

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

MARNEY CHAVES DE ARAGÃO LISBÔA AMORIM

ANÁLISE E REFINAMENTO ESTATÍSTICO DOS PROGNÓSTICOS DO VENTO
COM O MODELO WRF NO ESTADO DE ALAGOAS

MACEIÓ, AL

2015

MARNEY CHAVES DE ARAGÃO LISBÔA AMORIM

ANÁLISE E REFINAMENTO ESTATÍSTICO DOS PROGNÓSTICOS DO VENTO
COM O MODELO WRF NO ESTADO DE ALAGOAS

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia no Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra

MACEIÓ, AL

2015

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

- A524a Amorim, Marney Chaves de Aragão Lisbôa.
Análise e refinamento estatístico dos prognósticos do vento com o modelo WRF no estado de Alagoas / Marney Chaves de Aragão Lisbôa Amorim. – 2015. 77 f. : tabs.
- Orientador: Roberto Fernando da Fonseca Lyra.
Dissertação (mestrado em Meteorologia: Processos de Superfície Terrestre) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2015.
- Bibliografia: f. 72-77.
1. Previsão do vento. 2. Modelo WRF. 3. Calibração estatística. I. Título.
- CDU: 551.509.5:519.24(813.5)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-125.

*“ANÁLISE E REFINAMENTO ESTATÍSTICO DOS PROGNÓSTICOS DO VENTO
COM O MODELO WRF NO ESTADO DE ALAGOAS”*

Marney Chaves de Aragão Lisbôa Amorim

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Prof. Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra (Orientador)

Prof. Dr. Rosiberto Salustiano da Silva Junior
(Membro Interno)

Prof. Dr. João Bosco Verçosa Leal Junior
(Membro Externo – Universidade Estadual do Ceará)

Junho/2015

Aos meus amigos, DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Dr. Roberto F. F. Lyra, pela empatia, paciência e dedicação empenhada ao longo de todo o trabalho, incentivando-me incondicionalmente e sem o qual o mesmo não seria possível.

A minha família pelo apoio constante e incentivo, sobretudo a minha mãe, Mária Lisbôa e minha irmã, Hamyne Amorim.

Ao Prof. Dr. Rosiberto Salustiano S. Junior pela contribuição na disponibilização dos dados de simulação numérica utilizados neste trabalho e por ter aceito o convite para banca. Dedicando tempo na correção e aprimoramento do mesmo.

Ao Prof. Dr. João Bosco Verçosa Leal Junior, membro da banca, por ter aceitado ao convite, pelo tempo dedicado e contribuições com suas críticas e sugestões.

A professora Dra. Luciene Melo pelo apoio e paciência.

A Carolina Albuquerque, Ruany Maia, Jéssica Rodrigues, Janyne Inácio, Vivian Franco e Adriano Marchi, pela amizade e apoio fundamental para meu progresso.

A Diogo Ramos pelo companheirismo e conhecimentos passados.

Aos novos amigos que fiz na turma do mestrado, parceiros nos estudos e nos diversos momentos de descontração.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES pelo apoio financeiro concedido.

A todos que contribuíram direta e indiretamente para a realização deste trabalho.

*"A ave sai do ovo. O ovo é o mundo. Quem
quiser nascer tem que destruir um mundo."*
(Demian)

Herman Hesse

RESUMO

O uso de modelagem numérica na previsão do vento representa um importante aspecto em diversas atividades da sociedade, promovendo uma série de benefícios econômicos em várias áreas. Diante da necessidade cada vez mais crescente de previsões mais confiáveis, este trabalho propõe uma análise estatística de desempenho do modelo de mesoescala WRF para o prognóstico de vento no Estado de Alagoas, durante o ano de 2008. Além de determinar a acurácia do prognóstico da velocidade do vento, foi também realizado uma análise comparativa das estimativas do modelo com extrapolações do perfil do vento para os níveis de 30 e 50m. Para mitigar a influência de erros inerentes à modelagem atmosférica, foi também realizado um teste de pós-processamento estatístico nos dados simulados (para 72h). Na validação foram usados dados de quatro estações anemométricas: Água Branca (Sertão), Girau do Ponciano (Agreste), Maragogi e Roteiro (Litoral). Para análise da previsão foram utilizados os índices estatísticos: “r” (correlação de Pearson), BIAS, MAE e RMSE. Os resultados demonstraram que a componente zonal do vento apresenta piores erros para os sítios litorâneos e que a mesma possui melhores correlações em relação a componente meridional no período seco e chuvoso. O erro médio (BIAS) variou entre $-0,02 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e $-1,18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, com desempenho classificado como bom em Girau do Ponciano e ótimo para os demais sítios. Os erros MAE e RMSE apresentaram valores satisfatórios. O MAE variou entre $1,58 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e $1,88 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e o RMSE entre $2,03 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e $2,31 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. A extrapolação do vento foi realizada pela lei logarítmica e pela lei de potência, a primeira obteve os piores resultados para todos os sítios e nos dois níveis verticais. A extrapolação por lei de potência foi superior em Maragogi para o nível de 50m, nos demais casos as saídas do modelo superou os dois métodos. O ajuste estatístico baseou-se na estimativa do erro sistemático do WRF por meio de correlações lineares múltiplas e foi aplicado em um dos sítios experimentais. Os resultados obtidos no ajuste foram satisfatórios, com uma redução do BIAS a valores inferiores a $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e ganho da ordem 40% nos erros MAE e RMSE nos níveis de 30 e 50m.

Palavras-chave: Previsão do vento, Modelo WRF, Calibração Estatística.

ABSTRACT

The use of numerical modeling in wind forecasting is an important aspect in various activities of society, which promotes a series of economic benefits in several areas. Faced with the ever-increasing need for more reliable predictions, this work proposes a statistical analysis of WRF mesoscale model performance for the wind forecast in Alagoas State during the year of 2008. In addition to determining the accuracy of the wind speed forecast, it was also carried out a comparative analysis of model estimates with wind profile extrapolations to the levels of 30 and 50m. To mitigate the influence of errors inherent to atmospheric modeling was also performed a statistical post-processing of the simulated test data (for 72 hours). In validation was used data from four anemometric stations: Água Branca (Backwoods “Sertão”), Girau do Ponciano (Rural “Agreste”), Maragogi and Roteiro (Coast). For forecast analysis statistical indices were used: "r" (Pearson correlation), BIAS, MAE and RMSE. The results showed that errors of the zonal wind component are worse for coastal sites, and that it has better correlations with the meridional component in the dry and rainy period. The average error (BIAS) varied between $-0.02 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and $-1.18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, with performance ranked as good at Girau do Ponciano and great for the other sites. The MAE and RMSE errors showed satisfactory values. MAE varied between $1.58 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and $1.88 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and RMSE between $2.03 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and $2.31 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. The extrapolation of the wind was carried out by logarithmic law and power law, the first obtained the worst results for all sites and two vertical levels. Extrapolation by power law was superior in Maragogi to the level of 50m, in other cases the model output was better than the two methods. The statistical adjustment considered the systematic error of WRF, estimated by multiple linear correlations and was applied in one of the experimental sites. The adjustment results were satisfactory, with a reduction of BIAS to less than $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and gain of around 40% in the MAE and RMSE errors in the levels of 30 and 50m.

Keywords: Wind Prediction, WRF Model, Statistical Calibration.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Modelo esquemático de três células de circulação meridional e os principais cinturões de ventos em cada hemisfério.....	21
Figura 2 - Esquematisação da circulação de vale-montanha. Brisa de vale (a) condições diurnas de ventos anabáticos ao longo das encostas do vale. Brisa de montanha (b) condições noturnas de ventos catabáticos ao longo das encostas do vale.....	23
Figura 3 - Brisa terrestre e marítima. A e B: Circulação de brisa marítima e distribuição de pressão no começo da tarde. C e D: Circulação de brisa terrestre e distribuição da pressão à noite.....	24
Figura 4 - Seção vertical da Terra e troposfera mostrando a camada limite atmosférica, sua porção mais inferior, e outras divisões da troposfera.....	25
Figura 5 - Ciclo diário da estrutura da Camada Limite Atmosférica.....	26
Figura 6 – Perfil vertical logaritmo da velocidade do vento a partir da superfície até a altura do vento geostrófico. Em destaque z_0 onde a velocidade do vento é nula.....	28
Figura 7 - Variação diária da velocidade do vento em várias alturas dentro de um camada limite idealizada.....	30
Figura 8 – Influência da mudança de rugosidade superficial sobre o perfil do vento.....	31
Figura 9 – Médias climatológicas de precipitação pluviométrica para o Estado de Alagoas.....	34
Figura 10 - Localização das torres anemométricas no Estado de Alagoas.....	35
Figura 11 - Fotografias das torres anemométricas e seus entornos. AB: Água Branca; GP: Girau do Ponciano; MG: Maragogi; RT: Roteiro.....	36
Figura 12 - Representação dos três domínios configurados no WRF.....	39
Figura 13 - Descrição da força da correlação linear.....	44
Figura 14 - Distribuição de frequência dos valores de correlação obtidos entre os dados simulados e observados para os períodos seco, chuvoso e de transição em Água Branca (50m). Vento observado (a); Componente zonal (b); Componente meridional (c).....	48
Figura 15 - Distribuição de frequência dos valores de correlação obtidos entre os dados simulados e observados para os períodos seco, chuvoso e de transição em Girau do Ponciano (50m). Vento observado (a); Componente zonal (b); Componente meridional (c).....	51
Figura 16 - Distribuição de frequência dos valores de correlação obtidos entre os dados simulados e observados para os períodos seco, chuvoso e de transição em Maragogi (50m). Vento observado (a); Componente zonal (b); Componente meridional (c).....	53

Figura 17 - Distribuição de frequência dos valores de correlação obtidos entre os dados simulados e observados para os períodos seco, chuvoso e de transição em Roteiro (50m). Vento observado (a); Componente zonal (b); Componente meridional (c).	56
Figura 18 - Valores médios mensais das correlações referentes aos dados simulados e observados para os 4 sítios estudados em 2008 (50m). AB: Água Branca; GP: Girau do Ponciano; MG: Maragogi; RT: Roteiro.....	58
Figura 19 - Valores médios mensais do BIAS da velocidade do vento a 50m nos 4 sítios estudados em 2008. AB: Água Branca; GP: Girau do Ponciano; MG: Maragogi; RT: Roteiro.	59
Figura 20 - Valores médios mensais do MAE da velocidade do vento a 50m nos 4 sítios estudados em 2008. AB: Água Branca; GP: Girau do Ponciano; MG: Maragogi; RT: Roteiro.	60
Figura 21 - Valores médios mensais do RMSE da velocidade do vento a 50m nos 4 sítios estudados em 2008. AB: Água Branca; GP: Girau do Ponciano; MG: Maragogi; RT: Roteiro.	61
Figura 22 - Prognóstico da velocidade do vento a 30 m de altura para 72h (dias 1 a 3 de Junho) pelo modelo WRF, acompanhado do ajuste da previsão e os dados observados da estação de Água Branca.	66
Figura 23 - Prognóstico da velocidade do vento a 50 m de altura para 72h (dias 1 a 3 de Junho) pelo modelo WRF, acompanhado do ajuste da previsão e os dados observados da estação de Água Branca.	66
Figura 24 - BIAS do modelo WRF em relação aos dados observados e aquele estimado pelo modelo estatístico a 30m – Água Branca.	68
Figura 25 - BIAS do modelo WRF em relação aos dados observados e aquele estimado pelo modelo estatístico a 50m – Água Branca.	68

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Comprimentos de rugosidade para classificação de terrenos.	28
Tabela 2 - Características gerais das torres anemométricas. ff(m) - altura de medição da velocidade do vento; dd(m) – altura de medição da direção do vento.	36
Tabela 3 - Percentual mensal dos dados consistidos para a estação de Girau do Ponciano (GP).	37
Tabela 4 - Percentual mensal final resultante do nivelamento dos dados utilizado par as 4 estações.	37
Tabela 5 - Parametrizações físicas utilizadas para as simulações. ROC – Radiação de Onda Curta; ROL – Radiação de Onda Longa; TSMO – Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov; RRTM - <i>Rapid Radiative Transfer Model</i>	39
Tabela 6 - Variáveis de saída do WRF, candidatas a predictoras.	43
Tabela 7 - Valores mensais dos parâmetros estatísticos calculados para a velocidade do vento; Valor observado e componentes horizontais, para o sítio de Água Branca em 2008.	47
Tabela 8 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para os três períodos estudados em Água Branca (50m).	49
Tabela 9 - Valores mensais dos parâmetros estatísticos calculados para a velocidade do vento; Valor observado e componentes horizontais, para o sítio de Girau do Ponciano em 2008.	50
Tabela 10 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para os três períodos estudados em Girau do Ponciano (50m).	52
Tabela 11 - Valores mensais dos parâmetros estatísticos calculados para a velocidade do vento; Valor observado e componentes horizontais, para o sítio de Maragogi em 2008.	53
Tabela 12 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para os três períodos estudados em Maragogi (50m).	54
Tabela 13 - Valores mensais dos parâmetros estatísticos calculados para a velocidade do vento; Valor observado e componentes horizontais, para o sítio de Roteiro em 2008.	55
Tabela 14 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para os três períodos estudados em Roteiro (50m).	57
Tabela 15 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 30m, extrapolação para 30m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Água Branca.	62

Tabela 16 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 30m, extrapolação para 30m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Girau do Ponciano.	63
Tabela 17 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 30m, extrapolação para 30m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Maragogi...63	63
Tabela 18 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 30m, extrapolação para 30m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Roteiro.	63
Tabela 19 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 50m, extrapolação para 50m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Água Branca.	64
Tabela 20 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 50m, extrapolação para 50m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Girau do Ponciano.	64
Tabela 21 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 50m, extrapolação para 50m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Maragogi...65	65
Tabela 22 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 50m, extrapolação para 50m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Roteiro.	65
Tabela 23 - Erros referentes ao prognóstico do WRF e o ajuste aplicado ao modelo (Cal.) para 72h - Água Branca.....	67
Tabela 24 - Índice de desempenho, <i>Skill Score</i> , para a previsão de 72h do modelo e para os valores da calibração estatística - Água Branca.	67

LISTA DE SIGLAS, ACRÔNIMOS E ABREVIACÕES

AL	Atmosfera Livre
AMJJ	Abril, Maio, Junho e Julho
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
BEN	Balanco Energético Nacional
BIG	Banco de Informações da Geração
BRAMS	<i>Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System</i>
CCMs	Complexos Convectivos de Mesoescala
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
CLN	Camada Limite Noturna
CLS	Camada Limite Superficial
CM	Camada de Mistura
CR	Camada Residual
ELETOBRÁS	Centrais Elétricas Brasileiras
FMAS	Fevereiro, Março, Agosto e Setembro
ICAT	Instituto de Ciências Atmosféricas
IEA	<i>Internacional Energy Agency</i>
IEC	<i>Internacional Eletrotechnical Comission</i>
LACTEC	Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento
MAE	<i>Mean Absolute Error</i>
MOC	<i>Model Output Calibration</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
NEB	Nordeste do Brasil
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration's</i>
NRL	<i>Naval Research Laboratory</i>
ONDJ	Outubro, Novembro, Dezembro e Janeiro
PNT	Previsão Numérica de Tempo
POAs	Perturbações Ondulatórias no Campo dos Alísios

RAMS	<i>Regional Atmospheric Modelling System</i>
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
RNAs	Redes Neurais Artificiais
SONDA	Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais
SS	<i>Skill Score</i>
UFAL	Universidade Federal de Alagoas
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting Model</i>
ZCIT	Zona de Convergências Intertropical
ZE	Zona de Entranhamento

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	REVISÃO DE LITERATURA	20
2.1	Vento – Aspectos gerais.....	20
2.1.1	Circulação geral da atmosfera.....	20
2.1.2	Circulação de Vale-Montanha – ventos anabáticos e catabáticos.....	22
2.1.3	Brisa terrestre e marítima	23
2.1.4	Camada Limite Atmosférica	25
2.1.5	Camada Limite Superficial e o perfil do vento	27
2.1.6	Variação diária do vento	29
2.1.7	Influências do terreno: rugosidade, obstáculos e relevo	30
2.1.8	Aspectos climatológicos e de terreno em Alagoas.....	33
3	MATERIAIS E MÉTODOS	35
3.1	Área de estudo – Sítios experimentais	35
3.2	Dados simulados – WRF	37
3.3	Extrapolações do perfil vertical do vento	39
3.4	Calibragem estatística	41
3.5	Índices estatísticos – Avaliação dos dados	43
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	46
4.1	Comparação das componentes do vento – WRF 50m e observação 50m	46
4.1.1	Água Branca.....	46
4.1.2	Girau do Ponciano.....	49
4.1.3	Maragogi	52
4.1.4	Roteiro.....	55
4.2	Comparativo dos índices estatísticos para o vento observado nos 4 sítios – 50m 57	
4.3	Desempenho do WRF e das extrapolações a 30m.....	61

4.4	Desempenho WRF e das extrapolações a 50m	63
4.5	Teste de calibração do WRF – Água Branca – 72 horas	65
5	CONCLUSÃO	69
6	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	71
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

1 INTRODUÇÃO

A atmosfera terrestre permanece em constante movimento em escalas de diferentes amplitudes, desde rajadas locais e de curta duração a sistemas com milhares de quilômetros e que persistem por mais de uma semana, além é claro dos cinturões de ventos globais que são relativamente constantes e circundam o planeta (BARRY e CHORLEY, 2009). O vento figura como um parâmetro meteorológico que exerce grande importância em uma série de atividades humanas, como agricultura, construção civil, transportes (sobretudo aéreo e marítimo), influencia na dispersão de poluentes, etc. Ele é de suma importância na caracterização do clima/microclima de uma determinada localidade (LYRA, 1998).

A energia eólica é outra atividade vinculada diretamente aos ventos que desperta grande interesse, sobretudo pela crescente demanda energética mundial e a busca por fontes de energias renováveis. Jervell (2008) destaca que por ser tecnicamente mais versátil do que outras fontes renováveis de energia, com um caráter limpo, abundante e inesgotável, a energia eólica desponta como uma das mais promissoras formas de energia renovável e com maior margem de progressão. De acordo com Wang, Guo e Huang (2011) sua capacidade instalada cresce mais de 30% a cada ano, e deve representar 12% de toda a energia elétrica produzida até 2020, com cerca de 30GW.

No Brasil o uso da energia eólica vem apresentando crescimento desde 2002, como reflexo de medidas políticas de incentivo a sua exploração (PINTO *et al.*, 2014). De acordo com o Balanço Energético Nacional 2014 (BEN, 2014) a fonte eólica apresentou um crescimento de 30,3% na produção de energia elétrica, alcançando 6.579 GWh em 2013. Houve uma expansão de 16,5% da potência instalada neste mesmo ano, e segundo o Banco de Informações da Geração (BIG) da ANEEL (Agência Nacional de Energia Elétrica) o parque eólico nacional cresceu 313 MW, alcançando 2.207 MW. No entanto, o setor ainda necessita de investimentos e maiores estudos, tanto para tornar o conhecimento do recurso mais apurado, bem como na melhoria da confiabilidade das estimativas acerca da variabilidade do vento, variabilidade econômica, planejamento e distribuição da planta eólica, etc (PINTO *et al.*, 2014). Ramos (2012) ressalta a importância do desenvolvimento de pesquisas nacionais para estudos eólicos, gerando mão-de-obra capacitada e avanços tecnológicos do setor no país.

Por estar vinculado a inúmeras atividades de grande importância, a previsão do vento é uma informação essencial em vários setores da sociedade (LYRA, 2008; RAMOS, LYRA e SILVA-JÚNIOR, 2013). A simulação precisa e a previsão de vento próximo a superfície vem

cada vez mais sendo alvo de interesse de intensiva pesquisa acadêmica e industrial (CARVALHO et al., 2012). O uso de modelos numéricos de mesoescala e globais constituem uma ferramenta poderosa e útil no estudo e simulação do escoamento atmosférico, capaz de representar razoavelmente bem a circulação geral da atmosfera e fenômenos sinóticos, sendo indispensáveis em estudos de previsão de vento, bem como em planejamentos eólicos (MARTINS, GUARNIERI e PEREIRA, 2008; PINTO *et al.*, 2014).

Nas últimas décadas fatores como pesquisas extensivas na área de modelagem atmosférica, uma melhor organização dos bancos de dados observacionais e o aumento da capacidade computacional podem ser citados como contribuintes do sucesso no uso dos modelos de previsão numérica (GONÇALVES, 2011). Todavia ainda existem algumas deficiências inerentes às simulações numéricas, tanto a velocidade como a direção do vento são variáveis meteorológicas de difícil precisão nas simulações. Fatores como a representação inadequada da superfície, dificuldades na parametrização da camada limite atmosférica e superficial, além do caráter extremamente variável do vento no espaço e tempo dificultam a maior acurácia das previsões (LYRA, 2008; PINTO *et al.*, 2014). Sobretudo devido a sua natureza não linear, sua intermitência e as características randômicas nas flutuações do vento faz-se importante melhorias na acurácia de sua previsão, diminuindo incertezas relativas às estimativas eólicas, por exemplo. Juntamente com os métodos baseados em modelos físicos já citados, existem também outras técnicas que visam o aprimoramento na previsão do vento, como modelos estatísticos baseados em séries meteorológicas, correções estatísticas ou ainda modelos computacionais como as Redes Neurais Artificiais – RNAs (GNANA SHEELA e DEEPA, 2011; GIORGI, FICARELLA e TARANTINO, 2011). No caso das correções estatísticas, estas procuram mitigar erros sistemáticos oriundos dos modelos físicos. Boa parte desses modelos utilizam variáveis de entrada do modelo físico para desenvolver as implementações (MARUJO, 2009).

Dentre os muitos modelos físicos regionais usados por centros e laboratórios de pesquisa pode-se destacar o RAMS (*Regional Atmospheric Modelling System*), o BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System*), o ETA (nome derivado de sua coordenada vertical) e o WRF (*Weather Research and Forecasting Model*). Neste trabalho foi adotado o WRF por suas amplas vantagens de um *software* moderno, livre, aberto e com liberdade de manipulação, sendo também considerado o estado-da-arte de modelos numéricos (SILVA, 2013; CARVALHO *et al.*, 2012). É também de extrema importância a validação

destes modelos no processo de verificação dos pontos positivos e negativos associados às modelagens empregadas.

Esse estudo objetiva validar estatisticamente prognósticos de vento gerados pelo modelo WRF com dados observados, para quatro localidades do Estado de Alagoas. Além disso, comparar saídas do modelo em diferentes níveis verticais (30 e 50m) com estimativas geradas por extrapolações do perfil do vento, e testar uma técnica de calibragem estatística da previsão baseada em correlações lineares múltiplas.

