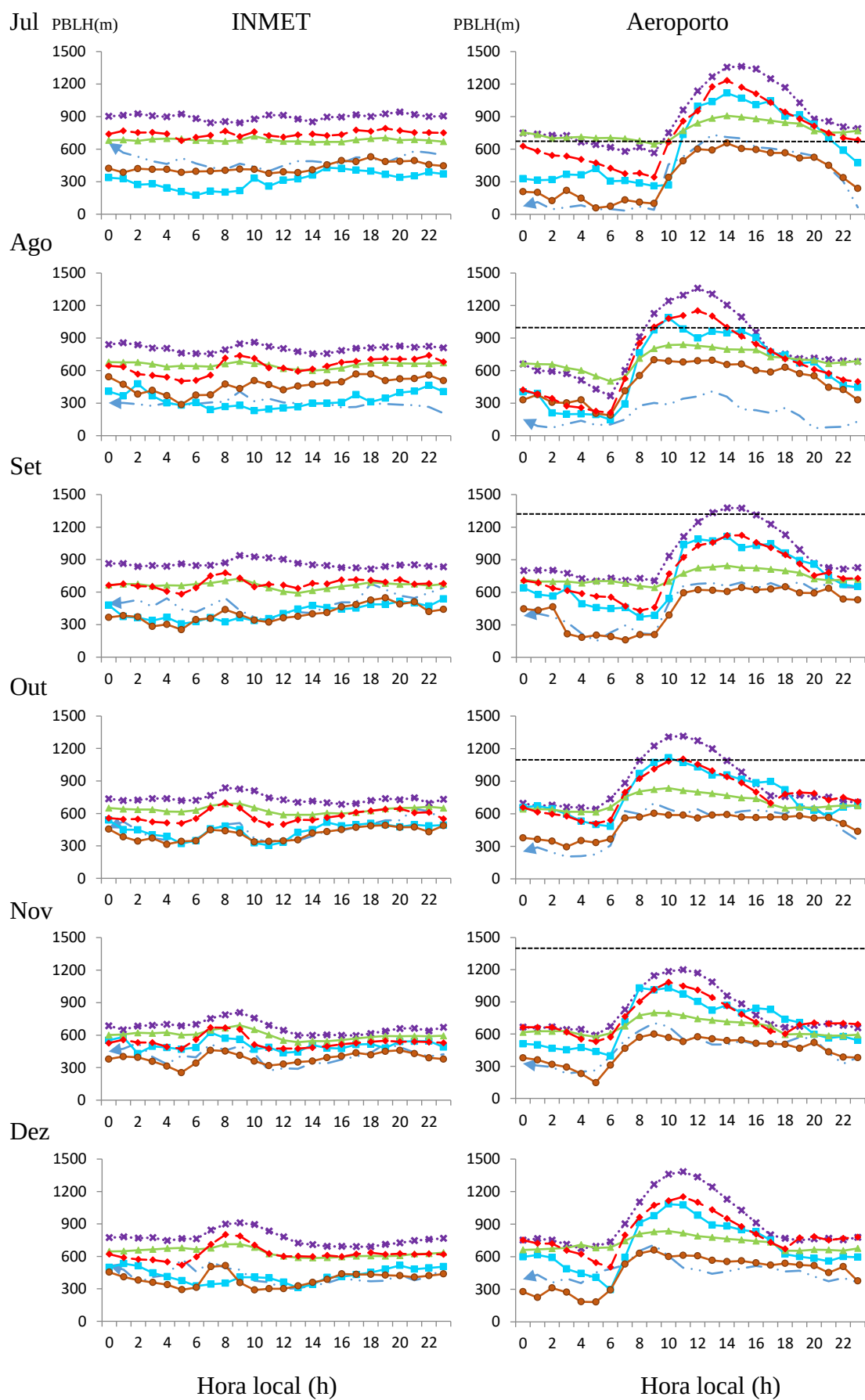


Figura 25: Variação média horária da altura da CLP (PBLH) para as estações INMET (esquerda) e Aeroporto (direita) simuladas para todos os meses do ano.