2 REVISÃO DE LITERATURA

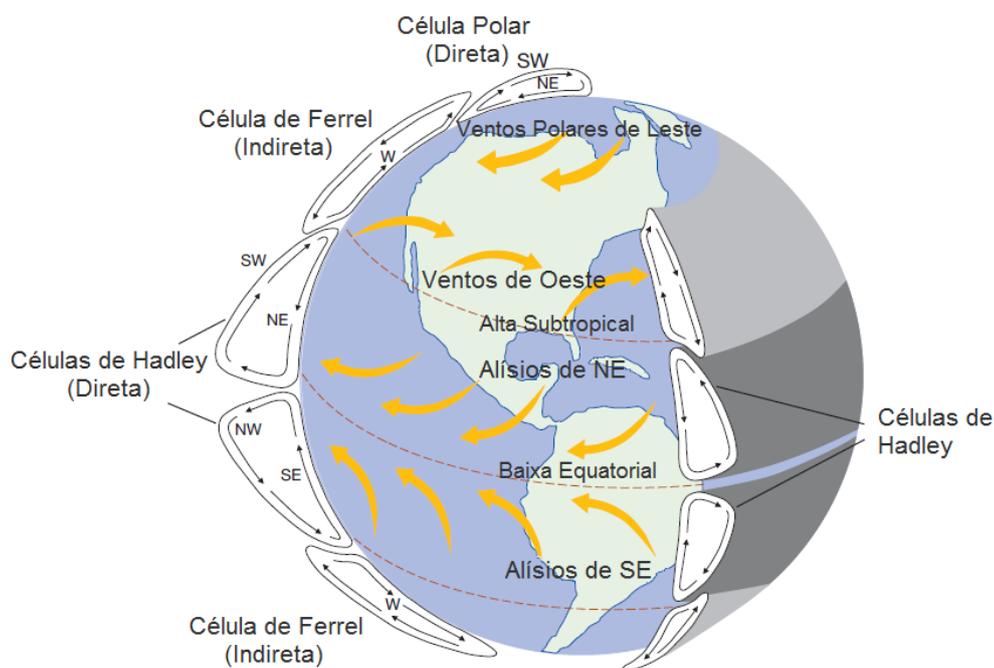
2.1 Vento – Aspectos gerais

2.1.1 Circulação geral da atmosfera

A circulação geral da atmosfera engloba os sistemas de ventos em escala planetária que modelam o clima terrestre, incluindo características importantes como os ventos de oeste nos cinturões de médias latitudes e os ventos Alísios subtropicais na superfície terrestre, correntes de jato na atmosfera superior, além das *storms tracks* (HOLTON, CURRY e PYLE, 2003). O desequilíbrio no balanço de radiação, na umidade e no *momentum* entre as baixas e as altas latitudes e entre a superfície da Terra e a atmosfera representa a causa básica e fundamental do movimento atmosférico, tanto horizontalmente como verticalmente. Muito do comportamento radiativo da atmosfera é uma resposta a essa transferência de energia dentro do sistema climático através de meios dinâmicos. Através da circulação geral temos o transporte de *momentum*, água, ozônio, poluição, bem como calor ao redor do globo. A circulação geral consiste sobretudo na ascensão de ar sobre as regiões de baixas latitudes e fortemente aquecidas e na subsidência nos polos, onde o resfriamento radiativo excede o aquecimento (AYOADE, 1998; VARDAVAS e TAYLOR, 2007).

Entre a região equatorial e as regiões subtropicais temos um padrão de grande circulação meridional denominado Célula de Hadley, onde o ar aquecido próximo ao equador ascende e desloca-se em direção aos polos, este resfria-se retornando em baixos níveis de volta a zona equatorial e fechando a circulação. A rotação da Terra deflete essas correntes para oeste, pois o efeito da força de Coriolis adiciona uma componente paralela ao equador, formando assim os ventos Alísios de nordeste e sudeste. Adiante a estas células desenvolvem-se outras na direção polar de modo que a circulação geral consiste em três células de circulação, de Hadley, Ferrel, e as células polares, em cada hemisfério (Figura 1, VARDAVAS e TAYLOR, 2007; FEDOROVA, 2001). O aquecimento desuniforme gera também uma circulação zonal denominada circulação de Walker, em que o ar ascende nas longitudes aquecidas e desce nas longitudes onde há resfriamento. A distribuição não uniforme de terra e mar, além das assimetrias radiativas, de condutividade e calor latente que se seguem, impulsionam a circulação de Walker ao longo do equador (SALBY, 1996).

Figura 1 - Modelo esquemático de três células de circulação meridional e os principais cinturões de ventos em cada hemisfério.



Fonte: Adaptado de Barry e Chorley, 2009.

A parte da circulação geral da atmosfera que consiste em padrões de grande escala é denominada de circulação primária e apresenta características persistentes. Embora as características desta circulação alterem-se de tempos em tempos, de ordem anual e sazonal, seu caráter global permanece constante sobre extensas áreas do planeta. Como supracitado, são as diferenças latitudinais no recebimento de radiação total que impulsiona a circulação primária, produzindo a baixa equatorial e a Zona de Convergências Intertropical (ZCIT) onde os Alísios convergem, além de altas subtropicais com ventos de oeste e os ventos polares de leste compreendidos entre a alta polar e a baixa pressão subpolar.

A circulação secundária por sua vez é a parte da circulação geral consistida em escala relativamente menor, com características de curta duração que se sobrepõe as características mais permanentes da circulação primária. Sistemas frontais, ciclones e anticiclones dominam a circulação secundária em latitudes médias e acoplada a esta escala temos uma série de perturbações tropicais. A circulação terciária compreende os sistemas de circulação de ar que ocorrem em uma escala muito local, tais como brisas marítimas e terrestres, ventos catabáticos e anabáticos, tempestades, vento Föhn, bem como tornados. Estes sistemas são precisamente localizados, amplamente controlados por fatores locais e sua existência é consideravelmente

mais curta do que dos sistemas secundários de circulação (ALLABY, 2007; AYOADE, 1998; BARRY e CHORLEY, 2009).

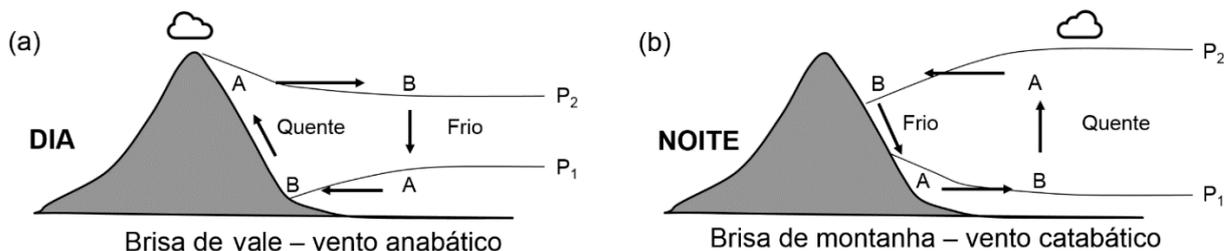
2.1.2 Circulação de Vale-Montanha – ventos anabáticos e catabáticos

A circulação de vale-montanha é um sistema diário de circulação local e termicamente induzida caracterizada por um fluxo ascendente ou descendente nas encostas das paredes laterais de um vale ou um monte ou de uma montanha isolada, com ventos ascendentes durante o dia e descendentes durante à noite. Em terrenos complexos como estes, diferenças horizontais de temperaturas desenvolvem-se ao longo do dia quando camadas limites frias ou quentes formam-se imediatamente acima das superfícies inclinadas. Em um dado momento a camada limite que se desenvolve sobre essa superfície torna-se mais quente ou mais fria que o ar externo a esta na mesma elevação, resultando em diferenças de temperaturas e consequente gradiente de pressão, que impulsiona do fluxo do vento das áreas de baixa temperatura e maior pressão para as de maior temperatura e menor pressão. O fluxo da camada limite e o fluxo superior na atmosfera cria uma circulação fechada e os ventos ascendentes e descendentes são ramificações desta circulação.

Durante o dia o ar aquecido na camada limite sobre uma encosta induz a fluatibilidade e este ascende enquanto continua a receber calor da superfície adjacente. A superfície é aquecida por radiação e o ar junto a esta aquece-se e expande. Como as laterais do vale não permitem que o ar se expanda para os lados este acaba elevando-se produzindo um fluxo suave acima das laterais dos vales. Este ar ascendente caracteriza a brisa de vale, também denominado de vento anabático.

No período noturno o ar da camada limite sobre a região inclinada resfria-se e flui no sentido para baixo da encosta, enquanto continua a perder calor para a superfície adjacente. Esse vento frio que sopra morro abaixo é denominado de vento catabático e caracteriza a brisa de montanha. O vento catabático geralmente desenvolve-se em noites calmas e frias onde o solo resfria-se através da perda radiativa do calor absorvido durante o dia. O ar resfria pelo contato com a superfície, em seguida ocorre uma inversão aprisionando uma camada de ar frio sob uma de ar mais quente, de modo que o ar frio acumula-se em depressões e vales (ALLABY, 2007; BARRY, 2008; CHOW, WEKKER e SNYDER, 2013). Na Figura 2 temos esquematização das circulações de vale e montanha.

Figura 2 - Esquematisação da circulação de vale-montanha. Brisa de vale (a) condições diurnas de ventos anabáticos ao longo das encostas do vale. Brisa de montanha (b) condições noturnas de ventos catabáticos ao longo das encostas do vale.



Fonte: Adaptado de Fedorova, 2001.

2.1.3 Brisa terrestre e marítima

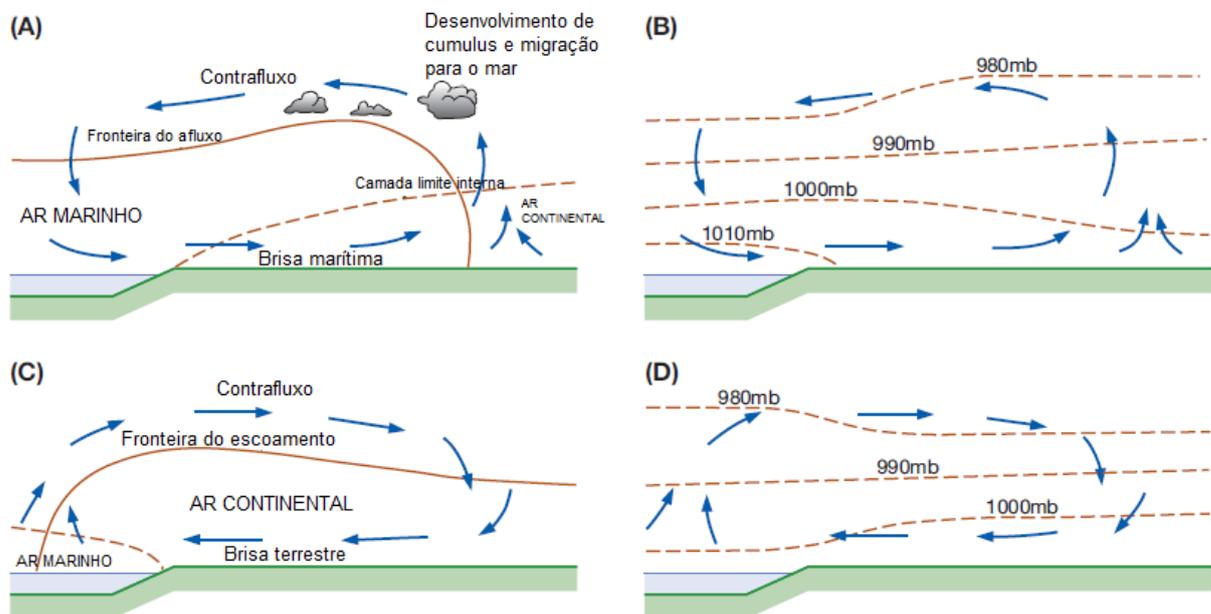
O fenômeno das brisas caracteriza um sistema de circulação atmosférica de mesoescala e de regiões costeiras, que são induzidas por heterogeneidades espaciais do fluxo de calor superficial da camada limite atmosférica (TEXEIRA, 2008). O contraste de temperatura entre terra e mar causa gradientes horizontais de pressão que resulta em circulações superficiais e de variação diária: a brisa marítima diurna e a brisa terrestre noturna (WALLACE e HOBBS, 2006).

As diferentes características na capacidade calorífica das superfícies oceânica e continental são transferidas para a camada limite através do fluxo de calor sensível na superfície (ALCÂNTARA e SOUZA, 2008). No período diurno a resposta do aquecimento pela variação de insolação ocorre muito mais rapidamente na terra do que no mar adjacente, de modo que o aquecimento intensivo da costa gera a expansão da coluna de ar, criando uma área de baixa pressão não muito profunda na superfície. Por sua vez o ar sobre a água permanece relativamente mais frio que o ar sobre a terra e com a pressão relativamente alta. Como resultado a esta distribuição de pressão temos movimento ascendente sobre a terra e um escoamento do mar para a costa, com movimentos compensatórios em altos níveis, criando uma circulação de brisa marítima. Como os gradientes de temperatura e pressão são mais fortes próximos a fronteira entre a água e a terra, os ventos mais intensos tendem a ocorrer tipicamente próximos a praia e desintensificar-se para dentro da costa. As brisas também tendem a ser mais fortes no período vespertino, dado que os contrastes entre terra e água normalmente sucedem-se nesse período. O contraste de temperatura entre o mar e a costa nas situações das brisas diurnas é da ordem de 5°C ou mais, e ocorrem sob condições de fracos acontecimentos sinóticos, como por

exemplo com um vento geostrófico fraco ou calmo. As diferenças típicas de pressão entre terra e mar são da ordem de 2 mb (hPa).

À noite a circulação é invertida pois o oceano encontra-se mais quente que a superfície continental, visto que este último resfria-se mais rapidamente devido a emissão de radiação infravermelha. O ar sobre a costa torna-se mais frio que o sobre a água, o que gera uma distribuição de pressão antagônica aquela evidenciada durante o dia, e o vento passa então a soprar da terra para a água, tornando-se uma brisa terrestre. Em geral as brisas terrestres são mais fracas que suas homólogas diurnas, posto que os contrastes noturnos entre as temperaturas do continente e oceano são normalmente muito menores. Nos lugares onde tais contrastes são maiores ocorrem fortes brisas sobre o mar, pouco notadas em terra, mas podendo ser notadas por vezes por navios em águas costeiras (AHRENS, 2008; WALLACE e HOBBS, 2006; BARRY e CHORLEY, 2009). As brisas desempenham um papel de destaque sobretudo nas áreas tropicais, incluindo boa parte do litoral do Nordeste brasileiro. Na região tropical o fenômeno é mais acentuado em comparação as latitudes médias, sobretudo pela menor ação da força de Coriolis que é mais fraca a mediada que aproxima-se do equador. Em latitudes médias as brisas têm seu alcance reduzido pelo desvio dessa força defletora (TEXEIRA, 2008). A circulação das brisas encontra-se exemplificada na Figura 3.

Figura 3 - Brisa terrestre e marítima. A e B: Circulação de brisa marítima e distribuição de pressão no começo da tarde. C e D: Circulação de brisa terrestre e distribuição da pressão à noite.

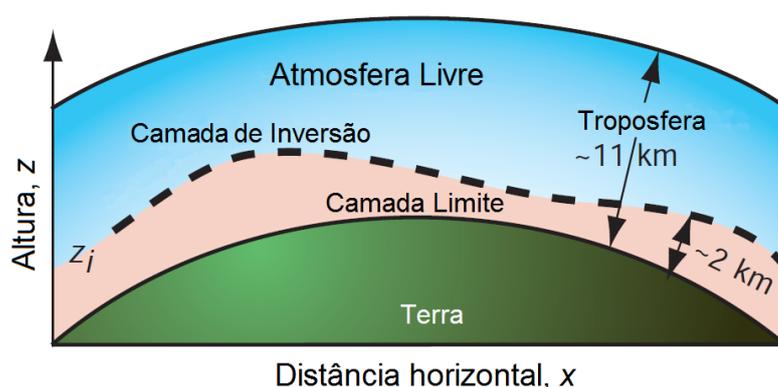


Fonte: Adaptado de Barry e Chorley, 2009.

2.1.4 Camada Limite Atmosférica

A troposfera encontra-se compreendida entre a superfície terrestre até uma altitude média de 11 km, dentre os quais os primeiros 100 a 3000 m são diretamente modificados pela superfície adjacente. Pode-se caracterizar a troposfera como sendo disposta em duas partes principais no que concerne a ação da superfície sobre a camada de ar acima; A Camada Limite Atmosférica (CLA) que fica justaposta a superfície e o restante do ar troposférico acima desta, denominado de Atmosfera Livre (AL, STULL, 1988).

Figura 4 - Seção vertical da Terra e troposfera mostrando a camada limite atmosférica, sua porção mais inferior, e outras divisões da troposfera.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006.

A Camada Limite Atmosférica, também denominada apenas como camada limite, é influenciada diretamente pela superfície da Terra e as forças superficiais fazem-se sentir numa escala temporal de uma hora ou menos. Dentre estas forças temos o arrasto friccional (atrito), evaporação, transpiração, transferência de calor, poluição e topografia, dentre outras. Dentro da CLA há o transporte de significativos fluxos de *momentum*, calor ou matéria por meio de processos turbulentos, e essa natureza turbulenta da camada limite representa uma de suas características mais evidenciadas e importantes. Esse transporte pode ocorrer desde a superfície a toda a profundidade da CLA, e essas interações verticais de transporte turbulento exercem influência sobre o tempo local, regional e na circulação de grande escala (STULL, 1988; GARRATT, 1992).

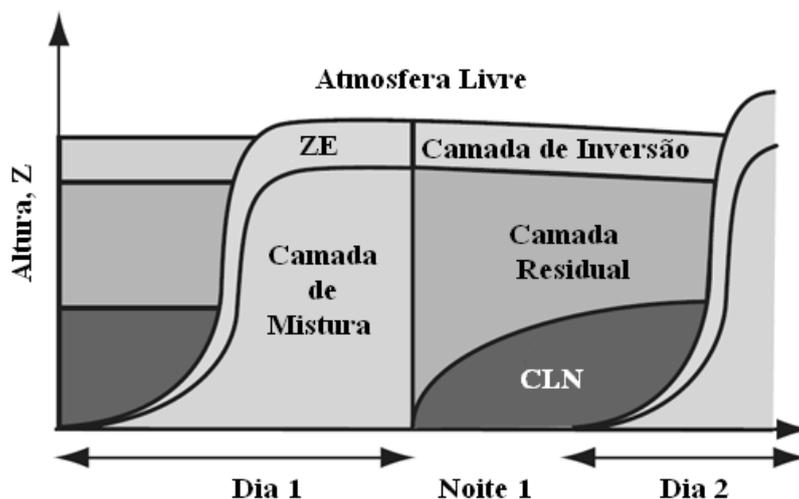
A espessura da CLA varia bastante, tanto espacialmente como temporalmente, desde centenas de metros a alguns quilômetros (STULL, 1988). Fatores como a taxa de aquecimento e resfriamento da superfície, a intensidade dos ventos, relevo e rugosidade, bem como forças de grande escala desempenham cada qual um papel na estrutura e variação da profundidade da

CLA. O forte ciclo diário de aquecimento e arrefecimento da superfície aparece como agente principal nas variações da altura da CLA e de demais propriedades relacionadas à mesma, sobretudo em áreas terrestres, já que na CLA que se desenvolve sobre superfícies aquáticas (grandes lagos, mares e oceanos) tais variações são muito menores dada a alta capacidade térmica da água. Sistemas de mesoescala e sinóticos também atuam com frequência na variação temporal da CLA. Normalmente a CLA tende a ser menos espessa sobre a influência de sistemas de alta pressão de grande escala, quando associada a atuação de sistemas de baixa pressão a mesma tende a desenvolver-se profundamente (ARYA, 2001).

A estrutura da CLA sofre uma variação diária decorrente do ciclo radiativo que atua como fonte de energia para toda a atmosfera, numa interação em que a superfície é aquecida e também devolve energia para a atmosfera (SANTOS, 2005). De acordo com Stull (1988) os principais componentes dessa estrutura diária na CLA são a Camada de Mistura (CM) também conhecida como Camada Limite Convectiva (CLC), a Camada Residual (CR) e a Camada Limite Estável ou Noturna (CLE/CLN).

A CLC começa a estender-se a partir do nascer do sol, a mistura turbulenta aumenta em intensidade e desenvolve-se às regiões mais altas da atmosfera (CONTI, 2006). É durante esse período em que a camada de inversão formada no período noturno se desfaz e dá lugar aos fluxos turbulentos de calor da superfície aquecida. Ocorre a formação de uma camada bem misturada (CM) que tem como limite superior uma Zona de Entranhamento (ZE). Logo após o pôr do sol a CLN desenvolve-se acima da superfície, caracterizada por uma camada de inversão de cerca de 100 m. Acima da CLN temos a CR, oriunda da CM então menos turbulenta, que fica sob uma camada de inversão no topo da camada limite (FOKEN, 2008, Figura 5).

Figura 5 - Ciclo diário da estrutura da Camada Limite Atmosférica.



Fonte: Amorim, 2011, adaptado de Wallace e Hobbs, 2006.

2.1.5 Camada Limite Superficial e o perfil do vento

De acordo com Stull (1988) também existe uma camada denominada Camada Limite Superficial (CLS) presente na base da CLA, tanto na CLC como na CLN, e que perfaz os primeiros 10% de sua magnitude. A CLS é uma das principais camadas de troca de energia da atmosfera (FOKEN, 2008) e responde mais rapidamente às condições da superfície, uma vez que esta está em contato direto com a mesma (DEPIZZOL, 2008). Propriedades médias do escoamento da CLA, como velocidade do vento, temperatura e umidade, passam por gradientes mais intensos na CLS (DEPIZZOL, 2008) e normalmente ela encontra-se modelada por um fluxo turbulento estatisticamente homogêneo e horizontalmente estacionário (AZAD, 1993).

A CLS também é a fonte de atrito que desempenha uma modificação significativa no campo de vento e nos processos de troca entre a superfície da Terra e a AL (FOKEN, 2008). O vento tem sua velocidade reduzida com o atrito desde maiores valores no ar livre superior a valores menores próximos a superfície, decaindo e tendendo a zero próximo ao solo (BARRY e CHORLEY, 2009; STULL, 1988). Assim, o perfil do vento é aproximadamente logarítmico com a altura dentro da CLS, crescendo até tornar-se igual ao vento geostrófico na AL, tanto em velocidade como em direção (STULL, 1988; PARDALOS *et al.*, 2013). A equação 2.1, originalmente proposta por Prandtl, descreve a velocidade média do vento na altura z , a partir de seu perfil logarítmico.

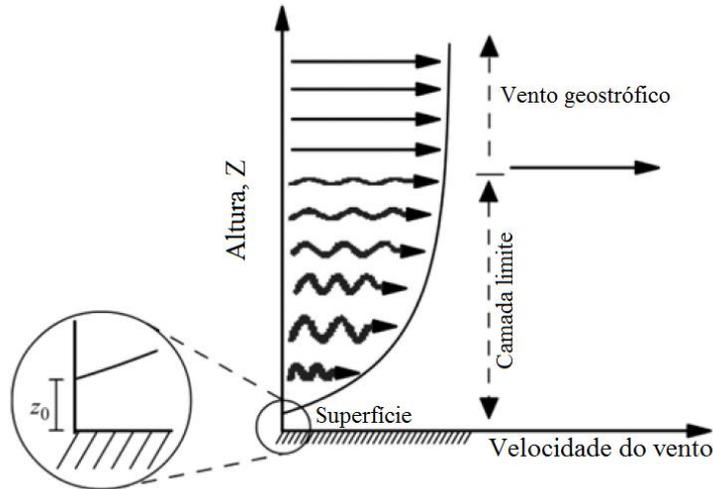
$$\bar{u}_z = \frac{u_*}{k} \cdot \ln \frac{z}{z_0} \quad (2.1)$$

Onde u_* é a velocidade de fricção, k é a constante de Von Karman (0,4), z_0 é o comprimento de rugosidade. A Eq. 2.1 é amplamente suportada por considerações teóricas e seu ajuste é válido para uma atmosfera neutra (PARDALOS *et al.*, 2013; GONÇALVES, 2011). A Figura 6 mostra a representação logarítmica do perfil do vento.