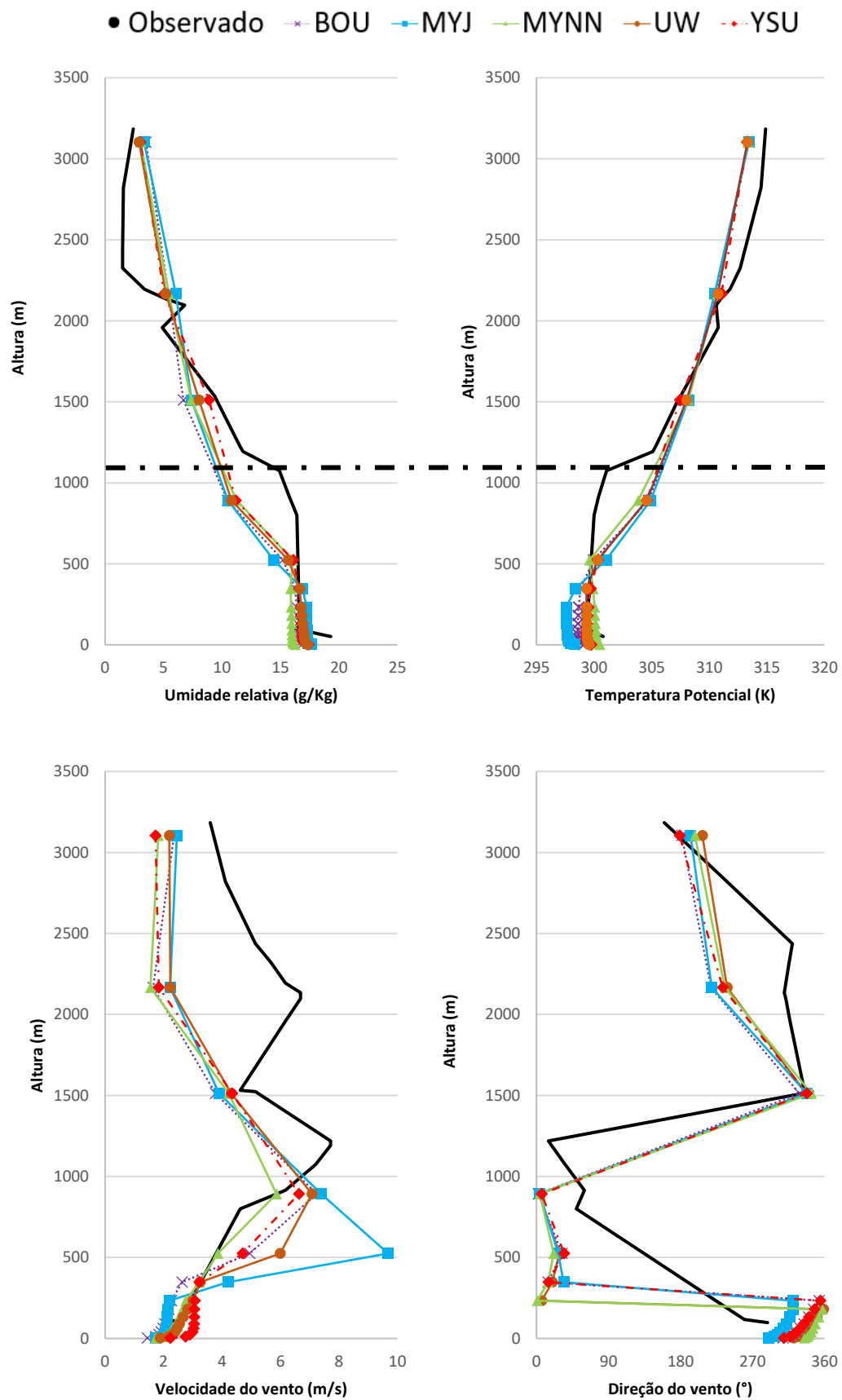


Figura 26: Perfil vertical de umidade relativa, temperatura potencial, velocidade e direção do vento às 12 UTC dos dias 03 de janeiro de 2016.