A consideração do perfil logarítmico do vento é a base teórica da teoria da Similaridade (LECLERC E FOKEN, 2014), primeiramente atribuída a Monin e Obukov (1954). Os termos, velocidade de fricção (u_*) e comprimento de rugosidade (z_0) são conhecidos como parâmetros aerodinâmicos e estão relacionados às características da superfície terrestre. A velocidade de fricção pode ser obtida pela teoria da Similaridade ou ainda por métodos analíticos (RAMOS, 2012). O comprimento de rugosidade representa a distância em relação ao solo onde a velocidade do vento teoricamente deve ser zero (PARDALOS *et al.*, 2013) sendo uma medida

que denota a turbulência gerada pelos elementos de rugosidade da superfície (GONÇALVES, 2011). Na Tabela 1 tem-se valores de comprimentos de rugosidade para diferentes superfícies.

Figura 6 – Perfil vertical logaritmo da velocidade do vento a partir da superfície até a altura do vento geostrófico. Em destaque z_0 onde a velocidade do vento é nula.



Fonte: Adaptado de Martins, Guarnieri e Pereira, 2008.

Tabela 1 - Comprimentos de rugosidade para classificação de terrenos.

Classe da superfície	Descrição da paisagem	Z_0 (m)
1	Mar aberto, <i>fetch</i> de no mínimo 5 km	0,0002
2	Lodaçais regulares, neve; pouca vegetação, sem obstáculos	0,005
3	Terreno plano aberto; grama, alguns obstáculos isolados	0,03
4	Áreas abertas de cultivos de pequeno porte rugosos; obstáculos grandes ocasionais	0,1
5	Culturas de alto porte e irregulares; obstáculos espalhados	0,25
6	Pomares com muita rugosidade, arbusto; inúmeros obstáculos	0,5
7	Cobertura com grandes obstáculos fechados e regulares (subúrbio, floresta)	1
8	Centro de cidades (caótico) com edifícios altos e baixos	>2

Fonte: Pardalos *et al.*, 2013.

O perfil do vento médio também é frequentemente descrito, para fins de engenharia, por uma aproximação de lei de potência. Uma versão ligeiramente modificada da expressão de lei de potência sugerida por Prandtl é usada em micrometeorologia:

$$\frac{u}{u_r} = \left(\frac{z}{z_r}\right)^m \quad (2.2)$$

A equação 2.2 refere-se a dois valores de velocidade (u e u_r) e duas alturas diferentes (z e z_r), onde u_r é a velocidade do vento a uma altura de referência z_r (que é menor do que ou igual a altura de velocidade máxima). Comumente adota-se o valor de 10m como a altura de referência padrão. O expoente da lei de potência, m , tem valor típico de $1/7=0,14$ (ARYA, 2001; PARDALOS *et al.*, 2013). Um sério problema que torna a Eq. 2.2 de uso limitado é que o expoente m varia com a altura, rugosidade da superfície e estabilidade (PETERSEN *et al.*, 1997). Abaixo seguem alguns pontos significativos ressaltados por Pardalos *et al.* (2013) dentre as hipóteses envolvidas na sugestão e aplicação da lei de potência:

- a) Para fazer-se uso da lei da potência é assumido que o perfil da velocidade do vento (U) que muda com a altura, Z , tem valor zero na superfície da Terra.
- b) Implicitamente a Eq. 2.2 denota que os recordes de velocidade do vento em diferentes elevações são independentes entre si. Em situações reais essa suposição não é muito válida.
- c) Na Eq. 2.2 assume-se que o perfil do vento é representado por uma curva suave, definida pelas médias aritméticas da velocidade do vento em diferentes elevações. Todavia em torno das médias sempre existem flutuações e conseqüentemente as variações do desvio-padrão também devem ser consideradas na definição do perfil do vento.

Embora o perfil dado pela lei de potência não possua uma base teórica sólida, este frequentemente fornece um ajuste razoável para os perfis de velocidade observada na parte mais baixa da CLA. Ou seja, o perfil de vento é mais apropriado para a CLS, onde a velocidade do vento cresce invariavelmente com a altura (ARYA, 2001).

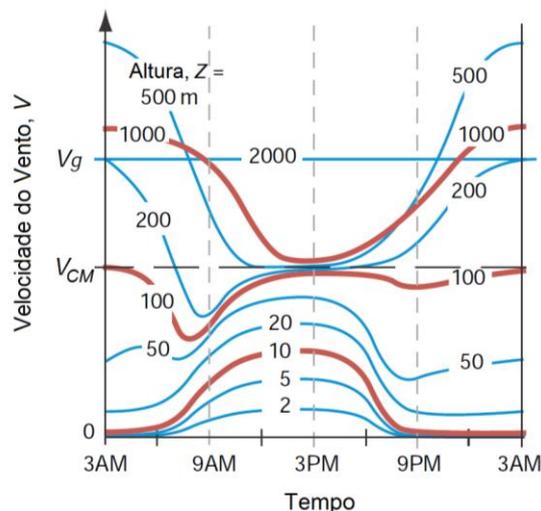
2.1.6 Variação diária do vento

Durante o período diurno a velocidade do vento é homogênea, uniforme com a altura e subgeostrófica, pois a turbulência transfere o atrito da superfície para toda a parte média da CM. Acima, na ZE/camada de inversão a turbulência está ausente, sem transferir os aspectos do arrasto superficial, e rapidamente os ventos reestabelecem de forma plena seus valores geostróficos. Portanto o cisalhamento do vento tende a concentrar-se na CLS e ZE. À noite, a superfície, os ventos tornam-se calmos porque o ar é afetado pelo atrito do solo, contudo o

mesmo não se submete mais aos ventos turbulentos acima, porque a turbulência foi reduzida. O cessamento da turbulência, pela CLN, também reflete-se na CR que encontra-se sem influência do atrito. Na CR o vento pode ser acelerado e ocorrer o fenômeno conhecido como jato noturno (um jato de baixo nível, WALLACE e HOBBS, 2006).

A Figura 7 representa a evolução diária do vento médio em diversos níveis. Próximo à superfície a velocidade do vento tem um nítido crescimento após o nascer do sol, com valores máximos no início da tarde e uma diminuição brusca após o pôr do sol. O crescimento dos ventos após o amanhecer dá-se devido a rápida transferência de momento, no sentido para cima, pela evolução da CLC. Em níveis mais acima da CLS o vento apresenta uma amplitude menor, porém com um padrão similar. Normalmente ocorre uma inversão na evolução diária do vento em níveis elevados (100 m ou mais), onde no período noturno tem-se maiores velocidades (ARYA, 2001).

Figura 7 - Variação diária da velocidade do vento em várias alturas dentro de um camada limite idealizada.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006.

2.1.7 Influências do terreno: rugosidade, obstáculos e relevo

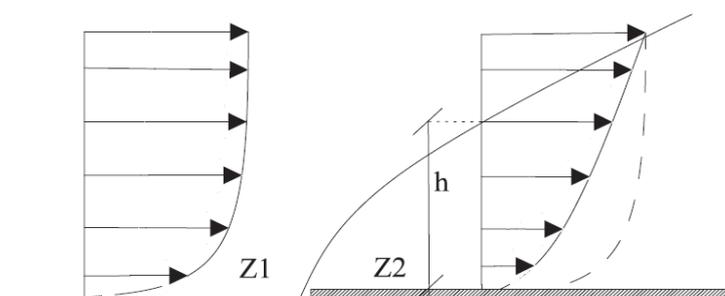
Características da superfície da Terra, como rugosidade da topografia e obstáculos retardam a velocidade do vento. Propriedades da superfície afetam também sua direção, de modo que a direção dos ventos na superfície torna-se ligeiramente diferente da direção do vento geostrófico. Entre os ventos de natureza topográfica estão as brisas de terra-mar e vale-

montanha, bem como os ventos catabáticos e anabáticos de origem térmica (explanados nas seções 2.1.2 e 2.1.3).

A rugosidade é um importante aspecto no estudo do comportamento do vento sobre um dado local, uma vez que esta retarda o fluido e provoca o cisalhamento do mesmo. Os ventos de baixa altitude sobre terrenos rugosos têm a sua velocidade bastante prejudicada (AMÊNDOLA, 2007). Nos níveis próximos a 600m e superiores, não existem significativos efeitos da rugosidade e a velocidade do vento torna-se equivalente a velocidade do vento gradiente¹. Os efeitos e a natureza dos terrenos são indicados pelo tipo de rugosidade na superfície, além de identificar a localização de florestas (e a densidade das árvores), lagos, depressões, montanhas, vales e suas extensões (PARDALOS *et al.*, 2013).

O comprimento de rugosidade z_0 (Eq. 2.2) é uma maneira simples de parametrizar a rugosidade do terreno. A influência dessa rugosidade no perfil da velocidade do vento é obtida pelo perfil logarítmico e pela lei do arrasto geostrófico². Determina-se então a rugosidade de uma área pelo tamanho e distribuição do elementos rugosos contidos nela. Contudo o valor atribuído a z_0 não permanece constante, pois varia juntamente com as características mutáveis como folheação, o crescimento da vegetação, cobertura de neve, estado do mar, etc. A rugosidade pode ser derivada a partir de informações referentes ao uso da terra, estas podem ser encontradas em mapas topográficos, fotografias aéreas, imagens de satélite, base de dados acerca da estrutura da superfície ou ainda através da inspeção visual dos locais de interesse (PETERSEN *et al.*, 1997). A Figura 8 exemplifica a mudança do perfil vertical da velocidade do vento em terrenos com diferentes rugosidades.

Figura 8 – Influência da mudança de rugosidade superficial sobre o perfil do vento.



Fonte: Jervell, 2008.

¹ Um vento teórico que sopra paralelo a curvatura das isóbaras (Ahrens, 2008).

² Branco (1991) a define como um balanço aproximado entre as forças geradas pelo gradiente de pressões e as forças de fricção na superfície. Sob condições ideais, este balanço relaciona o vento geostrófico e a velocidade de fricção.

Obstáculos também exercem uma influência significativa no fluxo dos ventos, reduzindo de modo considerável a sua velocidade e muitas vezes podem criar turbulência em sua vizinhança. A zona de turbulência decorrente destes pode estender-se por até três vezes a altura do obstáculo e tendem a pronunciar-se mais na sua parte traseira que na dianteira (WAGNER E MATHUR, 2009). A diminuição da velocidade do ventos por causa de obstáculos vai depender da sua porosidade, que é um parâmetro que determina a abertura de um objeto à passagem de vento, matematicamente definida como a relação entre a área aberta dividida pela área total do objeto de frente para o vento (AMÊNDOLA, 2007; WAGNER e MATHUR, 2009).

O efeito de desaceleração do vento proveniente de um obstáculo aumenta com a altura e o comprimento do obstáculo. O efeito é, obviamente, mais pronunciado perto do obstáculo e próximo ao solo (WAGNER e MATHUR, 2009). Em termos de aproveitamento eólico, quanto maior for a distância entre os obstáculos e o aerogerador, menor será a velocidade do vento necessária para acioná-lo, pois a sombra eólica (interferência aerodinâmica) pode estender-se até uma distância maior que cinco vezes a altura do obstáculo, dependendo da rugosidade do terreno. Quanto maior for o obstáculo, maior será a sombra eólica e quanto menor a porosidade do obstáculo menor será a sombra eólica. Dependendo da natureza e dimensão do obstáculo, a área de turbulência gerada pode provocar mudanças bruscas na magnitude e direção do vento, indesejáveis no aproveitamento eólico por gerar fadiga mecânica, e conseqüentemente uma maior depreciação e menor vida útil de aerogeradores (AMÊMDOLA, 2007).

A orografia da região figura como um dos elementos mais importantes na descrição do escoamento do vento, devido à alta complexidade do terreno em questão (terreno plano, elevações de declive suave ou terreno montanhoso; JERVELL, 2008). Forçantes sinóticas podem elevar a magnitude dos ventos, e sobrepor circulações locais de origem orográfica (como as brisas de vale-montanha) tornando-as imperceptíveis. Em tais casos o relevo torna-se uma forçante dinâmica sobre os ventos, podendo levar a formação de fenômenos a jusante de terrenos montanhosos, como ondas de gravidade, esteiras de vórtices, nuvens lenticulares e tempestades de vento (GONÇALVES, 2011).

Colinas e vales afetam o fluxo da camada limite, pois o desenvolvimento do campo de pressão dá-se à medida que a atmosfera flui sobre estes, causando uma aceleração e desaceleração no fluxo próximo a superfície. O campo de pressão que desenvolve-se sobre estas áreas também será fortemente dependente da estratificação do fluxo (HOLTON, CURRY e PYLE, 2003). Em morros e montanhas o vento sofre um aceleração, em parte isto deve-se a

altitude, uma vez que a CLA denota um crescimento da velocidade do vento com a altura, o topo dos morros e o pico das montanhas podem “projetar” o fluxo na direção da camada com maiores velocidades de vento. O vento sofre ainda um efeito de canalização através das passagens ou ao longo dos vales alinhados com o fluxo. Igualmente a topografia pode produzir áreas de desaceleração do vento, como nos casos de vales abrigados, as áreas a sotavento do cume de uma montanha ou onde os padrões do fluxo resultam em pontos de estagnação (BURTON *et al.*, 2001).

2.1.8 Aspectos climatológicos e de terreno em Alagoas

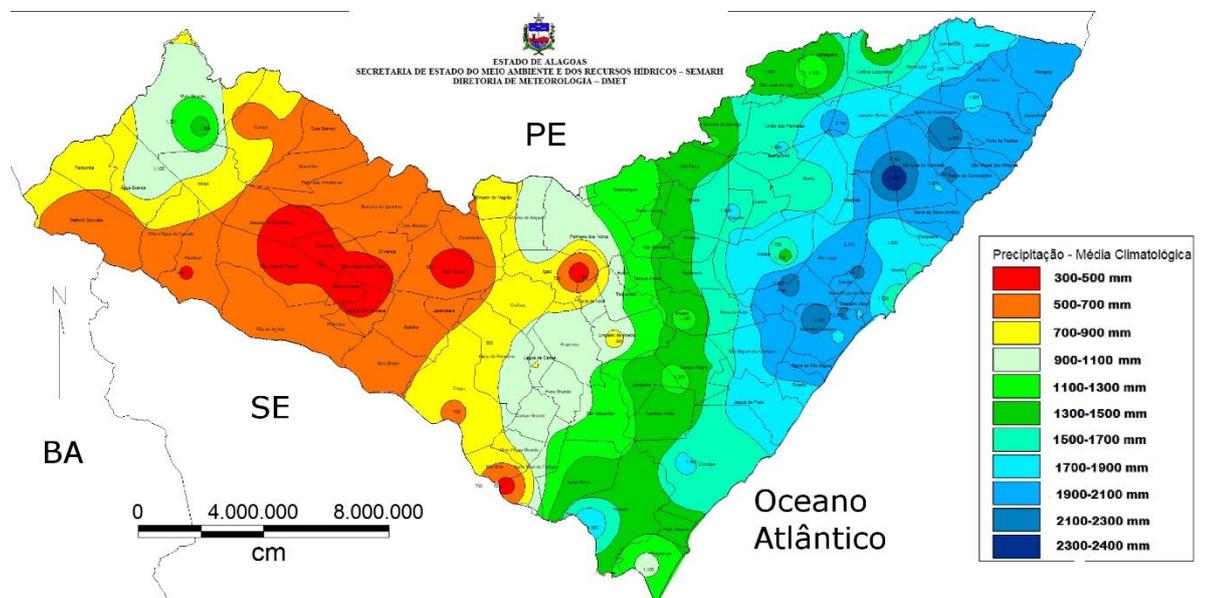
Segundo Molion e Bernardo (2002) os mecanismos dinâmicos de grande escala são responsáveis pela maior parte da precipitação observada no Nordeste do Brasil (NEB), dentre os quais temos os sistemas frontais e a ZCIT. Perturbações Ondulatórias no Campo dos Alísios (POAs), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) e as brisas fazem parte dos mecanismos de mesoescala, ao passo que pequenas células convectivas e circulações orográficas constituem mecanismos de microescala. Os sistemas dessas duas últimas escalas completam os totais pluviométricos. Silva *et al.*, (2011) discutiram sobre a dificuldade na identificação dos sistemas de precipitação intensa em Alagoas, pois estando o Estado inserido no NEB há uma interação entre processos tropicais e de latitudes médias, que torna muito mais complexa a análise.

De acordo com Silva (2009) o Estado apresenta dois períodos sazonais relativos à precipitação. Um período chuvoso que faz-se de abril a julho (entre o outono e o inverno) e um período seco compreendido entre outubro a janeiro (primavera-verão). O território alagoano, cuja área é de 27.779 km², divide-se em três mesorregiões; Agreste, Litoral e Sertão. Há uma diminuição do regime de chuvas no sentido de leste para oeste. O Litoral possui um clima tropical e média de precipitação anual compreendida entre 1000 a 2500 mm, com maior intensidade em sua parte norte, e temperatura entre 25 a 28°C. O Agreste e Sertão alagoano possuem áreas onde o regime pluviométrico fica abaixo dos 500 mm·ano⁻¹ (SEMARH, 2015), como pode ser observado na Figura 9. Na porção oeste de Alagoas o clima é semiárido com temperaturas que variam sazonalmente entre 13 e 40°C.

O relevo exerce sua influência local no clima do Estado, onde a direção das estruturas elevadas canalizam os ventos portadores de umidade. A maior parte do território alagoano encontra-se abaixo dos 300 m, 86%, outros 61% está abaixo dos 200 m, e apenas 1% encontra-

se acima de 600 m de altitude (SILVA, 2011). A maior parte do estado apresenta uma formação de relevo aplainado e predominantemente suave, com a presença de algumas ondulações, serras e picos, denominada pediplano. O litoral estende-se ao longo de 230 km, onde encontram-se tabuleiros areníticos e baixas colinas (<100 m) em que rios com embocaduras afogadas dão origem a lagoas e brejos. Ao redor da região do São Francisco prolonga-se uma planície fluvio-marinha, já ao norte temos a encosta meridional do Planta da Borborema. A Zona da Mata, originalmente composta por florestas tropicais e mangues, muito explorada para o cultivo da cana-de-açúcar e coco, ocupa parte do pediplano, litoral e planalto. No centro do Estado, Agreste, a vegetação transita entre florestas tropicais úmidas e a caatinga. Na porção ocidental tem-se uma intercalação da caatinga sertaneja e vegetações antrópicas, extensos pastos cobertos espaçadamente por árvores nativas de pequeno e médio porte (ELETROBRÁS, 2008).

Figura 9 – Médias climatológicas de precipitação pluviométrica para o Estado de Alagoas.



Fonte: Adaptado de SEMARH, 2015.

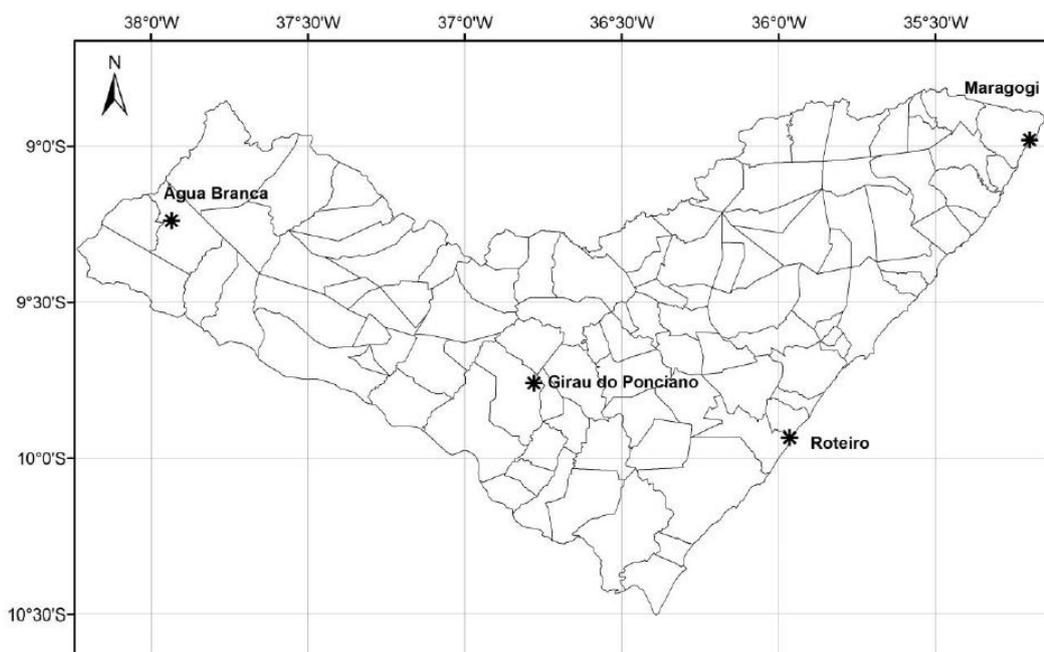
3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Área de estudo – Sítios experimentais

Neste estudo foram utilizados dados anemométricos provenientes de torres de 50m instaladas em quatro sítios experimentais no estado de Alagoas. As torres anemométricas foram distribuídas ao longo das três mesorregiões do Estado de Alagoas, nos municípios de Água Branca (Sertão), Girau do Ponciano (Agreste), Maragogi e Roteiro (Litoral). A instalação e operação das torres anemométricas foi feita por meio de um convênio entre as Centrais Elétricas Brasileiras – ELETROBRÁS, o governo do Estado de Alagoas, o LACTEC (Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento - Paraná) e a Universidade Federal de Alagoas – UFAL. O referido convênio visava o desenvolvimento do projeto Atlas Eólico e Disseminação da Tecnologia no Estado de Alagoas.

A escolha da localização das torres foi determinada a partir de um estudo prévio (ELETROBRÁS, 2008) que considerou a intensidade dos ventos, a cobertura do terreno, uso e ocupação do solo, com o auxílio de mapas de vento, modelos digitais do terreno, imagens de satélite e visitas *in loco*. Ao todo foram instaladas seis torres anemométricas no Estado, sendo quatro utilizadas para este trabalho, cuja localização encontra-se disposta na Figura 10.

Figura 10 - Localização das torres anemométricas no Estado de Alagoas.



Fonte: Adaptado de Ramos, 2012.

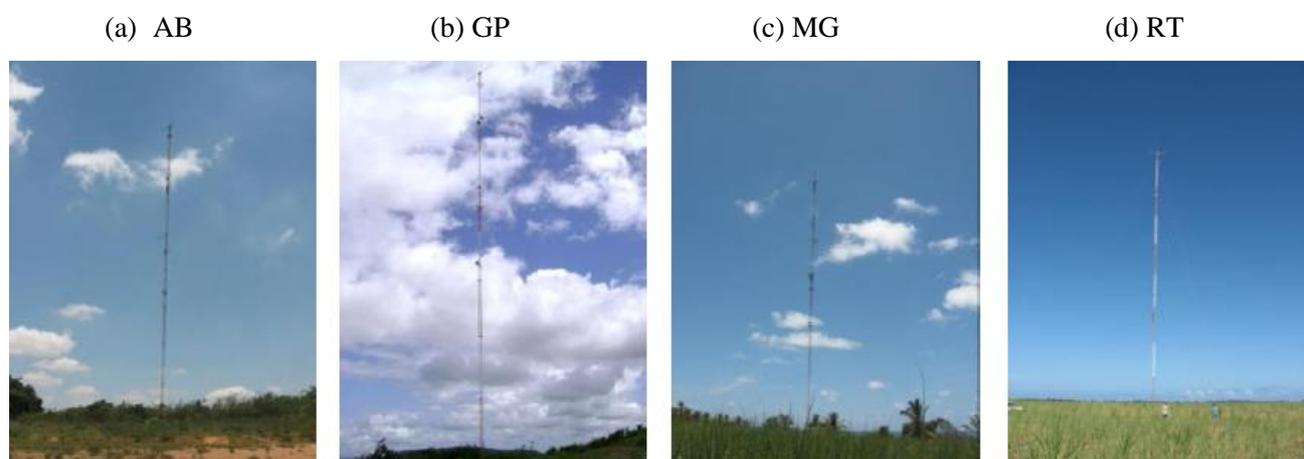
Foram utilizados anemômetros polares classe I, modelo A100L2 para medição da velocidade do vento e um sensor Windwane W200P (*Vector Instruments*) para a direção do vento. Todas as torres possuíam um sistema de aquisição de dados, *datalogger*, modelo CR800-series (*Campbell Scientific inc. – EUA*), sendo realizadas medições a cada segundo com registros a cada 10 minutos (Costa, 2009). Todas as torres submeteram-se ao controle de qualidade e segurança definido pela IEA – *Internacional Energy Agency* (Agência Internacional de Energia) e da IEC – *Internacional Eletrotechnical Comission* (Comissão Internacional de Eletrotécnica). As 4 torres possuíam altura de 50 m, com anemômetros em dois níveis (30 e 50 m) e um nível com sensor de direção (50 m). A Tabela 2 sumariza as informações de cada torre. Na Figura 11 são apresentados registros fotográficos de cada estação e seu respectivo entorno (parte da vegetação local).

Tabela 2 - Características gerais das torres anemométricas. ff(m) - altura de medição da velocidade do vento; dd(m) – altura de medição da direção do vento.

Município	Altura da torre (m)	Coordenadas Geográficas		Altitude da Torre (m)	Nível ff(m)	Nível dd(m)
		Latitude	Longitude			
Água Branca	50	09°14'59,10"S	37°56'33,29"W	738	30 - 50	50
Girau do Ponciano	50	09°45'58,50"S	36°47'06,46"W	410	30 - 50	50
Maragogi	50	08°59'08,16"S	35°12'02,16"W	40	30 - 50	50
Roteiro	50	09°56'29,62"S	35°58'32,66"W	40	30 - 50	50

Fonte: Autor, 2015.

Figura 11 - Fotografias das torres anemométricas e seus entornos. AB: Água Branca; GP: Girau do Ponciano; MG: Maragogi; RT: Roteiro.



Fonte: Autor, 2015.

Os dados utilizados no estudo compreendiam o período de janeiro de 2008 até dezembro de 2008. Os dados foram submetidos a um processo de controle de qualidade similar ao adotado pelo Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais – SONDA, a fim de identificar valores anômalos ocasionados por falhas instrumentais. Maiores detalhes do processo de qualificação dos dados encontram-se descritos em SONDA (2015). Foram calculadas médias horárias da velocidade e direção do vento através da decomposição vetorial nas componentes horizontais u e v . A transformação para uma frequência horária, antes a cada 10 minutos, deu-se mediante a necessidade de tornar os dados observados compatíveis para posterior comparação e validação com saídas numéricas do modelo de mesoescala, cuja saída dos dados é horária.

Posteriormente empregou-se um nivelamento que equiparou as falhas de medição para o banco de dados dos 4 sítios. A estação de Girau do Ponciano foi utilizada como base para nivelar as demais, isto porque a mesma foi a única que apresentou percentual de dados consistidos abaixo de 100% (Tabela 3). As falhas dos meses com mesmo número de dias foram incorporadas entre si, resultando em um percentual final inferior ao menor percentual computado. Na Tabela 4 encontra-se disposto o percentual final nivelado dos dados consistidos, válido para as quatro estações.

Tabela 3 - Percentual mensal dos dados consistidos para a estação de Girau do Ponciano (GP).

2008	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
GP (%)	98,61	97,45	97,04	98,42	98,79	99,03	99,73	99,72	100,00	98,79	99,17	99,73

Fonte: Autor, 2015.

Tabela 4 - Percentual mensal final resultante do nivelamento dos dados utilizado par as 4 estações.

2008	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
Nivelado (%)	83,20	88,94	83,20	85,97	83,20	85,97	83,20	83,20	85,97	83,20	85,97	83,20

Fonte: Autor, 2015.

3.2 Dados simulados – WRF

Foram utilizados dados de simulações numéricas a partir do modelo de mesoescala WRF (*Weather Research and Forecasting Model*), com saídas de séries temporais horárias compreendidas dentro do mesmo período dos dados anemométricos dos sítios experimentais.

As simulações do modelo foram realizadas e cedidas pelo Laboratório de Modelagem Atmosférica do Instituto de Ciências Atmosféricas (ICAT) – UFAL.

O WRF é um modelo atmosférico de mesoescala, não hidrostático, desenvolvido para Previsão Numérica de Tempo (PNT) e clima, tanto para fins de pesquisa como também de meteorologia operacional. O modelo é fruto de um esforço conjunto de uma série de centros de pesquisa, laboratórios e departamentos norte-americanos, dentre os quais tem-se a *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), o *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), o *Naval Research Laboratory* (NRL) e a Universidade de Oklahoma (SILVA, 2013; RAMOS, 2012).

As simulações do modelo são realizadas em 4 dimensões (x, y, z, t), dado que a malha horizontal repete-se em todos os níveis verticais a cada passo de tempo. A estrutura vertical do modelo é fornecida através da coordenada sigma, que acompanha o contorno do terreno. A coordenada fornece uma melhor resolução próximo a superfície, onde descreve com maior eficácia os processos da CLA, todavia a mesma apresenta certas limitações em terrenos com variações mais acentuadas, bem como naqueles montanhosos. Descrições mais detalhadas acerca do modelo, sua estrutura numérica e computacional, podem ser obtidas em Skamarock *et al.* (2008). O modelo permite que seja feito aninhamento por meio de domínios, a fim de reduzir custos computacionais, focando um maior refinamento da grade, com maior resolução na região de maior interesse e os demais domínios servem para incorporar condições de contorno. Para esse estudo foram configurados 3 domínios, apresentados na Figura 12. O domínio 1 (domínio-mãe) apresenta resolução espacial de 80 km e abrange parte da América do Sul e Oceano Atlântico. O domínio 2 tem resolução de 20 km e abrange o NEB e parte do Oceano Atlântico. O domínio 3 possui resolução de 5 km e compreende o Estado de Alagoas.

A validação dos dados das simulações do WRF foram realizadas a partir de pontos de grade presentes no domínio 3. As séries foram extraídas por meio de rotinas em *Fortran 90*, *Shell Script* e *GrADS*, a partir de pontos de grade correspondentes as localizações dos sítios. Para efetivar a validação com os dados observados das estações anemométricas foram utilizadas séries para os níveis de 10m (velocidade e direção), 30 e 50m (velocidade).

No total o modelo levou aproximadamente 61 dias em tempo de processamento para simular os 12 meses. Neste estudo foi utilizado a versão 3.2 do modelo, os dados de entrada empregados foram reanálises do NCEP FNL (*Final Analysis*), com resolução espacial de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ (~111 km) e resolução temporal de 6 horas para cada ponto de grade. Foram empregados o USGS (*United States Geological Survey*) e o MODIS (*Moderate Resolution Imaging*

Spectroradiometer), respectivamente para configuração das condições de terreno e de vegetação, ambos com resolução de 30 segundos de arco (925 m). A Tabela 5 lista as parametrizações físicas empregadas neste estudo.

Figura 12 - Representação dos três domínios configurados no WRF.



Fonte: Ramos, 2012.

Tabela 5 - Parametrizações físicas utilizadas para as simulações. ROC – Radiação de Onda Curta; ROL – Radiação de Onda Longa; TSMO – Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov; RRTM - *Rapid Radiative Transfer Model*.

Parametrização	Esquema	Referência
Microfísica	Purdue Lin	(LIN, FARLEY e ORVILLE, 1983)
Superfície do solo	Noah LSM	(CHEN e DUDHIA, 2001)
Camada Limite Atmosférica	ACM2	(PLEIM, 2007a)
Cumulus	Grell-Devenyi	(GRELL e DEVENYI, 2002)
Camada Limite Superficial	TSMO	(MONIN e OBUKHOV, 1954)
ROC e ROL	RRTM	(MLAWER, TAUBMAN, <i>et al.</i> , 1997)

Fonte: Ramos, 2012.

3.3 Extrapolações do perfil vertical do vento

Tendo em vista que o uso do método de extrapolação pelo perfil logarítmico do vento utilizando em conjunto o valor de u_* prevista pelo WRF já mostrou-se eficaz em estudos anteriores (RAMOS *et al.*, 2011; RAMOS, LYRA e SILVA-JÚNIOR, 2013), optou-se pela realização de extrapolações do perfil do vento para 30 e 50m a partir do nível inicial de 10m

(fornecido pelo modelo). As extrapolações foram comparadas com os respectivos valores das saídas do WRF nos mesmos níveis, a fim de aferir as diferenças entre os valores de simulação numérica e aqueles estimados por extrapolação. Empregou-se dois modelos, teórico e empírico, para efetuar a extrapolação da velocidade do vento, os quais encontram-se descritos a seguir:

Lei Logarítmica – Para o uso desta lei considera-se a camada limite neutra, todavia esta técnica tem mostrado-se capaz de prover uma boa descrição de dados de vento até uma altura de 100m (ROBALLO e FISCH, 2008; LI, ZHI e HU, 2010). Abaixo segue a expressão com a adaptação seguida em Ramos *et al.* (2011):

$$u_z = \left(\frac{u_*^{WRF}}{k} \right) \cdot \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (3.1)$$

Onde u_z é a velocidade do vento do modelo no nível desejado ($m \cdot s^{-1}$), u_*^{WRF} é a velocidade de fricção dada pelo WRF ($m \cdot s^{-1}$), k é a constante de Von Karman ($k=0,4$), z é o nível da estimativa (m) e z_0 é o comprimento de rugosidade (m). Os valores de z_0 foram atribuídos para todo o período estudado (1 ano), sendo empregados os valores propostos por Ramos, Lyra e Silva-Júnior (2013), que estimaram os valores do comprimento de rugosidade de cada sítio a partir da análise de imagens tiradas em campo; Água Branca: $z_0 = 0,2$ m; Girau do Ponciano: $z_0 = 0,03$ m; Maragogi e Roteiro: $z_0 = 0,1$ m.

Lei de Potência - Possui largo uso em engenharia, sendo utilizada para a avaliação da ação do vento sobre estruturas, sobretudo por sua simplicidade. A lei aplicada ao modelo é descrita pela expressão:

$$\frac{u}{u_{r \ WRF}} = \left(\frac{z}{z_r} \right)^m \quad (3.2)$$

Onde $u_{r \ WRF}$ é a velocidade do vento ($m \cdot s^{-1}$) dada pelo WRF na altura de referência z_r (m). Considerou-se como altura de referência o valor de 10m, como preconizado pela OMM (Organização Meteorológica Mundial), neste caso usou-se o valor de saída do modelo no nível de 10m para então estimar seus valores a 30 e 50m. O expoente " m " representa a rugosidade da superfície e foi adotado seu valor típico de 0,14. A lei de potência do perfil do vento é inteiramente empírica e foi desenvolvida sem considerar tantos aspectos reais da CLA, ela baseia-se sobretudo nas considerações de que o expoente " m " varia apenas em função da rugosidade do terreno, permanecendo constante com a altura, e que o gradiente da altura é apenas função de " m ". Na prática o gradiente e o expoente também variam com a velocidade e

a estabilidade (LI, ZHI e HU, 2010). Pesquisas mostram que o valor adotado para m (0,14) descreve o perfil atmosférico do vento suficientemente bem na faixa dos primeiros 100m, sob condições próximas a neutralidade (FARRUGIA, 2003).

3.4 Calibragem estatística

Foi realizado um teste de pós-processamento estatístico baseado no método MOC (*Model Output Calibration*), proposto originalmente por Mao *et al.* (1999), a fim de contornar alguns erros inerentes aos modelos de PNT e clima. Segundo Mao *et al.* (1999) tais erros podem ser sistemáticos, numéricos e randômicos. Os erros sistemáticos resultam da diferença existente entre a atmosfera do ambiente e aquela modelada, provenientes de diferenças em relação a topografia usada bem como na cobertura da superfície. Os erros numéricos são causados pelo processo de discretização das equações do modelo, por erros de truncamento e até por ocasionais *bugs* computacionais não identificados. Por fim os erros randômicos provêm do alto grau estocástico inerente a turbulência da CLA, e que não é perfeitamente representada pelas parametrizações.

O modelo baseia-se em regressão linear multivariada e diferente dos demais métodos de correção que tentam estimar a variável, este estima o erro da previsão da variável, além de requerer uma base de dados muito menor, da ordem de semanas ao invés de anos. Chou *et al.* (2007) e Ferreira (2011) conseguiram resultados estáveis com 28 dias de simulação, Tozzi *et al.* (2002) tiveram resultados eficazes com 21 dias de dados simulados para gerar as equações. Para o teste do método neste trabalho utilizou-se 31 dias de simulação do WRF como período de treinamento.

A ideia principal por trás desta metodologia é que os erros das previsões dos últimos dias podem ter sofrido influências de algumas variáveis do modelo, podendo reincidir nos dias seguintes. Traça-se então uma relação entre o erro da variável que se deseja calibrar (preitando) e um conjunto de variáveis previstas pelo modelo (preditoras), no mesmo horário e estação de observação, através de correlações múltiplas da qual se deriva uma equação de regressão capaz de ajustar o valor do erro da variável que se quer corrigir. No presente estudo a variável foi a velocidade do vento a 30 e 50m, para o sítio de Água Branca. Abaixo segue o processo de desenvolvimento das equações com base na descrição de Mao *et al.* (1999), seguindo também a mesma nomenclatura utilizada pelos autores.

Sendo $V^{WRF}_{ij}(k)$ ($k = 1, 2 \dots, N$) uma série temporal da velocidade do vento recentemente prevista pelo WRF dentro da caixa de grade do modelo, com tamanho N no ponto de grade (i, j) e $V^{Obs}_{ij}(k)$ a série correspondente aos dados observados (vento observado) para o mesmo ponto, o erro da previsão é dado por:

$$\Delta V_{ij}(k) = V^{WRF}_{ij}(k) - V^{Obs}_{ij}(k), \quad k = 1, 2, \dots, N. \quad (3.3)$$

Assume-se que o erro da velocidade do vento, $\Delta V_{ij}(k)$, está intrinsicamente associado a diversas variáveis de saída do modelo WRF, $X_{ij,l}(k)$, de modo que este é definido em função delas:

$$\Delta V_{ij}(k) = \Pi[X_{ij,l}(k)] \quad (3.4)$$

Sendo l a quantidade de variáveis associadas geradas pelo modelo WRF. Constrói-se assim a equação de regressão linear multivariada a partir da função da Eq. 3.4:

$$\Delta V_{ij}(k) = \Lambda_0 + \sum_{l=1}^L \Lambda_l X_{ij,l}(k), \quad k = 1, 2, \dots, N, l = 1, 2, \dots, N. \quad (3.5)$$

Onde Λ_0 e Λ_l são coeficientes da equação de regressão. A equação 3.5 predita o erro esperado pelo WRF por suas saídas mais recentes, a relação preditando-preditor é estabelecida a *posteriori*. A equação 3.6 fornece o ajuste da previsão após o processo de calibração.

$$V^{Cal}_{ij}(k) = V^{WRF}_{ij}(k) - \Delta V_{ij}(k) \quad (3.6)$$

Onde $k = N+1, N+2 \dots, N+M$ é o tempo onde o ajuste será empregado, sendo N o tempo de desenvolvimento das equações. As variáveis escolhidas como predictoras foram aquelas cuja correlação com o erro apresentou valor superior a um valor crítico, R_c . O critério de escolha foi que o valor da correlação linear da variável com o erro fosse $>0,5$, sendo adotado no máximo 5 variáveis para a equação de cada hora. Nos casos em que nenhuma variável ter tal correlação, foi adotada a variável (uma) com correlação $>0,4$. Construiu-se então 24 equações, uma para cada hora do dia para o sítio referido. O método baseia-se no MOC pois aqui foram empregados até 5 variáveis de um total de 12 variáveis de saída do modelo (ver

Tabela 6), enquanto que Mao *et al.* (1999) sugere que o número de variáveis seja muito maior que os recrutados. Nos casos em que o preditando era no nível de 30m, a variável de velocidade do vento à 30m não entrava na lista de candidatas, o mesmo válido para o nível de 50m.

Tabela 6 - Variáveis de saída do WRF, candidatas a preditoras.

Variável	Descrição	Unidade
tc2	Temperatura do ar a 2m de altura	°C
ur2	Umidade relativa do ar a 2m de altura	%
vv10	Velocidade do vento a 10m de altura	m.s ⁻¹
dv10	Direção do vento a 10m	m.s ⁻¹
u10	Componente zonal do vento a 10m	m.s ⁻¹
v10	Componente meridional do vento a 10m	m.s ⁻¹
pres	Pressão atmosférica	hPa
rg	Saldo de radiação solar	W.m ⁻²
ust10	Velocidade de fricção a 10m de altura	m.s ⁻¹
vv50	Velocidade do vento a 50m de altura	m.s ⁻¹
vv70	Velocidade do vento a 70m de altura	m.s ⁻¹
vv100	Velocidade do vento a 100m de altura	m.s ⁻¹

Fonte: Autor, 2015.

3.5 Índices estatísticos – Avaliação dos dados

Para avaliar o desempenho dos prognósticos gerados pelo modelo, tendência e sua acurácia (da velocidade do vento à 30 e 50 m), foram mensurados os parâmetros estatísticos: Coeficiente de correlação de Pearson, BIAS, MAE e RMSE. Foram calculadas médias diárias e mensais. Estimou-se ainda a medida *Skill Score* para determinar a melhora do WRF pela calibração estatística. A seguir é apresentada a descrição pormenorizada dos parâmetros usados.

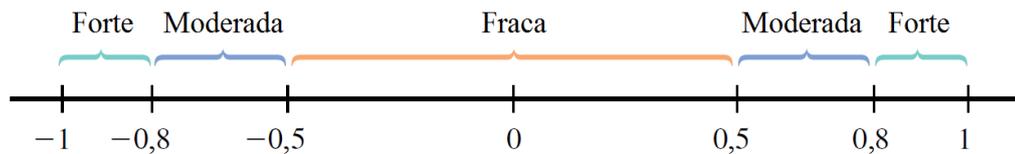
Coeficiente de correlação de Pearson (r) – Também conhecido apenas como coeficiente de correlação, mensura a associação linear entre as variáveis, x e y . Pode ser definido como a razão entre a amostra de covariância de duas variáveis pelo produto de seus desvios padrões (WILKS, 2006), apresentado pela expressão:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x'_i y'_i)}{\sqrt{[\sum_{i=1}^n (x'_i)^2]} \cdot \sqrt{[\sum_{i=1}^n (y'_i)^2]}} \quad (3.7)$$

Onde x'_i e y'_i representam, cada qual, a diferença entre o valor observado da variável e sua média na amostra. O coeficiente de correlação tem como propriedades que: o mesmo

representa uma medida da extensão em que x e y são linearmente correlacionados; o valor de r independe da unidade da variável; o valor de r independe de qual variável é atribuída como x ; o valor de r está compreendido entre -1 e $+1$; $r = -1$ é uma associação linear negativa perfeita e $r = +1$ uma associação linear positiva perfeita (PECK, OLSEN e DEVORE, 2007). A Figura 13 descreve a força das correlações, tal classificação foi aplicada para avaliar a representatividade das correlações entre o WRF e os dados observados.

Figura 13 - Descrição da força da correlação linear.



Fonte: Adaptado de Peck, Olsen e Devore, 2007.

Os valores de r foram também analisados por distribuições de frequência (10 classes) para as correlações relativas as componentes horizontais (u e v) e para o vento observado, durante as estações seca e chuvosa, e os meses de transição. Calculou-se também o percentual da força das correlações.

BIAS – Também conhecido como erro médio (VIÉS), mostra o desvio médio da variável do modelo em relação a uma variável. Fornece informações sobre o desempenho do modelo a longo prazo, ou seja, a sua tendência ou erro sistemático (FERREIRA, 2011). O BIAS mede a tendência de superestimar (resultados positivos) ou subestimar (resultados negativos) do dado simulado em relação ao observado. Embora forneça uma ideia do erro sistemático, não considera informações individuais dos erros, sua magnitude (HALLAK e PEREIRA FILHO, 2011). Ele é expresso pela diferença média entre a previsão (P_n) e a observação (O_n). Quanto mais perto de zero melhor o resultado.

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (P_n - O_n) \quad (3.8)$$

MAE (Mean Absolute Error) – Mede a magnitude média dos erros da previsão (média dos erros absolutos) em um determinado conjunto de dados, sendo uma medida escalar da acurácia da previsão (NURMI, 2003). Os valores do MAE são afetados por valores anômalos extremos, ou “pontos singulares” (*outliers*) e é considerada uma medida mais precisa e robusta

em identificar a habilidade do modelo numérico representar a realidade (HALLAK e PEREIRA FILHO, 2011). O acerto da previsão é maior quanto mais próximo de zero o MAE é. É estimado pela expressão:

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |P_n - O_n| \quad (3.9)$$

RMSE (Root Mean Square Error) – É uma medida quadrática da magnitude média do erro. Mostra diferenças individuais entre a previsão do modelo (P_n) e as observações (O_n), elevando as diferenças ao quadrado para que resultados positivos e negativos sejam tratados igualmente (PERREIRA, 2011). Por elevar os erros ao quadrado, o RMSE concede um peso relativamente maior aos grandes erros (EUMETCAL, 2015). Mensura o erro total (sistemático e randômico), sendo expresso como:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (P_n - O_n)^2} \quad (3.10)$$

Devido a segunda potência o RMSE é mais sensível que o MAE em relação aos erros grandes, sendo o RMSE sempre maior ou igual ao MAE. A diferença entre esses dois índices será maior na medida que for maior o valor da variância dos erros individuais na amostra. Se $RMSE = MAE$, todos os erros são da mesma ordem de grandeza (EUMETCAL, 2015).

SS (Skill Score) – Esse índice mede o percentual de melhora do modelo ajustado sobre o não ajustado, sendo expresso como:

$$SS = \left(\frac{E_{modelo} - E_{corrigido}}{E_{modelo}} \right) \times 100 \quad (3.11)$$

Onde E_{modelo} e $E_{corrigido}$ são respectivamente o erro calculado para o modelo e o erro calculado para a série corrigida. O SS pode ser calculado para os erros supracitados, BIAS, MAE e RMSE (FERREIRA, 2011). Valores positivos do SS denotam um ganho percentual da previsão ajustado em relação a original do modelo, por sua vez valores negativos denotam que o ajuste tem precisão inferior àquela do modelo (EUMETCAL, 2015).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na seção 4.1 serão explanados os resultados relativos à comparação da saída do modelo numérico a 50m e dos dados observados na mesma altura, em cada localidade. Para realizar a decomposição vetorial do vento simulado em componentes horizontais, zonal (u) e meridional (v), foi utilizado o valor da direção do mesmo na altura simulada a 10m, visto que esta era o único nível onde o WRF simulou a direção. Esta solução foi adotada pela limitação dos dados e pelo fato da direção do vento variar muito pouco em uma camada de 40m. Na seção 4.2 serão confrontados os resultados dos quatro sítios para o vento observado, avaliando as principais características, suas divergências e convergências.