Através da análise dos perfis de umidade relativa e de temperatura potencial, é possível observar que a altura da CLP foi cerca de 1100 m (representada pela linha tracejada na Figura 26). Os valores simulados pelo WRF da PBLH foram: 510 m (BOU), 612 m (MYJ), 632 m (MYNN2), 259 m (UW), e 428 m (YSU). Desta forma, todas as simulações subestimaram o valor da PBLH, sendo que MYJ e MYNN2 foram as parametrizações que obtiveram resultados que mais se aproximaram do valor observado, mesmo assim as diferenças foram significativas.

Apesar dos baixos valores de PBLH produzidos pelas diferentes parametrizações de CLP, o modelo WRF conseguiu capturar bem as oscilações dos perfis verticais, e no geral, os distintos esquemas apresentam resultados semelhantes. A umidade relativa apresenta-se uniformemente distribuída na porção inferior da CLP, variando entre 16 e 18 g/Kg, sendo que os esquemas UW e YSU apresentam as melhores combinações com os dados de radiossondagem. Da mesma forma ocorre no perfil vertical da temperatura potencial, em que as simulações apresentaram valores entre 298 e 301 K na porção inferior da CLP, e os esquemas que exibiram melhores concordâncias foram, novamente, UW e YSU. Para o parâmetro velocidade do vento, o esquema que se destacou foi o MYNN2 até a uma altura aproximadamente de 1000 m. Para a direção do vento as simulações apresentaram comportamento similar, e, portanto, nenhuma se destacou. Observa-se que, no geral, o modelo WRF conseguiu capturar satisfatoriamente as variações verticais observadas pelas radiossondagem, principalmente na porção inferior da CLP (cerca de 500 m), com exceção do parâmetro direção do vento.

6 CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

O presente trabalho buscou encontrar o melhor conjunto de parametrizações físicas que representasse a circulação atmosférica da Região Metropolitana de Salvador. Apesar de diversos trabalhos já terem sido realizados sobre o tema, é consensual que a melhor configuração do modelo irá depender da área em estudo e do período do ano analisado. Até o presente momento não havia nenhum estudo que envolvia simulações com o modelo WRF na RMS, por isso, o trabalho espera contribuir cientificamente com pesquisas relacionadas à circulação atmosférica da região bem como no entendimento dos processos atmosféricos representados pelos modelos numéricos que ocorrem em regiões tropicais e costeiras.

O trabalho avaliou seis esquemas de CLP (BOU, GBM, MYJ, MYNN2, UW e YSU) disponíveis no modelo WRF através da comparação estatística – usando os indicadores MB, RMSE, MAGE, r e IOA – entre dados observados em duas estações meteorológicas de superfície e simulados das variáveis atmosféricas WS10, WD10 e T2. Assim, foi possível avaliar o desempenho do modelo WRF quanto à modelagem numérica das variáveis atmosféricas para diferentes épocas do ano, explorando o comportamento da circulação atmosférica e das sazonalidades inerentes à região. Pôde-se concluir que a parametrização MYJ apresentou as melhores métricas estatísticas para o parâmetro WS10 em ambas as estações; enquanto que BOU e UW se destacaram para a variável WD10. Já em relação a T2, MYNN2 e, novamente, MYJ, apresentaram os melhores resultados. No geral, os resultados indicam que não houve diferenças estatisticamente significativas usando os diferentes esquemas de CLP. Ademais, observou-se que a estação INMET não obedece às recomendações sugeridas pela Organização Mundial de Meteorologia (OMM) sobre a localização dos abrigos meteorológicos.