Nas seções 4.3 e 4.4 será confrontado o desempenho do WRF confrontado com as extrapolações da velocidade do vento (a partir da altura de 10m), para 30 e 50m, respectivamente. Na seção 4.5 será analisado o uso do ajuste estatístico no modelo em Água Branca, com prognóstico de 72 horas.

Para verificar e analisar a acurácia das previsões foram utilizados quatro índices estatísticos (r , BIAS, MAE e RMSE). Foram elaborados valores médios mensais e a distribuição dos mesmos para o período seco – ONDJ (Outubro, Novembro, Dezembro e Janeiro); período chuvoso – AMJJ (Abril, Maio, Junho e Julho); período de transição – FMAS (Fevereiro, Março, Agosto e Setembro).

4.1 Comparação das componentes do vento – WRF 50m e observação 50m

4.1.1 Água Branca

A Tabela 7 apresenta os valores médios mensais do coeficiente de correlação e os erros para as componentes horizontais e para o vento observado. Água Branca foi o único sítio onde os valores das correlações das componentes horizontais seguiram uma mesma tendência. A mesma simetria foi evidenciada nos valores das correlações do vento observado.

O período compreendido entre maio e setembro foi onde o WRF mostrou-se menos eficiente prognosticar a velocidade do vento, sendo o mês de junho onde há a menor correlação entre o simulado e o observado ($r = 0,26$). Foi durante o período chuvoso onde verificou-se os erros mais acentuados, sobretudo em junho onde o BIAS médio foi de $-1,75 \text{ m.s}^{-1}$, MAE $2,11 \text{ m.s}^{-1}$ e RMSE $2,65 \text{ m.s}^{-1}$.

À exceção de junho, o modelo sistematicamente subestimou a componente zonal, cuja propensão foi de redução do BIAS entre março e agosto. Na componente meridional há uma tendência análoga, em “*v*” seus valores foram subestimados pelo modelo em todos os meses do ano. Esta subestima incondicional da componente meridional foi apenas verificada para este sítio.

Novembro destaca-se como o mês onde houve melhor correlação das simulações do WRF com dados anemométricos para o vento observado (*VO*). O mesmo desempenho favorável é revelado para a componente meridional onde a melhor correlação foi de “0,79”. Em agosto os erros MAE e RMSE são simultaneamente os menores de todo o ano, tanto para a componente zonal como para o vento observado, respectivamente MAE 1,22 m.s⁻¹ e 1,34 m.s⁻¹, RMSE 1,62 m.s⁻¹ e 2,43 m.s⁻¹, denotando menor variância entre os dados. Aos erros da componente meridional são mais acentuados que seu homólogo zonal.

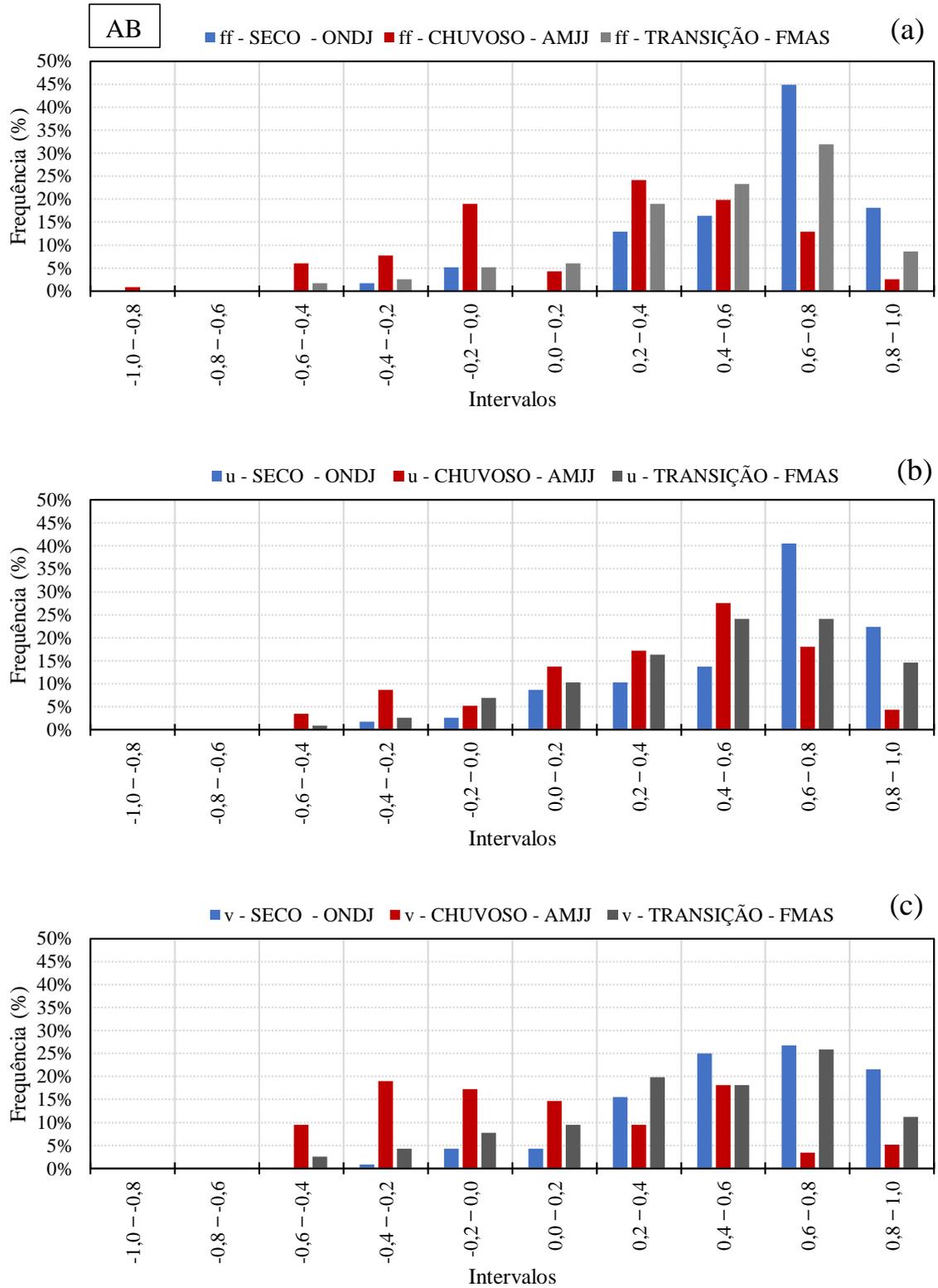
Tabela 7 - Valores mensais dos parâmetros estatísticos calculados para a velocidade do vento; Valor observado e componentes horizontais, para o sítio de Água Branca em 2008.

OBS x WRF - 50m												
2008	Vento observado				Componente u				Componente v			
Mês	r	BIAS	MAE	RMSE	r	BIAS	MAE	RMSE	r	BIAS	MAE	RMSE
Jan	0,67	0,29	1,45	1,86	0,73	-1,18	1,69	2,14	0,63	-1,75	2,15	2,67
Fev	0,55	0,59	1,65	2,20	0,78	-1,40	2,11	2,79	0,71	-0,68	2,32	3,05
Mar	0,53	-0,18	1,64	2,19	0,59	-0,27	1,82	2,35	0,54	-1,26	2,39	3,03
Abr	0,53	0,18	1,59	2,00	0,59	-0,29	1,69	2,25	0,61	-0,89	2,05	2,58
Mai	0,33	-1,45	2,07	2,66	0,51	-0,12	1,60	2,00	0,36	-2,26	2,82	3,38
Jun	0,26	-1,75	2,11	2,65	0,33	1,73	2,15	2,68	0,05	-0,29	2,09	2,67
Jul	0,39	-0,71	1,55	1,97	0,48	-0,49	1,41	1,81	0,44	-1,34	2,06	2,51
Ago	0,46	-0,25	1,34	1,71	0,50	-0,70	1,22	1,62	0,47	-1,22	1,85	2,30
Set	0,31	0,65	1,59	1,94	0,45	-1,36	1,69	2,05	0,57	-0,86	1,67	2,11
Out	0,58	0,66	1,50	1,87	0,56	-1,50	1,79	2,18	0,73	-1,20	1,57	1,98
Nov	0,70	1,11	1,69	2,10	0,68	-1,76	2,02	2,50	0,79	-0,95	1,79	2,16
Dez	0,59	0,59	1,82	2,32	0,74	-1,54	2,00	2,60	0,71	-0,93	2,26	2,86
Média	0,55	-0,02	1,67	2,14	0,64	-0,74	1,77	2,27	0,69	-1,14	2,08	2,64

Fonte: Autor, 2015.

As distribuições de frequência das correlações entre o WRF e os dados observados em Água Branca encontram-se dispostas na Figura 14. As distribuições das componentes horizontais e do “*VO*” possuem tendências análogas durante o período seco. Nos meses do período seco os maiores percentuais de “*u*”, “*v*” e “*VO*” estão compreendidos entre as classes de “0,4 – 0,6” a “0,8 – 1”. Destaca-se que tanto para o período seco e nos meses de transição a classe “0,6 – 0,8” possui maior frequência nas componentes e no “*VO*”.

Figura 14 - Distribuição de frequência dos valores de correlação obtidos entre os dados simulados e observados para os períodos seco, chuvoso e de transição em Água Branca (50m). Vento observado (a); Componente zonal (b); Componente meridional (c).



Fonte: Autor, 2015.

Nos meses chuvosos verifica-se um decréscimo de correlações entre as classes altas positivas e um crescimento de correlações entre “0,0 – - 0,6”, sobretudo em “VO” e “v”. Em AMJJ 45,68% das correlações da componente meridional e 32,7% do vento observado são negativas.

Na Tabela 8 temos uma representação geral do desempenho das simulações ao longo dos três períodos estudados. Corrobora-se os padrões observados nas distribuições, sempre com melhores resultados no período seco, piores valores no período chuvoso e desempenho intermediário nos meses de transição. É notório ainda nos meses secos, além de menores correlações fracas, sempre os valores compreendidos entre correlações moderadas e fortes sobrepõe as correlações fracas, estas perfazem 71,55% para o vento observado e a componente zonal e 65,52% na meridional. Para o período seco e de transição “u” apresenta um maior percentual de “r” forte em comparativo com “v”, e ao considerar o valor total de correlações fortes e moderadas a mesma componente apresenta resultados superiores nos três períodos.

Tabela 8 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para os três períodos estudados em Água Branca (50m).

AB - r	SECO - ONDJ			CHUVOSO - AMJJ			TRANSIÇÃO - FMAS		
	VO	u	v	VO	u	v	VO	u	v
Fraco	28,45	28,45	34,48	68,97	61,21	74,14	43,10	47,41	52,59
Moderado	53,45	49,14	43,97	27,59	34,48	20,69	48,28	37,93	36,21
Forte	18,10	22,41	21,55	3,45	4,31	5,17	8,62	14,66	11,21

Fonte: Autor, 2015.

4.1.2 Girau do Ponciano

Em Girau do Ponciano o padrão descrito pelas correlações do “VO” é análogo a “u” e distinto daquele apresentado em “v”, neste último tem-se fases bem assinaladas (Tabela 9). Como observado em Água Branca, os erros da componente “v” são maiores que “u”, com uma diferença média de 0,55 m.s⁻¹ no BIAS, 0,37 m.s⁻¹ no MAE e 0,39 m.s⁻¹ no RMSE. Os quatro parâmetros estatísticos calculados para a componente meridional sinalizam uma redução em seus valores entre maio e setembro, e valores mais elevados no começo e fim do ano. Ambas as componentes são superestimadas pelo WRF, que consecutivamente subestima o “VO”. Em março “VO” e “u” apresentam as melhores correlações do ano, “0,67” em ambos os casos.

Tanto o MAE como o RMSE do “VO” mantiveram-se abaixo de 3 m.s⁻¹. Nas componentes os índices variaram entre 0,36 – 3 m.s⁻¹ (BIAS), 1,72 – 3,07 m.s⁻¹ (BIAS) e 2,12

– 3,48 m.s⁻¹ (BIAS). Nas nos três aspectos do vento, MAE e RMSE são maiores no período seco.

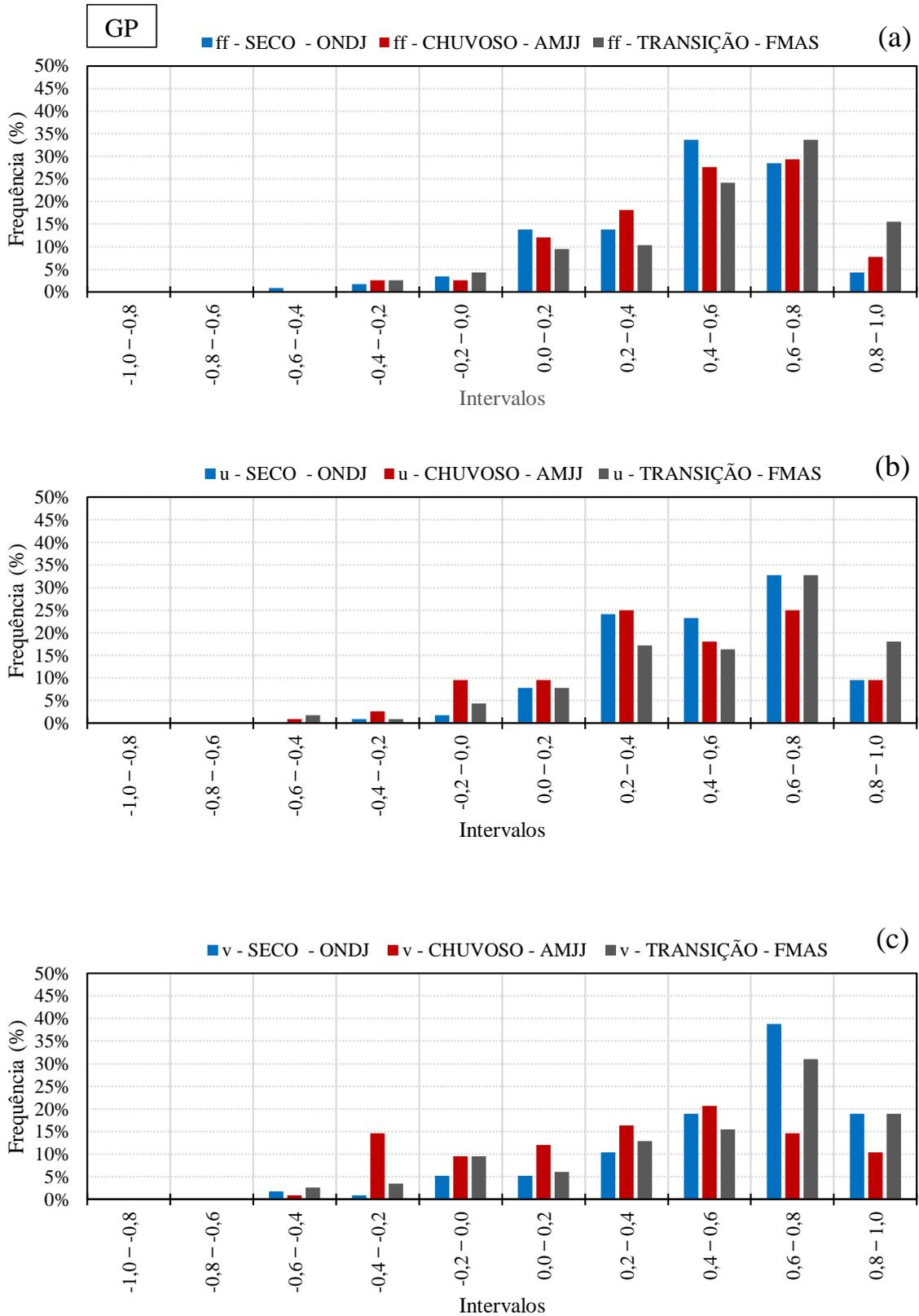
Tabela 9 - Valores mensais dos parâmetros estatísticos calculados para a velocidade do vento; Valor observado e componentes horizontais, para o sítio de Girau do Ponciano em 2008.

OBS x WRF - 50m												
2008	Vento observado				Componente u				Componente v			
Mês	r	BIAS	MAE	RMSE	r	BIAS	MAE	RMSE	r	BIAS	MAE	RMSE
Jan	0,58	-1,58	2,19	2,62	0,62	1,47	2,09	2,50	0,69	2,47	2,65	3,14
Fev	0,62	-1,33	2,10	2,53	0,63	0,45	2,46	3,31	0,51	2,04	2,72	3,27
Mar	0,67	-0,60	1,67	2,07	0,67	0,60	1,72	2,21	0,61	1,63	2,35	2,84
Abr	0,46	-1,24	2,12	2,51	0,53	1,14	2,10	2,53	0,59	2,06	2,55	3,13
Mai	0,56	-0,86	1,67	2,16	0,56	0,86	1,90	2,41	0,45	0,36	2,19	2,84
Jun	0,66	-0,61	1,42	1,76	0,57	1,02	1,88	2,34	0,31	0,64	1,80	2,29
Jul	0,52	-1,03	1,64	2,04	0,66	2,08	2,42	2,88	0,36	0,98	2,06	2,57
Ago	0,46	-1,16	1,71	2,09	0,49	1,95	2,27	2,70	0,43	1,40	2,08	2,59
Set	0,45	-1,14	1,63	1,98	0,52	1,42	1,76	2,12	0,72	1,69	2,06	2,50
Out	0,55	-1,21	1,69	2,05	0,58	1,50	1,87	2,27	0,79	2,48	2,61	2,96
Nov	0,43	-1,68	2,26	2,63	0,52	1,02	1,92	2,28	0,72	3,02	3,07	3,43
Dez	0,53	-1,78	2,49	2,94	0,64	1,16	2,27	2,83	0,59	2,50	2,93	3,48
Média	0,62	-1,18	1,88	2,31	0,67	1,22	2,05	2,55	0,73	1,77	2,42	2,94

Fonte: Autor, 2015.

Conforme mostra a Figura 15, durante os meses de transição (FMAS), o “VO” e as componentes horizontais apresentam distribuições similares, com máximos na classe de “0,6 – 0,8” (acima de 30%). Nos mesmos meses verifica-se maior percentual de correlações altas, com uma frequência superior aos demais períodos na classe de “0,8 – 1”, tanto para “u” como para “VO”. A componente meridional possui uma distribuição mais favorável no período seco, onde 57% das correlações estão entre “0,6 – 1”. Na quadra chuvosa o desempenho de “v” torna-se menos favorável, com mais de 20% os valores em classes baixas e negativas. No período seco “u” e “v” são melhores simulados que no chuvoso, contudo para “VO” o inverso ocorre. Vale salientar que este comportamento é oposto ao averiguado para Água Branca.

Figura 15 - Distribuição de frequência dos valores de correlação obtidos entre os dados simulados e observados para os períodos seco, chuvoso e de transição em Girau do Ponciano (50m). Vento observado (a); Componente zonal (b); Componente meridional (c).



Fonte: Autor, 2015.

Na tabela 10 são mostrados os resultados do desempenho do modelo para três classes qualitativas (fraco, moderado e forte). Nos meses de transição “VO” e “u” tem os melhores resultados, e nesse período o percentual de fortes correlações situa-se acima de 15% para “u”, “v” e “VO”. A componente meridional “v” foi melhor simulada no período seco, onde aproximadamente 70% das correlações da componente figuram entre valores moderados e fortes.

Tabela 10 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para os três períodos estudados em Girau do Ponciano (50m).

GP - r	SECO - ONDJ			CHUVOSO - AMJJ			TRANSIÇÃO - FMAS		
	VO	u	v	VO	u	v	VO	u	v
Fraco	51,72	46,55	30,17	49,14	59,48	63,79	41,38	36,21	38,79
Moderado	43,97	43,97	50,86	43,10	31,03	25,86	43,10	45,69	42,24
Forte	4,31	9,48	18,97	7,76	9,48	10,34	15,52	18,10	18,97

Fonte: Autor, 2015.

4.1.3 Maragogi

Em Maragogi, maio foi o mês com maior correlação para o “VO” (0,61), e durante os últimos meses do ano (Set – Dez) as correlações da componente meridional ficaram sempre acima de “0,8” (Tabela 11). As componentes horizontais tendem a serem subestimadas pelo WRF, e o BIAS de “v” apresentou menores desvios, com média anual de $-0,34 \text{ m.s}^{-1}$. Percebe-se que os erros MAE e RMSE descrevem um padrão bem definido na componente zonal, onde os erros têm maior magnitude (MAE anual de $2,24 \text{ m.s}^{-1}$ e RMSE de $3,11 \text{ m.s}^{-1}$). Durante os meses de fevereiro a agosto temos maiores erros para as três variáveis, mais preponderantes nos meses do período chuvoso, destacando-se maio e junho nas componentes horizontais (RMSE de $2,59 \text{ m.s}^{-1}$ para “v” e $4,23 \text{ m.s}^{-1}$ para “u”). No período seco ocorre redução, RMSE médio de $1,67 \text{ m.s}^{-1}$ para “VR”, $2,12 \text{ m.s}^{-1}$ para “u” e $1,49 \text{ m.s}^{-1}$ para “v”.

As distribuições de frequência das correlações (Figura 16) tem pouca semelhança entre si. No caso da velocidade “VO” o melhor desempenho ocorreu na estação chuvosa (29,31%). A componente zonal “u” apresenta um melhor desempenho no período chuvoso, onde a classe de “0,8 – 1” apresenta frequência acima das demais classes (>22%). O “VO”, durante os meses de transição apresenta 3,46% a mais de correlações compreendidas entre “0,6 e 1”, tanto em relação ao período chuvoso como ao seco. A componente meridional “v” apresente menor

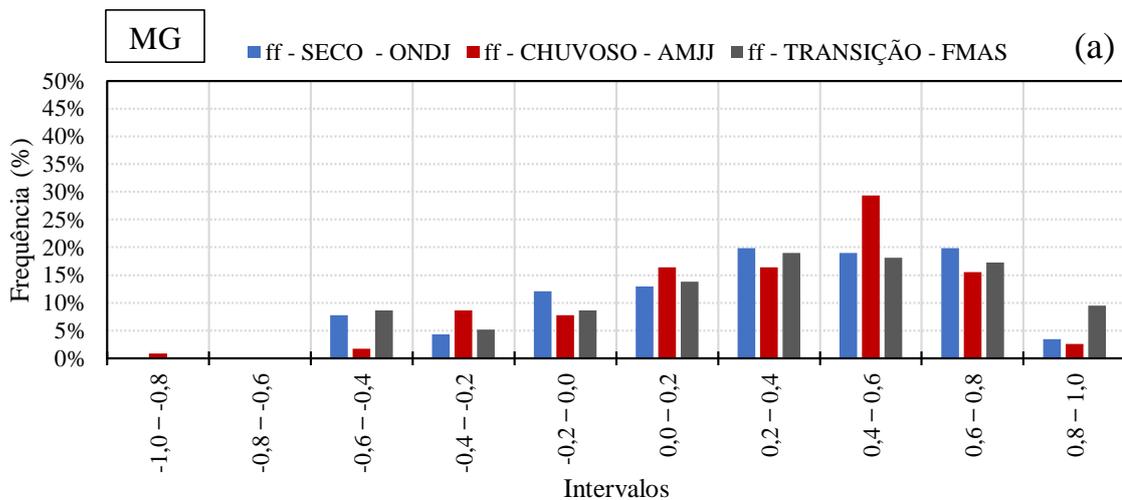
ocorrência nas classes mais altas no período de transição, mas no mesmo período possui maiores valores moderado, com pico na classe de “0,6 – 0,8” (20%).