Também foi realizada uma análise qualitativa das simulações de altura da CLP (PBLH) na qual pôde ser observada que a maioria das parametrizações produziram baixos valores de PBLH, e que possivelmente para os meses mais quentes, em que a PBLH atinge alturas máximas, o modelo WRF subestimaria este parâmetro. Ressalta-se que não houve realização de campanha de medição para aferir a PBLH e que os valores utilizados no presente trabalho foram encontrados na literatura. A outra análise feita foi por meio dos perfis verticais de umidade relativa, temperatura potencial e velocidade e direção do vento utilizando dados de radiossondagem em que, novamente, verificou-se que o modelo WRF produziu baixos valores da PBLH. Entretanto, inferiu-se que o modelo apresentou resultados satisfatórios para o comportamento dos perfis verticais.

Por fim, concluiu-se que, o modelo WRF apresentou bom desempenho na simulação das variáveis meteorológicas consideradas e que, portanto, foi capaz de oferecer bons resultados das condições atmosféricas que caracterizam a RMS. É importante frisar, mais uma vez, que a região possui características convectivas intensas, sofrendo constantemente a influência das brisas marítimas, condição esta que poderia interferir nos resultados do modelo, comprometendo o desempenho das simulações.

Para trabalhos futuros, recomenda-se a realização de campanhas de medições na região, especialmente para aferição da PBLH. Fato este que poderá ser considerado através da utilização dos novos equipamentos LIDAR, SODAR e RASS pelo SENAI CIMATEC. Ademais, propõe-se analisar as outras parametrizações físicas disponíveis no modelo WRF, principalmente, os esquemas de camada superficial e modelo de superfície do solo, pois são esses esquemas que entregam informações sobre os fluxos de superfície para os esquemas de CLP. Posteriormente, sugere-se a realização da validação de dados de monitoramento da qualidade do ar através de modelos de dispersão atmosférica, tal como o CMAQ, e o desenvolvimento de um inventário de emissões atmosféricas para a região a fim de permitir uma análise da qualidade do ar local e, assim, confrontar a poluição do ar com eventos adversos de saúde da população localizada na RMS.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arya, S. P., 2001. *Introduction to Micrometeorology*. Academic Press, San Diego.
- Avolio, E., Federico, S., Miglietta, M.M., Lo Feudo, T., Calidonna, C.R., Sempreviva, A.M., 2017. *Atmospheric Research*, v. 192, p. 58-71. doi: 10.1016/j.atmosres.2017.04.003.
- Balzarini, A., Angelini, F., Ferrero, L., Moscatelli, M., Perrone, M. G., Pirovano, G., Riva, G. M., Sangiorgi, G., Toppetti, A. M., Gobbi, G. P., Bolzacchini, E., 2014. Sensitivity analysis of PBL schemes by comparing WRF model and experimental data. *Geoscientific Model Development*, v. 7, p. 6133-6171. doi: 10.5194/gmdd-7-6133-2014.
- Banks, R.F., Baldasano, J.M., 2016. Impact of WRF model PBL schemes on air quality simulations over Catalonia, Spain. *Science of the Total Environment*, v. 572, p. 98-113. doi: 10.1016/j.scitotenv.2016.07.167
- Banks, R.F., Tiana-Alsina, J., Baldasano, J.M., Rocadenbosch, F., Papayannis, A., Solomos, S., Tzanis, C.G., 2016. Sensitivity of boundary layer variables to PBL schemes in the WRF model based on surface meteorological observations, lidar, and radiosondes during the HygrA-CD campaign. *Atmospheric Research*, v. 176-177, p. 185–201. doi: 10.1016/j.atmosres.2016.02.024.
- Barreto, A.B., Aragão, M. R.S., Correia, M.F., Santos, A.H.M., 2008. Uma investigação sobre eventos intensos de chuva na cidade de Salvador, Bahia. In: *XV Congresso Brasileiro de Meteorologia (CBMET)*, São Paulo.
- Boadh, R., Satyanarayana, A.N.V., Rama Krishna, T.V.B.P.S., Madala, S., 2016. Sensitivity of PBL schemes of the WRF-ARW model in simulating the boundary layer flow parameters for their application to air pollution dispersion modeling over a tropical station. *Atmósfera*, v. 29, p. 61-81.
- Boçon, F. T., 1998. Modelagem matemática do escoamento e da dispersão de poluentes na microescala atmosférica. Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Mecânica da Universidade Federal de Santa Catarina.
- Bougeault, P., Lacarrere P., 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Monthly Weather Review*, v. 117, p. 1872-1890. doi: 10.1175/1520-0493(1989)117<1872:POOITI>2.0.CO;2
- Boutle, I. A., Abel, S. J., 2012. Microphysical controls on the stratocumulus topped boundary-layer structure during VOCALS-Rex. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 12, p. 2849-2863.
- Cabral, I. G., 2015. Estimativa da altura da camada limite atmosférica com uso de redes neurais artificiais. Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná.
- Carvalho, D. J. S., 2009. Otimização do modelo numérico de previsão do tempo WRF no contexto de previsão e produção de energia eólica. 2009. 60 p. Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia e Oceanografia Física da Universidade de Aveiro.
- Carvalho, D., Rocha, A., Gómez-Gesteira, M., Santos, C.S., 2014. Sensitivity of the WRF model wind simulation and wind energy production estimates to planetary boundary layer parameterizations for onshore and offshore areas in the Iberian Peninsula. *Applied Energy*, v. 135, p. 234–246.