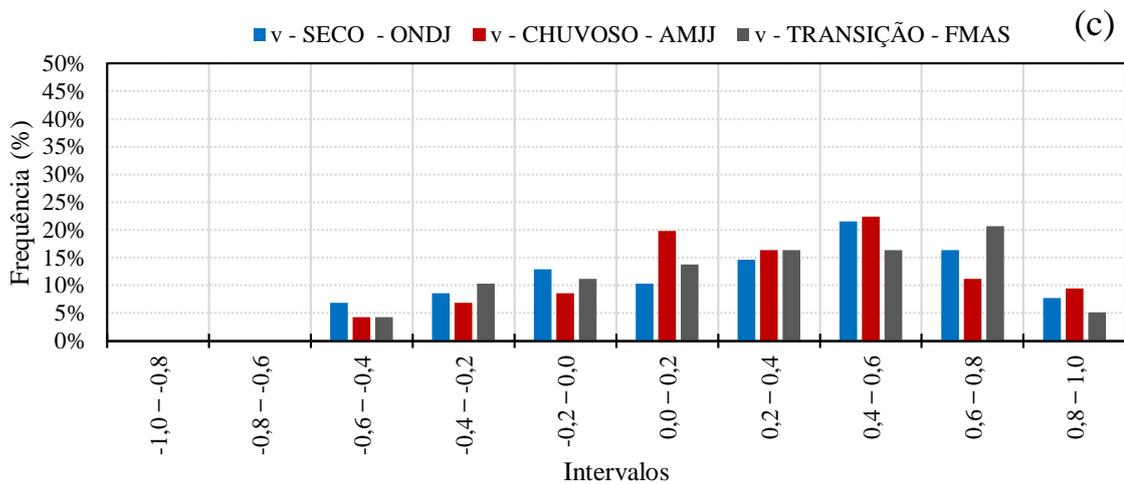
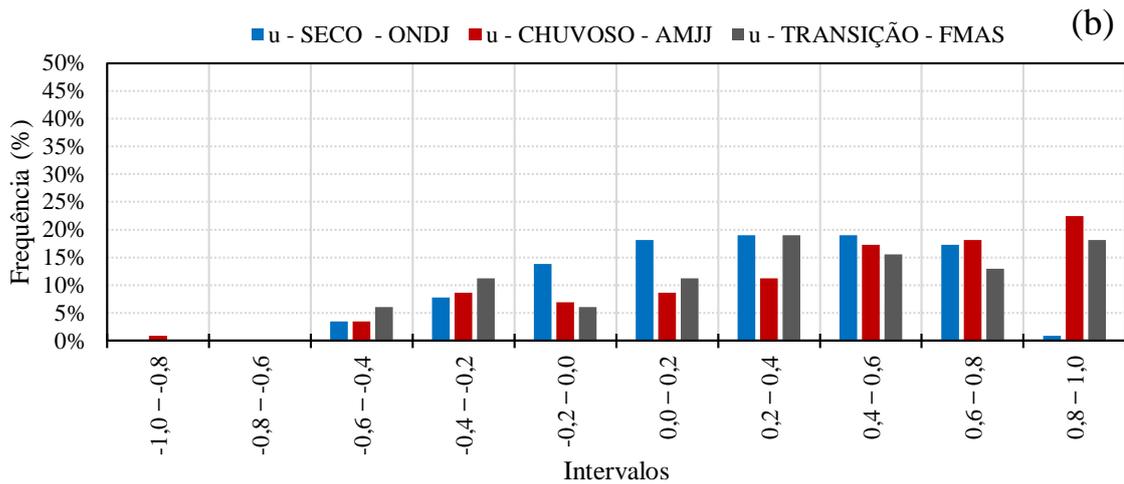
Tabela 11 - Valores mensais dos parâmetros estatísticos calculados para a velocidade do vento; Valor observado e componentes horizontais, para o sítio de Maragogi em 2008.

OBS x WRF - 50m												
2008	Vento observado				Componente u				Componente v			
Mês	r	BIAS	MAE	RMSE	r	BIAS	MAE	RMSE	r	BIAS	MAE	RMSE
Jan	0,43	0,33	1,27	1,68	0,40	-0,39	1,58	2,23	0,67	-0,63	1,25	1,61
Fev	0,48	0,72	1,58	2,07	0,51	-0,67	1,85	2,52	0,83	-0,63	1,47	1,84
Mar	0,24	0,94	1,77	2,39	0,50	-1,15	2,39	3,38	0,43	-0,63	1,88	2,50
Abr	0,27	0,63	1,76	2,24	0,46	-0,37	2,61	3,55	0,40	0,01	1,77	2,39
Mai	0,61	0,20	1,78	2,36	0,45	-1,77	3,18	4,23	0,60	-0,96	2,30	3,18
Jun	0,48	0,99	2,00	2,59	0,57	-2,50	3,07	4,10	0,55	-0,20	1,77	2,26
Jul	0,49	0,68	1,82	2,34	0,56	-1,55	2,83	3,74	0,61	-0,21	1,73	2,35
Ago	0,49	1,25	1,92	2,59	0,44	-2,29	2,80	3,68	0,64	-0,42	1,56	2,02
Set	0,58	0,40	1,20	1,56	0,38	-1,25	1,82	2,34	0,84	-0,65	1,20	1,51
Out	0,61	0,63	1,28	1,67	0,35	-1,13	1,72	2,20	0,84	-0,27	1,15	1,50
Nov	0,49	0,48	1,19	1,57	0,47	-0,64	1,38	1,86	0,82	0,49	1,14	1,47
Dez	0,46	0,37	1,37	1,75	0,55	-0,45	1,59	2,18	0,86	0,04	1,11	1,40
Média	0,58	0,64	1,58	2,10	0,56	-1,18	2,24	3,11	0,83	-0,34	1,53	2,07

Fonte: Autor, 2015.

Figura 16 - Distribuição de frequência dos valores de correlação obtidos entre os dados simulados e observados para os períodos seco, chuvoso e de transição em Maragogi (50m). Vento observado (a); Componente zonal (b); Componente meridional (c).





Fonte: Autor, 2015.

A comparação entre as três classes de correlação mostrou que, exceto para a componente zonal no período chuvoso, a correlação foi predominantemente fraca (Tabela 12). O melhor desempenho do modelo para cada variável, avaliado através da soma das classes moderada e forte, foi: melhor no período seco para “v” (39,66%), no período chuvoso para “u” (58,62%) e no período de transição para “VO” (40,51%).

Tabela 12 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para os três períodos estudados em Maragogi (50m).

MG - r	SECO - ONDJ			CHUVOSO - AMJJ			TRANSIÇÃO - FMAS		
	VO	u	v	VO	u	v	VO	u	v
Fraco	64,66	66,38	60,34	62,93	41,38	68,10	59,48	56,03	63,79
Moderado	31,90	32,76	31,90	33,62	35,34	22,41	31,03	25,86	31,03
Forte	3,45	0,86	7,76	3,45	23,28	9,48	9,48	18,10	5,17

Fonte: Autor, 2015.

4.1.4 Roteiro

Em Roteiro os três erros são maiores para “*u*” que em “*v*” (Tabela 13). Verifica-se assim que nos sítios litorâneos os padrões dos erros em média seguem uma tendência antagônica aquela observada no interior do estado. Neste sítio o MAE e RMSE anual para “*u*” são de 1,91 m.s⁻¹ e 2,6 m.s⁻¹, contra 1,67 m.s⁻¹ e 2,2 m.s⁻¹ em “*v*”. Para todo o período os valores de MAE ficam <2 m.s⁻¹ e <3 m.s⁻¹ para a RMSE do vento observado. Os maiores erros situam-se nos meses chuvoso, para “*u*”, “*v*” e “*VO*”. Em média as melhores correlações foram na componente meridional, com fortes valores entre setembro e dezembro (média anual de 0,76).

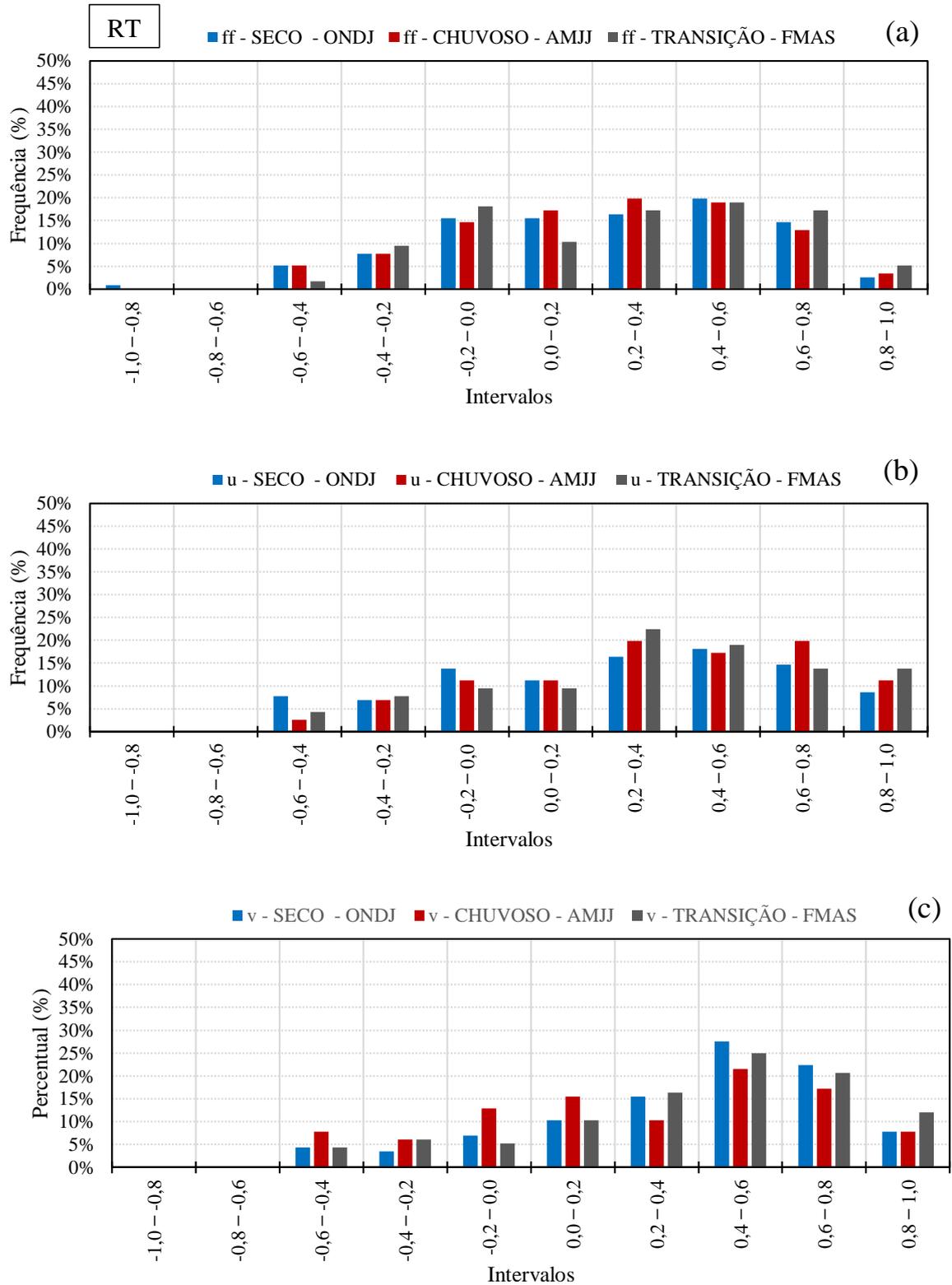
Tabela 13 - Valores mensais dos parâmetros estatísticos calculados para a velocidade do vento; Valor observado e componentes horizontais, para o sítio de Roteiro em 2008.

OBS x WRF - 50m												
2008	Vento observado				Componente u				Componente v			
Mês	r	BIAS	MAE	RMSE	r	BIAS	MAE	RMSE	r	BIAS	MAE	RMSE
Jan	0,32	-0,24	1,47	1,91	0,34	0,44	1,86	2,60	0,61	0,41	1,41	1,76
Fev	0,38	0,26	1,66	2,26	0,42	-0,13	2,07	2,90	0,58	0,05	1,64	2,43
Mar	0,48	0,23	1,53	1,99	0,63	0,24	1,97	2,66	0,58	0,19	1,78	2,32
Abr	0,34	-0,49	1,42	1,82	0,53	0,86	2,15	2,86	0,44	0,46	1,93	2,41
Mai	0,42	-0,73	1,78	2,38	0,47	0,62	2,27	2,97	0,46	-0,99	2,41	3,05
Jun	0,44	-0,78	1,84	2,34	0,54	0,75	2,21	2,94	0,41	-0,75	1,99	2,54
Jul	0,46	-0,16	1,71	2,21	0,56	0,59	2,02	2,67	0,49	0,07	1,87	2,45
Ago	0,42	0,46	1,70	2,19	0,47	-0,32	1,79	2,39	0,55	0,11	1,62	2,11
Set	0,44	-0,25	1,31	1,71	0,45	0,14	1,48	2,01	0,71	-0,22	1,39	1,78
Out	0,26	0,18	1,42	1,82	0,31	0,01	1,55	2,05	0,80	0,55	1,23	1,55
Nov	0,44	-0,57	1,56	2,01	0,45	0,48	1,80	2,48	0,80	0,96	1,33	1,63
Dez	0,51	-0,22	1,55	1,99	0,53	0,32	1,82	2,47	0,77	0,59	1,42	1,81
Média	0,50	-0,19	1,58	2,06	0,59	0,33	1,91	2,60	0,76	0,12	1,67	2,20

Fonte: Autor, 2015.

As distribuições de frequência da correlação apresentam padrões diferentes como em Maragogi (Figura 17). Há um maior percentual de correlações negativas para o “*VO*” durante os meses de transição (29,3%). Contudo nesse período ocorreram maiores percentuais na classe de “0,8 – 1” (5,17%). Essa mesma preponderância de classe verifica-se também em “*u*” e “*v*”. Para a componente zonal é durante o período seco que se verifica mais correlações negativas (28,43%) entre valores fracos e moderados. Já para “*v*” tal condição ocorre nos meses chuvoso (26,8%). Nas componentes horizontais os maiores escores estão situados na classe de “0,4 – 0,6”, para o “*VO*” os máximos transitam entre 0,2 e 0,8.

Figura 17 - Distribuição de frequência dos valores de correlação obtidos entre os dados simulados e observados para os períodos seco, chuvoso e de transição em Roteiro (50m). Vento observado (a); Componente zonal (b); Componente meridional (c).



Fonte: Autor, 2015.

A comparação a partir da classificação qualitativa das correlações (Tabela 14) mostrou que, com exceção de “v” no período seco, a maior parte das correlações figuram na categoria fraca, sendo o pior valor para “VO” e “v” no período chuvoso (71,55% e 58,62%) e de “u” no seco (61,21%). Por sua vez, nos meses de transição registram-se os maiores percentuais de correlações fortes para as três séries. A componente meridional apresentou resultados mais favoráveis durante o período seco, considerando os casos de correlações fortes e moderadas. Nos três períodos as correlações da componente zonal mantêm-se superiores as da componente meridional, tanto no critério de forte representatividade quanto considerando o somatório dos casos de forte e moderados juntos.

Tabela 14 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para os três períodos estudados em Roteiro (50m).

RT - r	SECO - ONDJ			CHUVOSO - AMJJ			TRANSIÇÃO - FMAS		
	VO	u	v	VO	u	v	VO	u	v
Fraco	67,24	61,21	48,28	71,55	59,48	58,62	68,97	58,62	52,59
Moderado	29,31	30,17	43,97	25,00	29,31	33,62	25,86	27,59	35,34
Forte	3,45	8,62	7,76	3,45	11,21	7,76	5,17	13,79	12,07

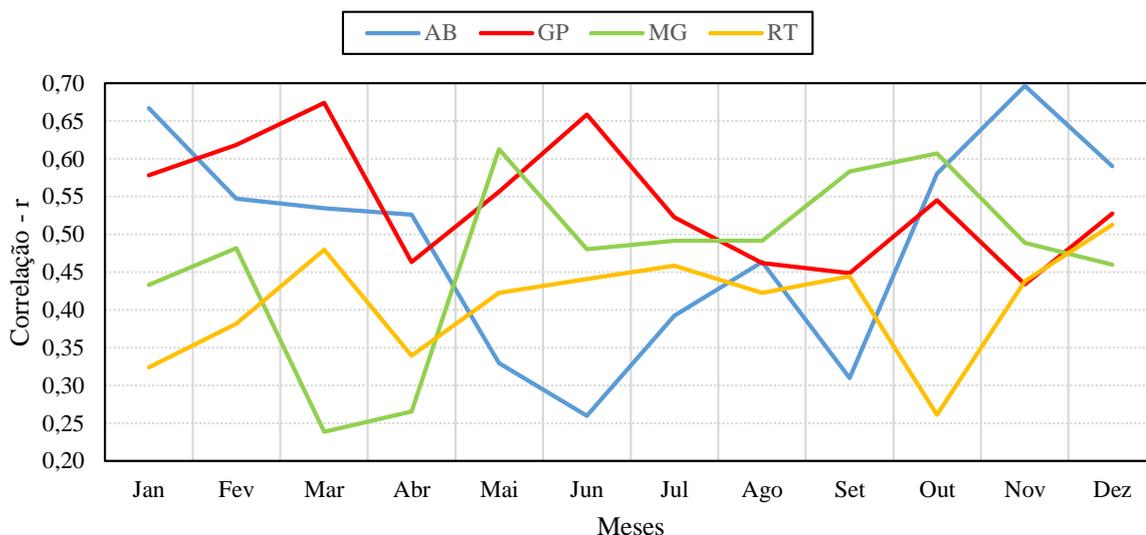
Fonte: Autor, 2015.

4.2 Comparativo dos índices estatísticos para o vento observado nos 4 sítios – 50m

Conforme mostra a Figura 18, a variação do coeficiente ao longo do ano não obedece um padrão bem definido. Existe pouca semelhança entre os quatro locais. Em Água Branca, verifica-se o padrão mais bem definido com melhores correlações no período seco. Há um decaimento das correlações a partir do começo do período chuvoso, em abril, onde as mesmas apresentam valores moderados, voltando ao mesmo patamar apenas em outubro e atingindo máximo valor na primavera (novembro: 0,7). Nos demais sítios há sempre três picos de máxima e três de mínima normalmente em meses diferentes.

Nas médias anuais Girau do Ponciano obteve as melhores correlações, “0,62”, seguido de Maragogi (0,58), Água Branca (0,55) e Roteiro (0,50). Durante o período seco as correlações entre o WRF e os dados observados tiveram maiores valores para Água Branca (>0,6) e Maragogi (>0,4). Já para Girau do Ponciano e Roteiro as correlações médias dos meses chuvosos e de transição ficaram acima dos valores respectivos na estação seca (>0,5 e >0,4 respectivamente).

Figura 18 - Valores médios mensais das correlações referentes aos dados simulados e observados para os 4 sítios estudados em 2008 (50m). AB: Água Branca; GP: Girau do Ponciano; MG: Maragogi; RT: Roteiro.



Fonte: Autor, 2015.

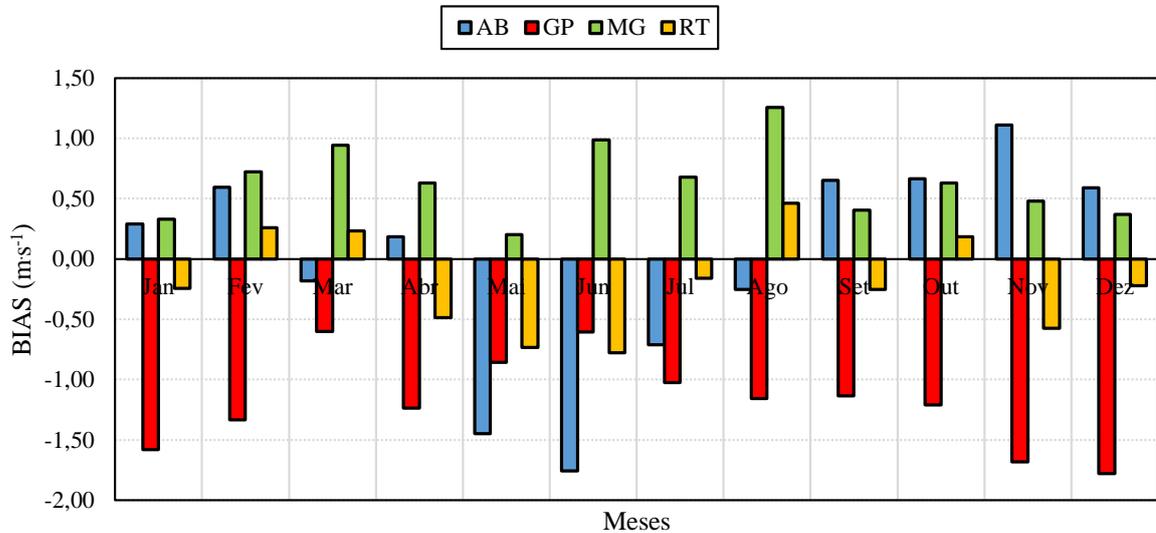
Os valores médios mensais referentes ao BIAS entre os dados observados e o modelo numérico em cada local estudado encontram-se dispostos nas Figura 19. Nitidamente percebe-se um comportamento díspar entre Girau e Maragogi. Em Girau o WRF subestimou os valores da velocidade do vento, com BIAS anual de $-1,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Este valor também foi o maior desvio anual dentre as demais localidades. Em contrapartida a velocidade do vento foi sistematicamente superestimada pelo modelo em Maragogi.

Água Branca e Roteiro foram os sítios onde o erro sistemático teve maior variabilidade na sua tendência. Os BIAS de Água Branca denotam um ciclo sazonal na magnitude e orientação do erro, em que o WRF tende a subestimar a variável no período chuvoso e superestimar durante o período seco. Em Roteiro o WRF também subestimou o vento durante os meses chuvosos.

À exceção de Maragogi, os valores médios do BIAS para a estação chuvosa evidenciaram subestimativa em até $-0,93 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Água Branca e Girau do Ponciano). O erro médio por quadrimestre variou de $0,17 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Roteiro) nos meses de transição até $-1,59 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ na estação seca (Girau do Ponciano). Dentro dos critérios estipulados por Ramos (2012) para a classificação da diferença entre as séries temporais observadas e simuladas os índices médios obtidos neste trabalho configuram um desempenho “bom” ($1 < \text{Velocidade} \leq 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) para Girau

do Ponciano (meses de transição e secos) e para os demais sítios o desempenho é classificado como “ótimo” (Velocidade $\leq 1 \text{ m.s}^{-1}$).

Figura 19 - Valores médios mensais do BIAS da velocidade do vento a 50m nos 4 sítios estudados em 2008. AB: Água Branca; GP: Girau do Ponciano; MG: Maragogi; RT: Roteiro.



Fonte: Autor, 2015.

As Figuras 20 e 21 indicam os valores médios mensais dos índices MAE e RMSE. No geral o padrão apresentado é praticamente idêntico já que se trata de duas métricas semelhantes que diferem apenas em termos da maior sensibilidade do RMSE a grandes erros. Na maioria dos meses a figuras são idênticas diferindo apenas em termos de valor numérico. Ocorreram diferença somente em março, maio e agosto. Em Março a diferença ocorreu em Água Branca onde o MAE é o terceiro e o RMSE o segundo em termos de valor. Em maio e em agosto a diferença ocorreu em Roteiro.

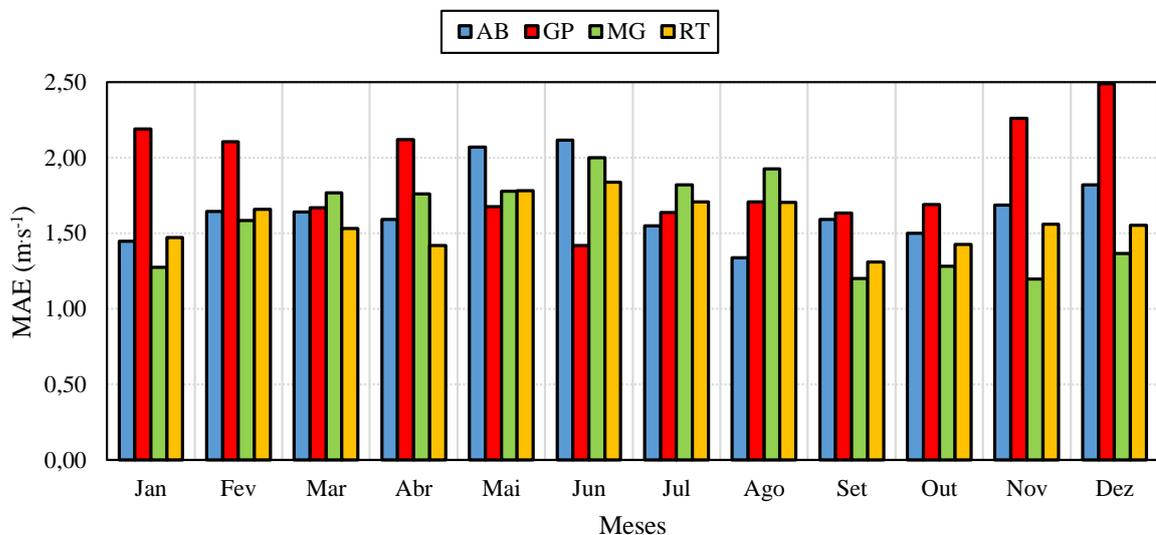
Além de evidenciar maior erro sistemático, Girau do Ponciano apresentou também maiores erros totais. Em termos anuais os maiores MAE e RMSE ocorreram neste sítio, com $1,88 \text{ m.s}^{-1}$ e $2,31 \text{ m.s}^{-1}$ respectivamente. Vale salientar que embora tenha apresentado os maiores erros, a melhor correlação anual foi também na região Agreste (como supracitado). Isto evidencia que o WRF conseguiu prever melhor o comportamento do vento para esta localidade, contudo teve dificuldade em estimar com maior exatidão a sua intensidade. Essa possível dissonância entre a correlação e o erro é ressaltada por Wilks (2006), uma vez que o coeficiente de correlação independe da escala, por isso desconsidera os desvios dentro das estimativas.

Com exceção de Girau do Ponciano, que apresentou maiores erros no período seco, nos demais sítios o MAE e o RMSE são maiores no período chuvoso, onde Maragogi protagoniza

os maiores valores, $1,84 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (MAE) e $2,38 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (RMSE). Os erros mais acentuados durante os meses chuvosos indicam uma maior dificuldade que o modelo tem para estimar o vento nesse período. Isto pode estar relacionado à necessidade de uma descrição mais adequada dos processos de convecção e microfísica da atmosfera. Tal questão foi abordada por Pinto *et al.* (2014), que realizaram análises comparativas do prognóstico do vento pelo modelo BRAMS, em diferentes resoluções horizontais, com dados anemométricos também para Alagoas. Eles também constataram maiores desvios no município de Girau do Ponciano durante a estação seca e maiores desvios durante a estação chuvosa em Roteiro. Verificaram também que mudança da resolução de 8km para 500m resultou em uma redução acima de 40% no BIAS e de 20% do RMSE durante a estação chuvosa em Girau do Ponciano.

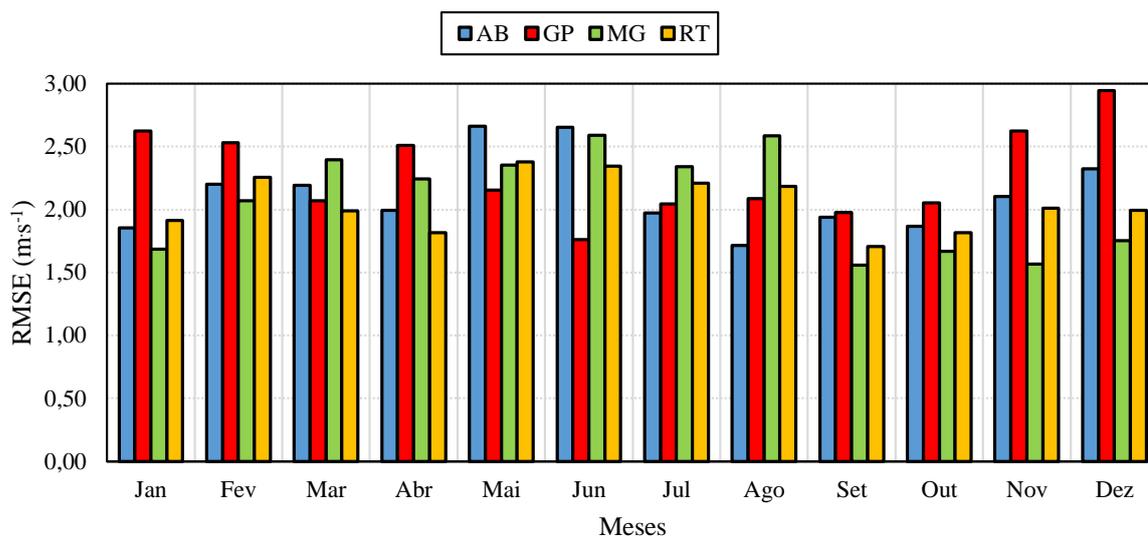
Ramos, Lyra e Silva-Júnior (2013) avaliando o desempenho do modelo WRF em Alagoas obtiveram valores satisfatórios sobretudo no interior do estado no período seco, com BIAS de $-0,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e RMSE de $2,75 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ nesse período e valores de BIAS de $-0,1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e RMSE de $2,63 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ nos meses chuvoso, no litoral os índices foram mais elevados na estação chuvosa. Usando o modelo Eta para previsão de ventos sobre o Nordeste brasileiro, com o emprego de refinamentos estatísticos por regressões lineares múltiplas e RNA, Gonçalves (2011) obteve resultados ainda mais significativos com RMSE variando entre $0,93$ e $1,39 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Figura 20 - Valores médios mensais do MAE da velocidade do vento a 50m nos 4 sítios estudados em 2008. AB: Água Branca; GP: Girau do Ponciano; MG: Maragogi; RT: Roteiro.



Fonte: Autor, 2015.

Figura 21 - Valores médios mensais do RMSE da velocidade do vento a 50m nos 4 sítios estudados em 2008. AB: Água Branca; GP: Girau do Ponciano; MG: Maragogi; RT: Roteiro.



Fonte: Autor, 2015.

4.3 Desempenho do WRF e das extrapolações a 30m

Nas Tabelas 15 a 18 estão dispostos os percentuais qualitativos das correlações entre os dados observados, as simulações do WRF e as extrapolações da velocidade do vento (pela lei logarítmica e lei de potência) para os quatro sítios estudados.

Em Água Branca (Tabela 15) as extrapolações pela lei logarítmica (LL) tiveram o pior desempenho em relação as demais estimativas, apresentando correlações muito fracas ao longo de todo o ano, com fracas correlações sempre acima de 80% dos casos, para os três períodos analisados (pior resultado em FMSA – 83,62%). Houve melhor desempenho das extrapolações pela lei de potência (LP) em relação a LL. O percentual de fortes correlações não chegou a perfazer 1% dos casos das correlações fortes referentes a LL e não atingiu 20% de valores moderados em nenhum dos três quadrimestres, estando sempre o percentual de moderadas e fortes correlações da LP acima da LL. Durante a estação seca a LP apresentou o melhor resultado com 6,9% de fortes correlações e 46,55% de correlações moderadas. As simulações geradas pelo WRF com saídas a 30m tiveram o melhor resultado, com melhor *performance* nos meses secos, em que 69,83% dos casos obtiveram correlações moderadas a forte; 15,52% dos correlações fortes e 30,17% de fracas, este último foi o menor valor encontrado dentre os demais sítios em todos os períodos.

Assim como em Água Branca, o WRF teve melhor desempenho em Girau do Ponciano, contudo nos meses de transição é onde evidencia-se maiores correlações fortes, 22,41%, e menores percentuais fracos, 32,76%. Tanto nos meses de transição como nos chuvosos as correlações moderadas e fortes estão acima de 60% (Tabela 16). Assim como em Água Branca as extrapolações pela LP ficaram acima das da LL, e seu desempenho acompanha a tendência do modelo (9,48% de fortes correlações em FMAS). Apenas no período chuvoso os resultados da LL elevam-se atingindo 4,31% de fortes associações, valor análogo ao da LP para o mesmo período.

Nota-se que nos sítios litorâneos, Maragogi e Roteiro, há um maior equilíbrio entre os resultados obtidos pelas simulações do modelo e das extrapolações (Tabelas 17 e 18). Durante o período seco em Maragogi os valores da extrapolação pela LL conseguiram ser superiores à LP e ao WRF (6,9% de fortes correlações). Vale ressaltar que tal resultado ocorreu apenas para este sítio e quadrimestre, em nenhuma outra localidade o mesmo foi notado. O desempenho do WRF não conseguiu superar aquele apresentado pelas extrapolações, e tanto no período chuvoso (PC) como no período de transição (PT) os percentuais do modelo foram exatamente os mesmos para a LP, nos três critérios qualitativos. No período seco (PS) o percentual de fortes correlações do WRF foi análogo a LP e nos demais critérios a LL foi melhor. No litoral Sul, Roteiro, o modelo manteve melhores resultados, todavia com percentuais muito próximos ao a LP, sendo o WRF melhor no quadrimestre ONDJ e as extrapolações da LP no FMAS, onde obteve valor idêntico ao modelo. A LL manteve-se na retaguarda com valores inferiores aos demais.

Finalmente, podemos sintetizar os resultados utilizando como critério a soma das correlações moderada e forte. Adotando este critério, verifica-se que nos quatro locais o melhor desempenho foi do WRF com 69,3% em Água Branca, 67,24% em Girau, 43,96% em Maragogi e 37,93% em RT. Em Água Branca na estação seca os demais locais na estação de transição. O pior desempenho foi o da LL30m com 16,38% em Água Branca (PT), 20,69% em Girau (PS), 31,06% em Maragogi (PC) e 16,38% em Roteiro (PC).

Tabela 15 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 30m, extrapolação para 30m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Água Branca.

AB - r	SECO - ONDJ			CHUVOSO - AMJJ			TRANSIÇÃO - FMAS		
	WRF30m	LL30m	LP30m	WRF30m	LL30m	LP30m	WRF30m	LL30m	LP30m
Fraco	30,17	80,17	46,55	74,14	82,76	81,03	49,14	83,62	59,48
Moderado	54,31	19,83	46,55	24,14	17,24	18,97	43,10	15,52	34,48
Forte	15,52	0,00	6,90	1,72	0,00	0,00	7,76	0,86	6,03

Fonte: Autor, 2015.

Tabela 16 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 30m, extrapolação para 30m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Girau do Ponciano.

GP - r	SECO - ONDJ			CHUVOSO - AMJJ			TRANSIÇÃO - FMAS		
	WRF30m	LL30m	LP30m	WRF30m	LL30m	LP30m	WRF30m	LL30m	LP30m
Fraco	49,14	79,31	68,97	37,07	65,52	54,31	32,76	65,52	43,97
Moderado	42,24	18,97	28,45	52,59	30,17	41,38	44,83	31,90	46,55
Forte	8,62	1,72	2,59	10,34	4,31	4,31	22,41	2,59	9,48

Fonte: Autor, 2015.

Tabela 17 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 30m, extrapolação para 30m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Maragogi.

MG - r	SECO - ONDJ			CHUVOSO - AMJJ			TRANSIÇÃO - FMAS		
	WRF30m	LL30m	LP30m	WRF30m	LL30m	LP30m	WRF30m	LL30m	LP30m
Fraco	62,07	61,21	60,34	62,93	68,97	62,93	56,03	62,07	56,03
Moderado	31,90	31,90	33,62	34,48	31,03	34,48	33,62	31,90	33,62
Forte	6,03	6,90	6,03	2,59	0,00	2,59	10,34	6,03	10,34

Fonte: Autor, 2015.

Tabela 18 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 30m, extrapolação para 30m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Roteiro.

RT - r	SECO - ONDJ			CHUVOSO - AMJJ			TRANSIÇÃO - FMAS		
	WRF30m	LL30m	LP30m	WRF30m	LL30m	LP30m	WRF30m	LL30m	LP30m
Fraco	62,93	76,72	64,66	77,59	83,62	78,45	62,07	75,86	62,07
Moderado	32,76	22,41	32,76	18,97	14,66	18,97	34,48	22,41	34,48
Forte	4,31	0,86	2,59	3,45	1,72	2,59	3,45	1,72	3,45

Fonte: Autor, 2015.

4.4 Desempenho WRF e das extrapolações a 50m

Ao analisar os resultados obtidos a 50m (Tabelas 19 a 22) nota-se similaridade com os padrões evidenciados a 30m. O WRF manteve os melhores resultados em relação as extrapolações nos sítios de Água Branca, Girau do Ponciano e Roteiro. Houve um ganho percentual na qualidade das correlações do modelo para os três quadrimestres no sítio de Água Branca, com destaque mais uma vez para o período seco onde foram verificadas as maiores correlações fortes (18,1%) e menor correlação fraca (28,45%) dentre os demais sítios. As extrapolações da LP mantiveram-se superiores a LL nos três períodos com uma decaída em relação a 30m no período de transição (-2,58%) e crescimento no período seco (+2,58%). Em Girau do Ponciano houve o maior decaimento dos percentuais em relação ao nível de 30m, evidenciando um aumento das correlações fracas e menores correlações compreendidas nos

critérios de moderadas e fortes. O modelo continuou com melhores simulações nos meses de transição, seguido da quadra chuvosa e seca (15,52%; 7,76%; 4,31% respectivamente de fortes correlações).

A 50m o desempenho do WRF passou a ser melhor nos meses de transição ao invés de da estação seca no nível de 30m em Roteiro. O desempenho da extrapolação pela LP teve um pequeno ganho no mesmo período quando comparada às correlações no nível inferior (+0,86%). No período chuvoso e seco a LP manteve a maior parte do valores abaixo de $|\pm 0,5|$ e a LL prosseguiu com os piores valores. Assim como em 30m, Maragogi foi sítio onde a distribuição qualitativa das correlações teve o comportamento divergente dos demais. As extrapolações por meio da LL conseguiram obter resultados mais significativos, com melhores correlações que o modelo e a extrapolação da LP durante o período seco, e melhor resultado durante os meses de transição, juntamente com os demais métodos de estimativa da velocidade do vento (7,76%). O WRF ultrapassa as extrapolações no percentual de forte correlações somente durante o período chuvoso.

Adotando este critério, a soma das correlações moderada e forte, como no caso da extrapolação para 30m, contata-se que em três locais o melhor desempenho foi do WRF com 71,55% em Água Branca (PS), 58,62% em Girau (PT), 32,76% em Roteiro (PT). Em Maragogi o melhor desempenho foi o da LP com 41,37% (PS). Como no caso da extrapolação para 30m, o pior desempenho foi o da LL com 14,65% em Água Branca (PT), 16,38% em Girau (PS), 31,03% em Maragogi (PC) e 12,93% em Roteiro (PC).

Tabela 19 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 50m, extrapolação para 50m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Água Branca.

AB - r	SECO - ONDJ			CHUVOSO - AMJJ			TRANSIÇÃO - FMAS		
	WRF50m	LL50m	LP50m	WRF50m	LL50m	LP50m	WRF50m	LL50m	LP50m
Fraco	28,45	83,62	48,28	68,97	82,76	80,17	43,10	85,34	61,21
Moderado	53,45	16,38	43,97	27,59	17,24	19,83	48,28	13,79	35,34
Forte	18,10	0,00	7,76	3,45	0,00	0,00	8,62	0,86	3,45

Fonte: Autor, 2015.

Tabela 20 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 50m, extrapolação para 50m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Girau do Ponciano.

GP - r	SECO - ONDJ			CHUVOSO - AMJJ			TRANSIÇÃO - FMAS		
	WRF50m	LL50m	LP50m	WRF50m	LL50m	LP50m	WRF50m	LL50m	LP50m
Fraco	51,72	83,62	77,59	49,14	72,41	68,10	41,38	79,31	61,21
Moderado	43,97	15,52	20,69	43,10	25,00	29,31	43,10	19,83	34,48
Forte	4,31	0,86	1,72	7,76	2,59	2,59	15,52	0,86	4,31

Fonte: Autor, 2015.

Tabela 21 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 50m, extrapolação para 50m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Maragogi.

MG - r	SECO - ONDJ			CHUVOSO - AMJJ			TRANSIÇÃO - FMAS		
	WRF50m	LL50m	LP50m	WRF50m	LL50m	LP50m	WRF50m	LL50m	LP50m
Fraco	64,66	63,79	62,93	62,93	68,97	61,21	59,48	63,79	58,62
Moderado	31,90	31,90	33,62	33,62	31,03	36,21	31,03	28,45	31,03
Forte	3,45	4,31	3,45	3,45	0,00	2,59	9,48	7,76	10,34

Fonte: Autor, 2015.

Tabela 22 - Percentual qualitativo das correlações da velocidade do vento para WRF a 50m, extrapolação para 50m pela lei logarítmica (LL) e pela lei de potência (LP), em Roteiro.

RT - r	SECO - ONDJ			CHUVOSO - AMJJ			TRANSIÇÃO - FMAS		
	WRF50m	LL50m	LP50m	WRF50m	LL50m	LP50m	WRF50m	LL50m	LP50m
Fraco	67,24	84,48	71,55	71,55	87,07	76,72	68,97	85,34	71,55
Moderado	29,31	15,52	26,72	25,00	11,21	21,55	25,86	12,93	24,14
Forte	3,45	0,00	1,72	3,45	1,72	1,72	5,17	1,72	4,31

Fonte: Autor, 2015.

4.5 Teste de calibração do WRF – Água Branca – 72 horas

Nesta seção serão avaliados os resultados obtidos pelo uso de um modelo de ajuste estatístico, baseado em correlações lineares múltiplas, na calibração da velocidade do vento simulada pelo modelo WRF (WRF-cal), durante o intervalo de 72 horas (1 a 3 de Junho de 2008) no município de Água Branca.

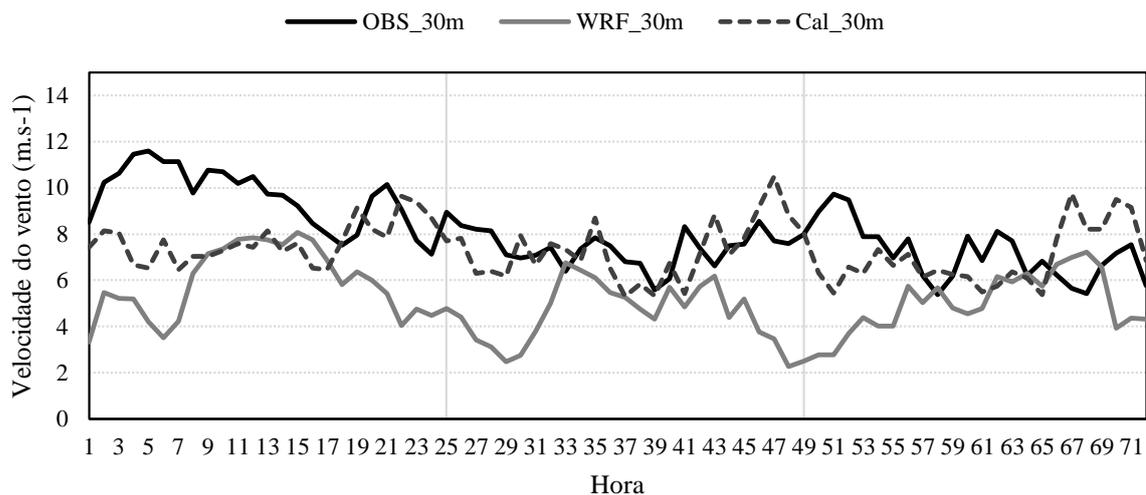
Nas Figuras 22 e 23 estão as séries temporais da velocidade do vento nas alturas de 30 e 50m respectivamente, onde são confrontadas as simulações numéricas (WFR e WRF-cal) com os dados observados na estação de Água Branca.

De uma maneira geral, o modelo tende a subestimar sistematicamente a velocidade do vento sobretudo no período diurno. Ao fim do dia a amplitude das velocidades tendem a crescer e os dados simulados divergem ainda mais do observado. O ajuste estatístico promove uma melhora significativa na estimativa do vento.

O BIAS calculado para o WRF confirma a tendência de superestimação do modelo com $-2,9 \text{ m s}^{-1}$ e $-2,7 \text{ m s}^{-1}$ para 30 e 50m respectivamente (Tabela 23). Com a calibração pelo modelo estatístico o erro sistemático denotado na simulação numérica cai para $-0,9 \text{ m s}^{-1}$ e $-0,8 \text{ m s}^{-1}$ (30 e 50m) e os erros MAE e RMSE que eram de 3 m s^{-1} e $3,6 \text{ m s}^{-1}$ a 30 metros de altura e de $2,9 \text{ m s}^{-1}$ e $3,5 \text{ m s}^{-1}$ a 50m, passam a ser respectivamente $1,7 \text{ m s}^{-1}$ e $2,1 \text{ m s}^{-1}$ em ambos os níveis. Tal redução nos erros representa uma expressiva melhoria de 45% no MAE e 42,3% no

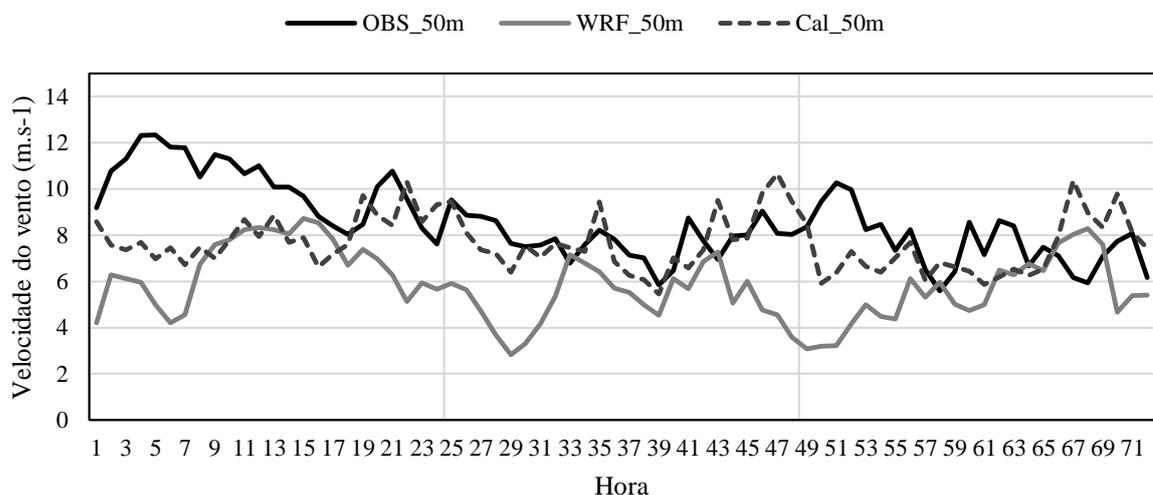
RMSE a 30m. No nível de 50m o ganho é um pouco menor, sendo 42,5% para o MAE e 38% no RMSE, como pode ser observado na Tabela 24. Mao *et al.*, (1999) utilizaram a técnica MOC, o qual o ajuste estatístico deste trabalho baseia-se, para otimização da previsão (72h) de temperatura num modelo espectral, RSM (*Regional Spectral Model*), em seis sítios experimentais nos EUA e obtiveram reduções dos erros MAE e RMSE da ordem de 40%, compatível com o ganho de desempenho obtido em Água Branca.