- Cruz, J. & Atcheson, M., 2016. Floating Offshore Wind Energy. Springer International Publishing, Switzerland.
- Dudhia, J., 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 46, n. 20, p. 3077–3107. doi: 10.1175/1520-0469(1989)046b3077:NSOCODN2.0.CO;2.
- Dudhia, J., 2010. WRF physics options. NCAR WRF basic tutorial, 26–30 July 2010, NCAR, Boulder, CO, 154–158
- Emery, C., Tai, E. & Yarwood, G., 2001. Enhanced Meteorological Modeling and Performance Evaluation for two Texas Ozone episodes. Novato, California.
- Grenier, H., Bretherton C. S., 2001. A moist PBL parameterization for large-scale models and its application to subtropical cloud-topped marine boundary layers. *Monthly Weather Review*, v. 129, p. 357–377. doi: 10.1175/15200493(2001)129<0357:AMPPFL>2.0.CO;2
- Hariprasad, K.B.R.R., Srinivas, C.V., Bagavath Singh, A., Vijaya Bhaskara Rao, S., Baskaran, R., Venkatraman, B., 2014. Numerical simulation and intercomparison of boundary layer structure with different PBL schemes in WRF using experimental observations at a tropical site. *Atmospheric Research*, v. 145–146, p. 27–44. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.03.023>.
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., Chen, S.-H., 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, v. 132, n. 1, p. 103–120. doi: 10.1175/1520-0493(2004)132b0103:ARATIMN2.0.CO;2.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., Dudhia, J., 2006. A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Monthly Weather Review*, v. 134, p. 2318–2341. doi: 10.1175/MWR3199.1
- Hu, X. M., Nielsen-Gammon, J. W., Zhang, F., 2010. Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 49, n. 9, p. 1831–1844. doi: 10.1175/2010JAMC2432.1.
- Imran, H. M., Kala, J., Ng, A. W. M., Muthukumaran, S., 2017. An evaluation of the performance of a WRF multi-physics ensemble for heatwave events over the city of Melbourne in the southeast Australia. *Climate Dynamics*, p. 1–34. doi: 10.1007/s00382-017-3758-y.
- Janjić, Z. I., 1994. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes *Monthly Weather Review*, v. 122, p. 927–945. doi: 10.1175/1520-0493(1994)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2
- Janjić, Z. I., 2001. Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 scheme in the NCEP Meso Model. NOAA/NWS/NCEP Office Note 437, 61 pp.
- Jiménez, P. A., Dudhia, J., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Montávez, J. P., García-Bustamente, E., 2012. A revised scheme for the WRF Surface Layer Formulation. *Monthly Weather Review*, v. 140, p. 898–918. doi: 10.1175/MWR-D-11-00056.1
- Jiménez, P. A. & Dudhia, J., 2013. On the ability of the WRF model to reproduce the surface wind direction over complex terrain. *Journal Applied Meteorology and Climatology*, v. 52, p. 1610–1617. doi: 10.1175/JAMC-D-12-0266.1
- Kain, J. S., 2004. The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology*, v. 43, n. 1, p. 170–181. doi: 10.1175/1520-450(2004)043b0170:TKCPAUN2.0.CO;2.