Figura 22 - Prognóstico da velocidade do vento a 30 m de altura para 72h (dias 1 a 3 de Junho) pelo modelo WRF, acompanhado do ajuste da previsão e os dados observados da estação de Água Branca.



Fonte: Autor, 2015.

Figura 23 - Prognóstico da velocidade do vento a 50 m de altura para 72h (dias 1 a 3 de Junho) pelo modelo WRF, acompanhado do ajuste da previsão e os dados observados da estação de Água Branca.



Fonte: Autor, 2015.

Tabela 23 - Erros referentes ao prognóstico do WRF e o ajuste aplicado ao modelo (Cal.) para 72h - Água Branca.

Índice	WRF		Cal.	
	30 m	50 m	30 m	50 m
BIAS	-2,9	-2,7	-0,8	-0,9
MAE	3,0	2,9	1,7	1,7
RMSE	3,6	3,5	2,1	2,1

Fonte: Autor, 2015.

Tabela 24 - Índice de desempenho, *Skill Score*, para a previsão de 72h do modelo e para os valores da calibração estatística - Água Branca.

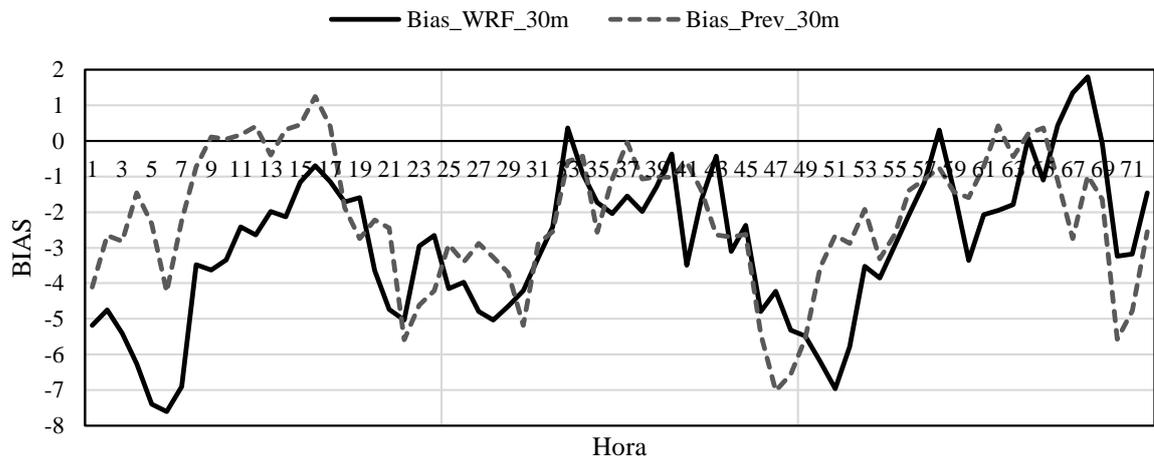
<i>Skill Score (%)</i>	Cal. 30m	Cal. 50 m
SS MAE	45,0	42,5
SS RMSE	42,3	38,0

Fonte: Autor, 2015.

É importante destacar que, embora a calibração proporcionada pelo modelo estatístico tenha minimizado os erros da previsão, a mesma não consegue corrigir e ajustar as variações da velocidade com maior exatidão, sobretudo sua variabilidade. Isto deve-se a limitação do ajuste que está atrelado a saída numérica do WRF, e como ressaltado por Tozzi *et al.*, (2002) a correção proporcionada pela calibração possui caráter estritamente matemático e não tem o compromisso físico de simulação. Além disto o período em questão abrange um mês compreendido na quadra chuvosa (AMJJ) onde o modelo teve maior dificuldade de acompanhar o observado, em Água Branca, como verificado e discutido na seção anterior.

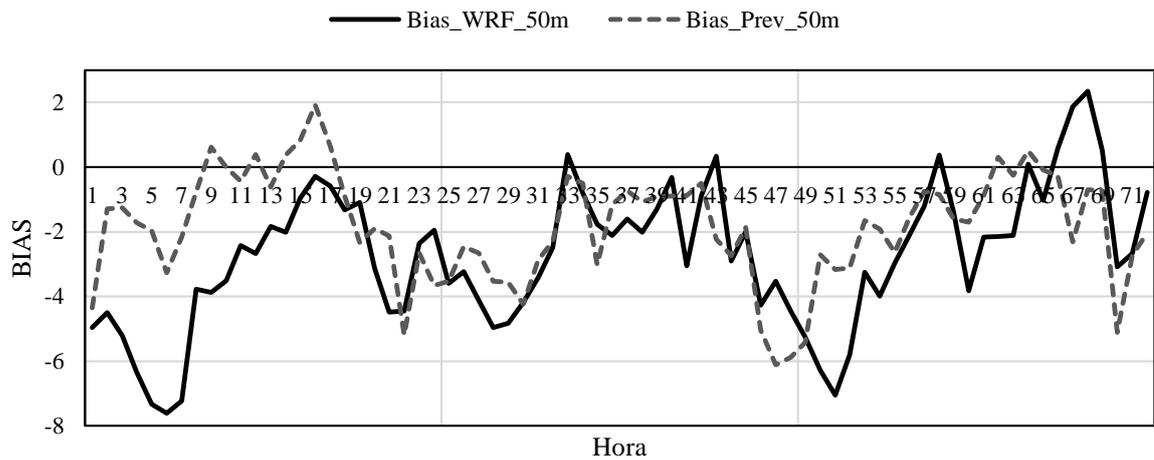
A Figuras 24 e 25 apresentam a evolução do erro sistemático (BIAS) referente ao WRF e aquele estimado pelo modelo de calibração nos dois níveis estudados. Tanto a 30m como a 50m o modelo quase que unanimemente subestima o observado, com valores mais pronunciados durante o começo do dia e à noite. Destaque para o dia 1 (às 6h) onde o modelo apresenta BIAS de $-7,6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ para os dois níveis. Em ambos os casos o modelo estatístico teve maior dificuldade de aproximar-se do erro das primeiras 16h de simulação, onde denota maior amplitude com o erro a ser estimado. Todavia o erro previsto conseguiu acompanhar satisfatoriamente a tendência de subestimação do WRF e o padrão diário evidenciado.

Figura 24 - BIAS do modelo WRF em relação aos dados observados e aquele estimado pelo modelo estatístico a 30m – Água Branca.



Fonte: Autor, 2015.

Figura 25 - BIAS do modelo WRF em relação aos dados observados e aquele estimado pelo modelo estatístico a 50m – Água Branca.



Fonte: Autor, 2015.

5 CONCLUSÃO

O presente trabalho teve como objetivo a validação dos prognósticos da velocidade do vento geradas pelo modelo WRF em quatro estações anemométricas no Estado de Alagoas, uma análise de extrapolações do vento por lei logarítmica e de potência, e teste de ganho do ajuste estatístico empregado.

Os objetivos delineados foram alcançados, e mediante os resultados obtidos as principais conclusões obtidas são sumarizadas a seguir.

Em termos de média anual constatou-se que:

- O desempenho do WRF foi moderado em termos de correlação, com “r” variando entre 0,5 a 0,62;
- O erro médio (BIAS) variou entre $-0,02 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e $-1,18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, com desempenho classificado como bom em Girau do Ponciano e ótimo para os demais sítios, de acordo com o critério de Ramos (2012);
- Os erros MAE e RMSE apresentaram valores satisfatórios, enquadrando-se dentro do esperado por estudos equivalente presentes na literatura, ambos menores no litoral. O MAE variou entre $1,58 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e $1,88 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e o RMSE entre $2,03 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e $2,31 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;

Na comparação por período verificou-se que:

- Durante o período seco os sítios de Água Branca e Maragogi destacam-se com as melhores correlações. Já no período chuvoso e de transição as correlações foram superiores em Girau do Ponciano e Roteiro;
- O comportamento do erro sistemático foi antagônico entre Girau do Ponciano (subestimativa) e Maragogi (superestimativa). Em Água Branca e Roteiro a tendência foi de subestimativa no período chuvoso e superestimava nos demais;
- No Litoral e em Girau do Ponciano o WRF foi menos eficiente em estimar a magnitude do vento nos meses chuvosos.

No comparativo entre as componentes constatou-se que:

- Melhores correlações na estação seca (moderada a forte) e piores na estação chuvosa (fraca);

- Menores correlações nos sítios do litoral, onde predominaram as correlações fracas. Apenas em Maragogi a componente "u" apresenta melhores correlações no período chuvoso.
- A componente zonal (u) apresenta erros maiores (BIAS, MAE e RMSE) nos sítios litorâneos, enquanto que a componente meridional (v) tem menor acurácia nos sítios do interior (Agreste e Sertão);

Com relação as extrapolações constatou-se que, exceto em Maragogi (ao nível de 50m), onde as extrapolações da lei logarítmica superaram os resultados da lei de potência e do WRF, para todos os outros casos nos dois níveis (30 e 50m) o WRF mostrou-se superior as extrapolações seguido da lei de potência.

O uso da calibração estatística na saída numérica do modelo mostrou-se eficaz, promovendo uma melhora significativa no prognóstico da velocidade do vento em Água Branca, para intervalo de 72 horas. Houve redução do BIAS do WRF, passando de valores próximos a 3 m s^{-1} para inferiores a 1 m s^{-1} .

O ajuste do modelo reduziu 45% do erro médio absoluto (MAE) no nível de 30m e 42,5% a 50m. Em termos de RMSE a redução foi de 42,3% a 30m e de 38% a 50m. O esquema é vantajoso por proporcionar um aprimoramento com um curto período de treinamento.

6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- Testar aumento da resolução horizontal do WRF para verificar possível ganho nas simulações.
- Testar e investigar outras parametrizações de microfísica de nuvens para mitigar os erros durante a quadra chuvosa.
- Empregar um número maior de variáveis do WRF como candidatas a preditoras do modelo de calibração.
- Testar outros valores para R_c (valor crítico de correlação) na escolha das variáveis preditoras do modelo estatístico.
- Aplicar o ajuste estatístico em diferentes intervalos de saída. Usá-lo em outros sítios e em diferentes períodos do ano.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C. D. **Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate and the Environment**. 9th ed. CA, USA: Brooks/Cole (Gengage Learning). 2008.600p.

ALCANTARA, C. R.; SOUZA, E. P. **Uma teoria termodinâmica para brisas: teste utilizando simulações numéricas**. Revista Brasileira de Meteorologia, v.23, n.1, -11, 2008.

ALLABY, M., **Encyclopedia of Weather and Climate**. Facts On File, Volume I, New York. 2007. 756 p.

AMÊNDOLA, C. A. M. **Contribuições ao Estudo de Aero geradores de Velocidade e Passo Variáveis com Gerador Duplamente Alimentado e Sistema de Controle Difuso**. Tese (Doutorado em Engenharia Elétrica) – Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, São Carlos, 2007.216 pp.

AMORIM, M. C. A. L., **Desenvolvimento da Camada Limite Atmosférica e o Processo Convectivo em Rondônia – RBLE3**. 2011. 59 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió-AL, Brasil.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. 2. ed. San Diego: Academic Press, v. 79, 2001. 415p.

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 5. ed. Rio de Janeiro: BCD União de Editoras S. A., v. 1, 1998. 332 p.

AZAD, R. S., **The Atmospheric Boundary Layer for Engineers**. SPRINGER SCIENCE+BUSINESS MEDIA, B.V., 1993. 565 pp. ISBN 978-94-010-4785-2.

BARRY, R. G; CHORLEY, R. J., **Atmosphere, Weather and Climate**. Routledge, 9th edition. 2009. 516 p.

BARRY, R.G., **Mountain Weather and Climate**. Cambridge University Press. 3th edition.2008. 506 p.

BEN. **Balanco Energético Nacional (BEN) 2014: Ano base 2013 – Resultados Preliminares**. Empresa de Pesquisa Energética (EPE), Ministério de Minas e Energia (MME), Governo Federal do Brasil. Rio de Janeiro, 2014. 288 pp.

BRANCO, G. S. F. **Estudo sobre a aplicabilidade de modelos de distribuição da velocidade do vento em terreno montanhoso**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Térmica) - Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Porto, 1991. 111pp.

BURTON, T.; SHARP, D.; JENKINS, N.; BOSSANYI, E.; **Wind Energy Handbook**. New York: John Wiley & Sons, Ltd, v. 1, 2001. 609 pp.

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

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface / hydrology model with the Penn State / NCAR MM5 modeling system. Part 1: Model description and implementation. **Mon. Wea. Rev.**, 129, 2001. 569-585.

CHOU, S. C.; SOUZA, C. R. d.; GOMES, J. L.; EVANGELISTA, E. F.; OSÓRIO, C.; CATALDI, M. Refinamento estatístico das previsões horárias de temperatura a 2m do modelo Eta em estações do nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 3, p. 287-296, 2007.

CHOW, F.K; WEKKER, S.F.J; SNYDER, B. J., **Mountain Weather Research and Forecasting - Recent Progress and Current Challenges**. Springer Atmospheric Sciences. 2013. 750 p.

CONTI, T. **Avaliação do método do balanço da camada limite para a estimativa de fluxos turbulentos noturnos**. 59 f. Dissertação (Mestrado em Física) – Curso de Pós-Graduação em Física, Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), Santa Maria - RS, 2006;

COSTA, G. B. **Análise espacial e temporal do vento no Estado de Alagoas**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Maceió: Universidade Federal de Alagoas (UFAL), 2009. 116 pp.

DEPIZZOL, D. B. **Análise de Ondaletas Aplicada a Sinais de Turbulência na Camada Limite Superficial**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Curso de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), Vitória - ES, 2008. 104 pp.

ELETOBRÁS. **Atlas Eólico do Estado de Alagoas**. Centrais Elétricas Brasileiras S. A. Rio de Janeiro, p. 67. 2008.

EUMETCAL. **The European Virtual Organisation for Meteorological Training**, 2015. Disponível em: <<http://www.eumetcal.org/>>. Acesso em: abr. 2015.

FARRUGIA, R.N. The wind shear exponent in a Mediterranean island climate. **Renewable Energy**. v. 28, n. 4, p. 647-653, 2003.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica. Volume 2**. Pelotas: Editora e Gráfica Universitária, UFPel, 2001. 242 p.

FERREIRA, S. P. **Estudo Comparativo do Pós-Processamento Estatístico Aplicado ao Modelo BRAMS**. 2011. 132 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, 2011.

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Springer - Verlag Berlin Heidelberg. 2008. 306 pp;

GARRATT, J. R. **The Atmospheric Boundary Layer**. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, 1992. 316 pp.

GIORGI, M. G.; FICARELLA, A.; TARANTINO, M. Assessment of the benefits of numerical weather predictions in wind power forecasting based on statistical methods. **Energy**, **36(7):3968 – 3978**, 2011.

GNANA SHEELA, K.; DEEPA, S. N. An Intelligent Computing Model for Wind Speed Prediction in Renewable Energy Systems. **Procedia Engineering** **30**, 380-385. 2011. doi:10.1016/j.proeng.2012.01.875.

GONÇALVES, R. A. **Refinamento estatístico das previsões de vento do modelo ETA aplicado ao setor Eólico-Elétrico no Nordeste Brasileiro**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos (SP): Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2011. 151 pp.

GRELL, G. A.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophys. Res. Lett.**, **29**, 2002.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, J. Metodologia Para Análise de Desempenho de Simulações de Sistemas Convectivos na Região Metropolitana de São Paulo com o Modelo ARPS: Sensibilidade a Variações com os Esquemas de Advecção e Assimilação de Dados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.4, 591 - 608, 2011.

HOLTON, J.A.; CURRY, J.A.; PYLE, C. (Eds.), 2003: **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**, Academic Press, San Diego, 2605 p;

JERVELL, J. T. **Estudo da influência das características do vento no desempenho de aerogeradores**. Relatório final do projeto. Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Mestrado Integrado em Engenharia Mecânica, 2008. 87 pp.

LECLERC, M. Y.; FOKEN. T.; **Footprints in Micrometeorology and Ecology**. Springer. 2014. 239 pp.

LI, Q.S.; ZHI, L.; HU, F.; Boundary Layer Wind Structure from Observations on a 325 m Tower. **J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.** (2010), doi:10.1016/j.jweia.2010.08.001.

LIN, Y. L.; FARLEY, R. D.; ORVILLE, H. D. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. **J. Clim. App. Meteor.**, **22**, 1983. 1065-1092.

LYRA, A. A. **Testes de sensibilidade e avaliação das previsões de vento do modelo ETA para Região Nordeste**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos (SP): Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2008. 106 p.

LYRA, R. F. F. **Predominância do vento na região de tabuleiros costeiros próximo a Maceió**. X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, 1998.

MAO, Q.; MCNIDER, R. T.; MUELLER, S. F.; JUANG, H.-M. H. An optimal model output calibration algorithm suitable for objective temperature forecasting. **Weather and Forecasting**, v. 14, n. 2, p. 190–202, 1999.

MARTINS, F. R.; GUARNIERI, R. A.; PEREIRA, E. B. O aproveitamento da energia eólica. **Revista Brasileira de Ensino em Física**, v. 1, p. 1-13, 2008. ISSN 1806-1117.

MARUJO, R. A. P. **MOS - Model Output Statistics - Aplicação a Previsões MM5 de Curto Prazo em Portugal Continental**. 46 p. Dissertação (Mestrado em Geociências Especialização em Meteorologia) - Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 2009.

MLAWER, E. J. et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k for the longwave. **J. Geophys. Res.**, 102, 1997. 16663-16682.

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

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. **Basics laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere**. Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci., USSR, 151, 1954. 163-187.

NURMI, P. **Recommendations on the verification of local weather forecasts**. ECMWF Tech. Memo. 430, 19 pp. Disponível em: <http://hirlam.fmi.fi/hydrmet/nurmi_2003.pdf>. Acesso em: abr. 2015.

PARDALOS, P.M; REBENNACK, S.; PEREIRA, M. V. F.; ILIADIS, N. A.; PAPPU, V.; **Handbook of Wind Power Systems**. Springer. 2013. 843 pp.

PECK, R.; OLSEN, C.; DEVORE, J. **Introduction to Statistics and Data Analysis**. 3th Ed. CA, USA: Thomson Books/Cole. 2008. 847p.

PETERSEN, E.L.; MORTENSEN, N.G.; LANDBERG, L.; HOJSTRUP, J.; FRANK, H.P.; **Wind Power Meteorology**. RISO-I-1206(EN) (Riso National Laboratory, Roskilde, 1997).

PINTO, L. I. C.; MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B.; FISCH, G. F.; LYRA, R. F. F. Confiabilidade nas Estimativas do Regime do Vento Fornecidas Pelo BRAMS no Estado de Alagoas: Influência do Aninhamento e da Resolução Horizontal de Grades. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.2, 242 - 258, 2014.

PLEIM, J. E. A combined local and non-local closure model for the atmospheric boundary layer. Part 1: Model description and testing. **J. Appl. Meteor. Clim.**, 46, 2007. 1383-1398.

RAMOS, D. N. S. et al. Validação da velocidade do vento do modelo WRF com uso da velocidade de fricção u^* simulada. **Revista Ciência & Natura**, v. Especial, Santa Maria(RS), Novembro 2011. ISSN 0100-8307.

RAMOS, D. N. S. **Mapeamento eólico do Estado de Alagoas utilizando ferramentas computacionais e dados observados**. 2012. 130 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Maceió (AL), 2012.

RAMOS, D. N. S.; LYRA, R. F. F.; SIILVA-JÚNIOR, R. S. Previsão do Vento Utilizando o Modelo Atmosférico WRF para o Estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.28, n.2, 163 - 172, 2013.

ROBALLO, S. T.; FISCH, G. Escoamento Atmosférico no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA): Parte I - Aspectos Observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.4 510 - 519, 2008.

SALBY, L.M; **Fundamentals of Atmospheric Physics**. Academic Press, San Diego, California. International geophysics series: v. 61. 1996. 627 p.

SANTOS, L. A. R. **Análise e caracterização da camada limite convectiva em área de pastagem, durante o período de transição entre a estação seca e chuvosa na Amazônia (Experimento RACCI-LBA/Rondônia)**. 118 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005.

SEMARH. **Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos**. Governo do Estado de Alagoas, 2015. Disponível em: <<http://www.semarh.al.gov.br>>. Acesso em: jan. 2015.

SILVA, A. F. G. **Avaliação do Modelo WRF ao Perfil do Vento no Centro de Lançamento de Alcântara**. 2013. 76 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013.

SILVA, A. R. **Estudo observacional do regime de vento no Estado de Alagoas, nos períodos seco e de transição seco-chuvoso**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia), Maceió: Universidade Federal de Alagoas (UFAL), 2009. 100 pp.

SILVA, B. F. P.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; PERESETSKY, A.; BRITO, B. Sistemas Sinóticos Associados às Precipitações Intensas no Estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.3, 323 - 338, 2011.

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

SONDA. **Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais**. Instituto de Pesquisas Espaciais – INPE, 2015. Disponível em: <<http://sonda.ccst.inpe.br/infos/qualificacao.html>>. Acesso em: mar. 2015.

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

TEIXEIRA, R. F. **O fenômeno da brisa e sua relação com a chuva sobre Fortaleza-CE**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.23, n.3, 282-291, 2008.

TOZZI, L. R. L.; SILVA, M. G. A. J. d. Calibragem estatística das previsões de temperatura do modelo eta. In: **Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia**. [S.l.]: SBMET, 2002. p. 3528–3537.

VARDAVAS, M.I; TAYLOR, F.W., **Radiation and Climate**. Oxford University Press Inc., New York, 2007. 492 p.

WAGNER, H. J.; MATHUR, J.; **Introduction to Wind Energy Systems - Basis, Technology and Operation**. Springer. 2009. 86 pp.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An introductory Survey**. 2. ed. University of Washington, Seattle, EUA: Elsevier, 2006. 483 pp.

WANG, X.C.; GUO, P.; HUANG, X.B. (2011). **A Review of Wind Power Forecasting Models**. Energy Procedia, 12, 770-778. <http://dx.doi.org/10.1016/j.egypro.2011.10.103>.
WILKS, D. S. **Statistical Methods In the Atmospheric Sciences**. 2nd Ed. Academic Press, 2006. 627p.