- Leandro, F. A., 2012. Avaliação estrutural de sistemas de geração de energia eólica de pequeno porte utilizando métodos estocásticos. Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica, do Departamento de Engenharia Mecânica e de Produção da Universidade Federal do Ceará.
- Maroneze, R., 2014. Modelo para turbulência na camada limite atmosférica noturna utilizando equações prognósticas para a energia cinética turbulenta e fluxo de energia na forma de calor sensível. Monografia apresentada ao curso de Física da universidade federal de Santa Maria, Rio Grande do Sul.
- Menezes, P. S. F., 2006. Validação do modelo matemático ISCST3 de dispersão atmosférica a partir das emissões de dióxido de enxofre em uma refinaria. Dissertação de Mestrado apresentada à Escola Politécnica da Universidade Federal da Bahia.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., Clough, S. A., 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 16663-16682. doi: 10.1029/97JD00237.
- Nakanishi, M., Niino, H., 2006. An improved Mellor Yamada level-3 model: its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 119, p. 397-407. doi: 10.1007/s10546-005-9030-8
- Nakanishi, M., Niino, H., 2009. Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 87, p. 895-912. doi: 10.2151/jmsj.87.895
- NCEP: National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce. 2015, updated daily GDAS/FNL 0.25 Degree Global Tropospheric Analyses and Forecast Grids. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. doi: 10.5065/D65Q4T4Z.
- Oliveira Silva, P. K., Silva, M. R. A., Correia, M. F., 2008. Variabilidade do vento à superfície em meses extremos de chuva na área metropolitana de Salvador, Bahia. Anais Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo.
- Park, S., Bretherton, C. S., 2009. The University of Washington shallow convection and moist turbulence schemes and their impact on climate simulations with the community atmosphere model. *Journal of Climate*, v. 22, p. 3449-3469. doi: 10.1175/2008JCLI2557.1
- Penchah, M. M., Malakooti, H., Satkin, M., 2017. Evaluation of planetary boundary layer simulations for wind resource study in east of Iran. *Renewable Energy*, v. 111, p. 1-10. doi: 10.1016/j.renene.2017.03.040.
- Pereira, A. R.; Angelocci, L. R.; Sentelhas, P.C., 2007. Meteorologia Agrícola. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Departamento de Ciências Exatas da Universidade de São Paulo.
- Queiroz, J. N., 2015. *Análise sinótica e multivariada de condições climáticas extremas na cidade de Salvador*. Dissertation, Federal University of Campina Grande/Campina Grande.
- Ramos, D. N. S., Fernandez, J. P., Fisch, G. F., 2016. Sensibilidade de parametrizações de camada limite planetária através do WRF Single-Column Model para o Centro de Lançamento de Alcântara. *IX Workshop Brasileiro de Micrometeorologia*, v. 38, p. 435-441. doi: 10.5902/2179-460X20310.

- Rao, V. B.; Lima, M. C.; Franchito, S. H., 1993. Seasonal and interannual variations of rainfall over Eastern Northeast Brazil. *Journal of Climate*, v. 6, p. 1754-1763. doi: 10.1175/1520-0442(1993)006<1754:SAIVOR>2.0.CO;2
- Salvador, N; Reis, N.C; Santos, J.M; Albuquerque, T.T.A; Lorient, A.G.; Delbarre, H.; Augustin, P.; Sokolov, A.; Moreira, D.M., 2016. Evaluation of weather research and forecasting model parameterizations under sea-breeze conditions in a North Sea coastal environment. *Journal of Meteorological Research*, v. 30, p. 998-1018.
- Sanjay, J., 2008. Assessment of atmospheric boundary-layer processes represented in the numerical model MM5 for a clear sky day using LASPEX observations. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 129, p. 159–177.
- Santos, A. P. P., 2013. Precipitação na cidade de Salvador: Classificação em quantis e análise de um evento climático extremo. Dissertation, Federal University of Campina Grande/Campina Grande.
- Seinfeld, J. H., Pandis, S.N., 2006. *Atmospheric Chemistry and Physics from Air Pollution to Climate Change*. 2nd. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc.
- Shin, H. H., Hong, S.-Y., 2011. Intercomparison of Planetary Boundary-Layer Parametrizations in the WRF Model for a Single Day from CASES-99. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 139, p. 261–281. doi: 10.1007/s10546-010-9583-z.
- Silva, A. B., 2014. Análise em componentes principais das condições atmosféricas em episódios de rajadas de ventos na Região Metropolitana de Salvador. Dissertation, Federal University of Campina Grande/Campina Grande.
- Silversides, R. H. (1978). Forest and Airport Wind Speeds, *Atmosphere-Ocean*, 16:3, p. 293-299. doi: 10.1080/07055900.1978.9649036.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X., Wang, W., Powers, J. G., 2008. *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. National Center for Atmospheric Research/Boulder, Colorado, USA.
- Soares, P. M. M., 2004. Parametrização da turbulência e nuvens de camada limite em modelos atmosféricos. Tese apresentada ao Departamento de Física da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Srinivas, C.V., Venkatesan, R., Bagavath Singh, A., 2007. Sensitivity of mesoscale simulations of land-sea breeze to boundary layer parameterization. *Atmospheric Environment*, v. 41, p. 2534–2548.
- Stensrud, D. J, 2007. *Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Stull, R. B., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Press, Dordrecht, The Netherlands.
- Surussavadee, C., 2017. Evaluation of WRF near-surface wind simulations in Tropics employing different planetary boundary layer schemes. *The 8th International Renewable Energy Congress (IREC 2017)*.
- Tong, D.; Lee, P.; Ngan, F.; Pan, L., 2013. Investigation of surface layer parameterization of the WRF model and its impact on the observed nocturnal wind speed bias. University of Maryland, College Park, Maryland.

Tymvios, F., Charalambous, D., Michaelides, S., Lelieveld, J., 2017. Intercomparison of boundary layer parameterizations for summer conditions in the eastern Mediterranean island of Cyprus using the WRF-ARW model. *Atmospheric Research*, in press. doi: 10.1016/j.atmosres.2017.09.011

USEPA (United States Environmental Protection Agency), 2014. Draft Modeling Guidance for Demonstrating Attainment of Air Quality Goals for Ozone, PM_{2.5}, and Regional Haze. Research Triangle Park, North Carolina.

Xie, B., Fung, J. C. H., Chan, A., Lau, A., 2012. Evaluation of nonlocal and local planetary boundary layer schemes in the WRF model. *Journal of Geophysical Research*, v. 117. doi: 10.1029/2011JD017080.

Zhang, D. L. & Zheng, W., 2004. Diurnal cycles of surface winds and temperatures as simulated by five boundary-layer parametrizations. *Journal Applied Meteorology*, v. 43, p. 157-169. doi: 10.1175/1520-0450(2004)043<0157:DCOSWA>2.0.CO;2

Zhang, H., Pu, Z., Zhang, X., 2013. Examination of errors in near-surface temperature and wind from WRF numerical simulations in regions of complex terrain. *Weather and Forecasting*, v. 28, p. 893-914. doi: 10.1175/WAF-D-12-00109.1